

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO MESTRADO EM GEOGRAFIA**

JEREMIAS ALÉCIO LEPERES DE MARINS

**VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DA
MICRORREGIÃO DE CAMPO MOURÃO E SUA ASSOCIAÇÃO COM
ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR**

**MARECHAL CÂNDIDO RONDON
2019**

JEREMIAS ALECIO LEPERES DE MARINS

VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DA
MICRORREGIÃO DE CAMPO MOURÃO E SUA ASSOCIAÇÃO COM
ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Dissertação apresentado ao Programa de pós-graduação em Geografia (nível Mestrado) da Universidade Estadual do Oeste do Paraná - campus de Marechal Cândido Rondon, como requisito para obtenção do grau de mestre em Geografia.

Área de concentração: Espaço de fronteira: território e ambiente.

Linha de pesquisa: Dinâmica e gestão ambiental em zona subtropical.

Orientadora: Dra. Leila Limberger

MARECHAL CÂNDIDO RONDON

2019

Ficha de identificação da obra elaborada através do Formulário de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da Unioeste.

Marins, Jeremias Alécio Leperes de
VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DA
MICRORREGIÃO DE CAMPO MOURÃO E SUA ASSOCIAÇÃO COM
ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR / Jeremias
Alécio Leperes de Marins; orientador (a), Leila Limberger,
2019.
103 f.

Dissertação (mestrado), Universidade Estadual do Oeste
do Paraná, Campus de Marechal Cândido Rondon, Centro de
Ciências Humanas, Educação e Letras, Programa de Pós-
graduação em Geografia, 2019.

1. Climatologia. 2. Teleconexão Atmosférica. 3.
Variabilidade Climática da Microrregião de Campo Mourão.
I. Limberger, Leila. II. Título.



unioeste

Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Campus de Marechal Cândido Rondon - CNPJ 78680337/0003-46

Rua Pernambuco, 1777 - Centro - Cx. P. 91 - <http://www.unioeste.br>

Fone: (45) 3284-7878 - Fax: (45) 3284-7879 - CEP 85960-000

Marechal Cândido Rondon - PR.



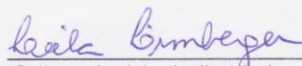
PARANÁ

GOVERNO DO ESTADO

Programa de Pós-Graduação em Geografia

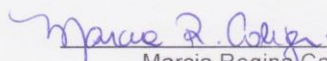
ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE JEREMIAS ALÉCIO LEPERES DE MARINS, ALUNO(A) DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ - UNIOESTE, E DE ACORDO COM A RESOLUÇÃO DO PROGRAMA E O REGIMENTO GERAL DA UNIOESTE.

Ao(s) 28 dia(s) do mês de fevereiro de 2019 às 14h00min, no(a) Unioeste - Campus de Marechal Cândido Rondon, realizou-se a sessão pública da Defesa de Dissertação do(a) candidato(a) Jeremias Alécio Leperes de Marins, aluno(a) do Programa de Pós-Graduação em Geografia - nível de Mestrado, na área de concentração em Espaço de Fronteira: Território e Ambiente. A comissão examinadora da Defesa Pública foi aprovada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geografia. Integraram a referida Comissão os(as) Professores(as) Doutores(as): Leila Limberger, Nair Glória Massoquim, Marcia Regina Calegari. Os trabalhos foram presididos pelo(a) Leila Limberger, orientador(a) do(a) candidato(a). Tendo satisfeito todos os requisitos exigidos pela legislação em vigor, o(a) candidato(a) foi admitido(a) à Defesa de DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, intitulada: "Variabilidade da Precipitação Pluviométrica da Microrregião de Campo Mourão e sua Associação com Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar". O(a) Senhor(a) Presidente declarou abertos os trabalhos, e em seguida, convidou o(a) candidato(a) a discorrer, em linhas gerais, sobre o conteúdo da Dissertação. Feita a explanação, o(a) candidato(a) foi arguido(a) sucessivamente, pelos(as) professores(as) doutores(as): Nair Glória Massoquim, Marcia Regina Calegari. Findas as arguições, o(a) Senhor(a) Presidente suspendeu os trabalhos da sessão pública, a fim de que, em sessão secreta, a Comissão expressasse o seu julgamento sobre a Dissertação. Efetuado o julgamento, o(a) candidato(a) foi aprovado(a). A seguir, o(a) Senhor(a) Presidente reabriu os trabalhos da sessão pública e deu conhecimento do resultado. E, para constar, o(a) Coordenador(a) do Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE - Campus de Marechal Cândido Rondon, lavra a presente ata, e assina juntamente com os membros da Comissão Examinadora e o(a) candidato(a).



Orientador(a) - Leila Limberger

Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Campus de Marechal Cândido Rondon
(UNIOESTE)



Marcia Regina Calegari

Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Campus de Marechal Cândido Rondon
(UNIOESTE)



unioeste

Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Campus de Marechal Cândido Rondon - CNPJ 78680337/0003-46

Rua Pernambuco, 1777 - Centro - Cx. P. 91 - <http://www.unioeste.br>

Fone: (45) 3284-7878 - Fax: (45) 3284-7879 - CEP 85960-000

Marechal Cândido Rondon - PR.



PARANÁ

GOVERNO DO ESTADO

Programa de Pós-Graduação em Geografia

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE JEREMIAS ALÉCIO LEPERES DE MARINS, ALUNO(A) DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ - UNIOESTE, E DE ACORDO COM A RESOLUÇÃO DO PROGRAMA E O REGIMENTO GERAL DA UNIOESTE.

Nair Glória Massoquim

Faculdade Estadual de Ciências e Letras de Campo Mourão - FACILCAM

Jeremias Alecio Leperes de Marins

Candidato(a)

Coordenador(a) do Programa de Pós-Graduação em Geografia

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer a Deus, pela força e a coragem por chegar até aqui, por alguns momentos sendo minha única companhia.

A família, meu pai Francisco Correa Marins e minha mãe Lenir Margarida Leperes de Marins, aos meus irmãos, cunhado (a) e sobrinho (as) que tiveram papel especial para motivação para a realização deste mestrado.

A minha orientadora professora Dra Leila Limberger, que confiou em mim, e me deu a oportunidade de ser seu orientado, seu esforço e tempo dedicado para as orientações, mesmo durante sua gestação, e com um mês após ganhar o Breno, já se dispôs a me orientar. Agradeço por tudo que aprendi durante este período, por mostrar uma nova perspectiva da climatologia.

Ao colegiado do mestrado em Geografia da Unioeste de Marechal Cândido Rondon. Ao coordenador do programa professor Dr. Ericson Hideki Hayakawa, e a assistente do programa Anilise que de forma cordial auxiliaram em tudo que foi solicitado. De forma especial a professora Márcia Regina Calegari, que por alguns meses ter auxiliado a professora Leila na orientação.

A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), (código de financiamento 001), pela concessão de bolsa que auxiliou na minha permanência em Marechal Cândido Rondon durante esse período de mestrado.

A grande amiga Ana Paula Azevedo da Rocha, que desde a graduação somos amigos, e levamos isto para o mestrado, um ajudando ao outro, mesmo de linhas diferentes de forma generosa contribuiu para nossas discussões sobre o papel da Geografia em nossas pesquisas.

Aos demais colegas do mestrado e graduação em Geografia da Unioeste de Marechal Cândido Rondon. Ao Vanderson, Erica e outros por ouvir meus desabafos. Ao Geovani pelo auxílio na aprendizagem na confecção de mapas. E a todos os demais colegas em que pude aprender um pouco de cada um.

Ao grupo de estudo GEDATE, pela liberdade de estar no laboratório Estudos de Dinâmica Ambiental, este espaço físico teve um papel especial para que esta dissertação pudesse ser elaborada.

Ao SEAB/DERAL pela disponibilidade de enviar dados de produção agrícola, que apesar de a pesquisa ter tomado outros rumos durante o processo, buscaremos utilizar futuramente em outras publicações.

A professora Nair Gloria Massoquim, que foi uma das responsáveis pela minha entrada no mestrado, através da sua ajuda durante a graduação.

Ao professor Carlos Batista da Silva, pelas sugestões na qualificação, onde contribuiu de forma expressiva para a dissertação.

Aos demais que não me recordo, que de alguma forma contribuíram para esta dissertação, só posso dizer muito obrigado.

MARINS, Jeremias Alecio Leperes de. **Variabilidade da precipitação pluviométrica da microrregião de Campo Mourão e sua associação com anomalias de temperatura da superfície do mar**. 2019. 103 f. Dissertação (mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste Do Paraná, Marechal Cândido Rondon. 2019.

RESUMO

O clima é um importante insumo nas atividades socioeconômicas, especialmente no que concerne à sua variabilidade, já que são as anomalias que mais atingem a sociedade. Um dos elementos causadores de variabilidade climática são as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), considerando-se que oceano e atmosfera estão acoplados. A presente pesquisa visa compreender a variabilidade climática da Microrregião Geográfica de Campo Mourão (MRCM) e sua associação com as anomalias de TSM. Na caracterização climática da área foi identificada uma variabilidade espacial das chuvas, com maiores valores sendo registrados na área sul. Quanto à variabilidade temporal foi identificado que, principalmente para anomalias positivas de chuva, estas estão associadas com El Niño. No entanto, diversos eventos de anomalias tanto positivas quanto negativas não foram associados com eventos ENOS. Para identificação de outras áreas de TSM possivelmente associadas à variabilidade da chuva na MRCM foi elaborado um mapa de correlação linear. Neste, foram identificadas 6 áreas de TSM melhor correlacionadas com a chuva na MRCM, sendo o Índico Ocidental, o Pacífico Central, a Antártica, a PDO, o Atlântico Norte e o Atlântico Tropical Sul. O modelo de regressão linear mostrou que a área mais importante na modulação das chuvas na MRCM é o Pacífico Equatorial, associada aos eventos ENOS, seguida por Antártica e PDO.

Palavras-chave: caracterização climática da MRCM, variabilidade climática da MRCM, mapa de correlação linear, regressão linear, modelo estocástico para simulação de chuva.

MARINS, Jeremias Alecio Leperes de. **Variability of rainfall in the Campo Mourão microregion and its association with sea surface temperature anomalies**. 2019. 103 f. Dissertation (masters in Geography). Universidade Estadual do Oeste Do Paraná, Marechal Cândido Rondon. 2019.

ABSTRACT

Climate is an important input of the socioeconomic activities, mainly in what concern its variability, because are the anomalies that achieve the society the most. One of the originator of climate variability are the Sea Surface Temperature (SST), considering ocean and atmosphere are coupled. This research aims to understand the climate variability of the Campo Mourão Microregion Geographical (MRCM) and its association with SST anomalies. In the climatic characterization it was identified a spatial variability of the rainfall, with higher values registered in the South area. Regarding temporal variability it was identified that, mainly about positive rainy anomalies, they are associated with El Niño. However, several events of anomalies, positive and negative, were not associated with ENOS events. To identify other SST areas that may be associated with rainy variability in the MRCM it was elaborated a correlation map. In this, it was identified 6 areas best correlated with the rainfall in the MRCM, being West Indic, Central Pacific, Antarctic, PDO, North Atlantic and South Tropical Atlantic. The linear regression model shows that the most important area that contributes in rainfall modulation in the MRCM is Equatorial Pacific, associated to ENOS events, followed by Antarctic and PDO.

Key-words: MRCM climatic characterization; climatic variability in the MRCM, correlation map; linear regression, stochastic model to rainfall simulation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Fases de anomalias de temperatura da superfície do mar no Pacífico Equatorial. A) Neutralidade; b) EN; c) LN.	28
Figura 2 – Configuração média de tsm durante os en: a) Canônico; b) Modoki	29
Figura 3 - Regiões dos niños.	32
Figura 4 - Fadrões de anomalia de TSM e vento durante as fases da pdo: a) Fase quente; b) Fase fria.	33
Figura 5 - Dados do índice da PDO.	33
Figura 6 -Série de dados do índice da Oscilação da Antártica.	36
Figura 7- Localização da MRCM no estado do Paraná.	38
Figura 8 - Classificação climática adotada pelo IBGE (2002).	40
Figura 9 - Tipos climáticos da MRCM, elaborado pelo ITCG, com base na classificação de Köppen.	41
Figura 10 - Mapa climático do IAPAR para o estado do Paraná.	42
Figura 11- Espacialização das estações/postos pluviométricos da MRCM utilizados na pesquisa.	44
Figura 12 - Sistemas atmosféricos que atuam na baixa e na alta troposfera atuantes na América do Sul.	52
Figura 13 - mapas de vetores de vento (setas) com a unidade em m/s, e umidade específica (cor) com a unidade g/kg, dados de altura em 850 hpa. Mapas de vetores de vento (setas) com a unidade em m/s, e umidade específica (cor) com a unidade g/kg, dados de altura em 850 hpa. Dados de reanalise do ncep/ncar dos dias 25 (dia -1), 26 (dia 0) e 27 (dia +1) de abril de 2016, antes durante e depois de a passagem de uma frente fria pela mrcm (retângulo).	53
Figura 14 - Climatologia anual (1981-2010) de sistemas frontais.	54
Figura 15 - Frequência de ciclogênese na América do Sul, a partir dos dados da reanálise do NCEP 1979–2003.	55
Figura 16 - Exemplos de SCM: a) CCM, b) PECS.	56
Figura 17- Frequência de ccm entre outubro a maio de 1998–2007, quadrado vermelho é a área aproximada da MRCM.	57
Figura 18 - Mapa pluviométrico da MRCM	58
Figura 19 - Mapa de isoietas sobrepondo o mapa de hipsométrico da MRCM.	61

Figura 20 - Climatologia de role (em 1000 hpa), durante as estações do ano, unidade de medida em $w\ m^{-2}$.a: outono, b: inverno, c: primavera, d: verão.	64
Figura 21 - Climatologia do vetor de vento em 850 hPa unidade de medida m/s, durante as estações do ano.	67
Figura 22 – Climatologia de pnm durante as estações do ano, unidade de medida hPa. A: outono, b: inverno, c: primavera, d: verão.	68
Figura 23- Anomalia de vetor de vento (m/s) em 850 hPa, durante os eventos muito fortes de EN.	72
Figura 24 - Anomalia de vetor de ventos (m/s) em 850 hpa durante as ln forte	73
Figura 25 - Mapa de correlação entre a TSM e a precipitação pluviométrica da MRCM	77
Figura 26 - Mapa de localização das áreas de maior correlação entre a tsm e a chuva na MRCM.	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Áreas de TSM com maior valor de correlação linear com a chuva na MRCM	50
Tabela 2 - Relação da chuva (mm) durante as estações e o tipo de EN	71
Tabela 3 - Relação da chuva (anomalia) durante as estações do ano e o tipo de EN	72
Tabela 4 - Relação da anomalia de chuva e o tipo LN	73
Tabela 5 - Relação da chuva (mm) durante as estações e o tipo de LN	73
Tabela 6 - Relação da AAO com a chuva na MRCM, durante a LN (dados ONI)	76
Tabela 7- Parâmetros para identificação da acurácia dos modelos gerados.	84
Tabela 8 – Matriz de correlação linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM	85
Tabela 9- Matriz de correlação linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM, com dados suavizados com média móvel de três meses.	87
Tabela 10- Matriz de correlação linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM, com dados suavizados com média móvel de seis meses	89
Tabela 11 - Modelo estocástico para simulação de chuva mensal, para a MRCM, para o mês 0, e dados suavizados em média móvel de três e seis meses.	91
Tabela 12 – Porcentagem explicada da variabilidade da chuva para 0 mês, e dados suavizados em média móvel de três e seis meses, por cada uma das 6 áreas de TSM.	92

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Relação latitude e chuva das estações. Da esquerda para a direita estão dispostos os postos de norte para sul.	60
Gráfico 2 - Relação altitude e chuva das estações.	60
Gráfico 3 - Variação mensal das chuvas entre 1976-2016	63
Gráfico 4 - Distribuição da precipitação pluviométrica anual na MRCM entre as estações do ano para o período de 1976-2016.	65
Gráfico 5- Distribuição da chuva por estação do ano e por posto pluviométrico na MRCM em porcentagem. Sendo que as iniciadas pelo número 1 são as que estão ao norte e pelo número 2, ao sul.	66
Gráfico 6 - Chuva total anual para o período de 1976 a 2016.	69
Gráfico 7 - Anomalia da chuva anual da MRCM para o período de 1976 a 2016.	69
Gráfico 8 - Média de chuva durante as fases do ENOS para o período de 1976-2016 na MRCM	70
Gráfico 9 - Índice Normalizado da Chuva na MRCM com as fases do ENOS	74
Gráfico 10 - Índice Normalizado da Chuva na MRCM com as fases do ENOS, a) década de 1980; b) década e 1990; e c) década de 2000	75
Gráfico 11 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Índico Ocidental para o período de 1976 a 2016.	80
Gráfico 12 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Pacífico Central para o período de 1976 a 2016.	80
Gráfico 13 - Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Antártica para o período de 1976 a 2016.	81
Gráfico 14 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM PDO para o período de 1976 a 2016.	82
Gráfico 15 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Atlântico Norte para o período de 1976 a 2016.	82
Gráfico 16 - Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Atlântico Tropical Sul para o período de 1976 a 2016.	83
Gráfico 17 - Modelo, por regressão linear, para a chuva mensal da MRCM, com dados de 0 mês, para o período de 1976 a 1997.	86

Gráfico 18 - Precipitação pluviométrica observada (linha azul), e prevista pelo modelo (linha cinza), para média móvel de 0 mês, de 1998 a 2016. 87

Gráfico 19 - Modelo, por regressão linear, para a chuva mensal da MRCM, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1976 a 1997. 88

Gráfico 20 - Precipitação pluviométrica observada (linha azul), e prevista pelo modelo (linha cinza), para média móvel de três meses, de 1998 a 2016. 89

Gráfico 21 - Modelo, por regressão linear, para a chuva mensal da MRCM, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1998 a 2016 90

Gráfico 22 - Precipitação pluviométrica observada (linha azul), e prevista pelo modelo (linha cinza), para média móvel de seis meses, de 1998 a 2016. 91

LISTA DE SIGLAS

AAO – Oscilação da Antártica

AS – América do Sul

CDO – *Climate Data Operator*

EN – El Niño

ENOS – El Niño/Oscilação Sul

GRADS – *Grid Analysis and Display Sistem*

LN – La Niña

MRCM – Microrregião Geográfica de Campo Mourão

NCL – *NCAR Command Language*

ONI – *Oceanic Niño Index*

PDO – Oscilação do Pacífico Decenal

PNA – *Pacific North America*

PSA – *Pacific South America*

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	REFERENCIAL TEÓRICO	19
2.1	variabilidade climática	19
2.2	Teleconexão atmosférica	22
2.3	Principais padrões de teleconexão atmosférica	26
2.3.1	ENOS	26
2.3.2	PDO	32
2.3.3	Modos de variabilidade relacionados ao oceano Atlântico	34
2.3.4	Oscilação da Antártica	35
3	ÁREA DO ESTUDO	38
4	MATERIAIS E METODOS	43
4.1	COLETA DE DADOS	43
4.1.1	Dados pluviométricos mensais	43
4.1.2	Dados de TSM mensais	44
4.1.3	Dados dos índices mensais	45
4.1.4	Dados de hipsometria	45
4.1.5	Dados das variáveis meteorológicas mensais	45
4.2	FERRAMENTAS UTILIZADAS	45
4.3	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	46
4.3.1	Análise dos dados de chuva	47
4.3.2	Relação relevo e chuva	47
4.3.3	Transformação de dados numéricos para o formato Network Common Data Form (NetCDF ou NC)	47
4.3.4	Elaboração do Mapa de correlação linear da chuva na MRCM com os dados da TSM global	47
4.3.5	Análise dos dados de chuva e os índices climáticos	48
4.3.6	Índice normalizado da chuva sazonal	49
4.3.7	Mapas de variáveis atmosféricas	49
4.3.8	Cálculo de Regressão Linear Múltipla	49
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	51
5.1	A dinâmica atmosférica e variabilidade pluviométrica na MRCM	51

5.1.1	Dinâmica atmosférica.....	51
5.1.2	Variabilidade Espacial da chuva na MRCM	58
5.1.3	Variabilidade Temporal da chuva na MRCM	62
5.2	Correlação linear entre a precipitação pluviométrica e Anomalias de TSM na MRCM...	76
5.3	Regressão linear múltipla: modelo estocástico como simulação da chuva na mrcm partindo dos dados de TSM.....	83
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	93
7	REFERÊNCIAS	95

1 INTRODUÇÃO

O clima pode ser compreendido como a manifestação da conjugação entre a biosfera, criosfera, hidrosfera, geosfera e atmosfera, constituindo o Sistema Superfície-Atmosfera (SSA). Também pode ser definido como a sintetização das características gerais da dinâmica da atmosfera em um determinado lugar. Ou seja, os conceitos de clima sempre apontam para um “estado médio”. No entanto, é fundamental entender a variabilidade desse clima e analisar suas inconformidades ao longo do tempo.

Os estudos de variabilidade climática têm relevância porquê é a partir deles que pode ser observada a vulnerabilidade da sociedade em relação ao clima, sendo de ordem socioambiental e socioeconômica; em outras palavras, estes estudos demonstram as atipicidades climáticas que atingem a sociedade (ELY, 2006).

Dentro da variabilidade climática, os estudos que envolvem a variabilidade de pluviométrica ganham destaque, principalmente nas regiões tropicais, já que a chuva é um elemento fundamental no ciclo hidrológico.

Um fator climático proporcionador de variabilidade climática é anomalia da temperatura da superfície do mar (TSM), sendo atribuída como uma forçante (impulso) atmosférica (térmica) (BJERKNES, 1969; SILVA e SILVA, 2012). O oceano tem papel de regulador climático, já que a água tem alta capacidade térmica fazendo do oceano um grande armazenador de calor. Como o oceano está acoplado à atmosfera por meio de processos químicos e físicos, a variabilidade (ou anomalia) da TSM está relacionada à variabilidade climática nas escalas temporal e/ou espacial.

Quando a atmosfera é influenciada por anomalia de TSM, pode influenciar regiões distantes, por meio de propagação de ondas atmosféricas. Esse processo foi denominado na meteorologia como “Teleconexão Atmosférica” (AMBRIZZI, 2003). Assim, a variabilidade climática de uma determinada região pode ser provocada pela variação de algum componente no SSA em algum local distante, tanto na atmosfera como nos oceanos. Para Limberger (2016) os estudos que envolvem teleconexões atmosféricas se mostram pertinentes para a Climatologia Geográfica por procurarem entender a origem da variabilidade climática em diferentes locais.

Mediante ao exposto, a área do estudo aqui dissertada foi a Microrregião Geográfica de Campo Mourão (MRCM), sendo a questão central: quais áreas do oceano influenciam a variabilidade da chuva na MRCM? Investigar sobre esta temática é relevante na Geografia pois o geógrafo tem a função de ser um planejador do espaço geográfico e, nesse ato de planejar,

uma das funções é em entender o clima (PAES e VENTURI, 2011) a partir da variabilidade climática, como função mitigadora de vulnerabilidade social, econômica e ambiental.

Isso se torna muito importante para a área adotada, já que a economia é fortemente ligada ao setor agrícola, especialmente na produção de milho e soja, culturas altamente dependentes de chuva em suas diversas fases de cultivo (MASSOQUIM, 2010). Ou seja, a variabilidade da chuva pode afetar a produção de grãos, que também está relacionada com as questões sociais, já que na área se desenvolve desde o cultivo em grandes propriedades até agricultura de subsistência, ou as de pequenas áreas com enfoque na comercialização de culturas variadas.

Outro ponto importante, que fundamenta esta dissertação, é o fato da MRCM se localizar numa zona de transição climática, entre o clima tropical e o subtropical, o que levanta a questão de se estudar pormenorizadamente a sua associação com a TSM global, já que pode ter efeitos diferentes aos relatados pela literatura específica, generalizados para a região Sul do Brasil.

Para entender a variabilidade pluviométrica na MRCM, foi adotado o período de disponibilidade dos dados dessa área, que compreendeu os anos de 1976 a 2016. Dessa forma, o objetivo principal é entender a associação entre as anomalias de TSM global e a variabilidade pluviométrica na MRCM durante esse período. Para isso, houve a necessidade de caracterizar o clima, e a variabilidade pluviométrica da MRCM entre 1976-2016 e identificar as áreas do oceano em que a TSM tem maior correlação com a variabilidade pluviométrica na MRCM. Para a garantia desses resultados, buscou-se elaborar um modelo estocástico de simulação climática, com os dados das áreas de TSM com maior valor de correlação linear com a chuva na MRCM.

A presente dissertação está dividida da seguinte forma: no capítulo 2 apresenta-se o referencial teórico, onde se abordam os temas de variabilidade climática e teleconexões atmosféricas e alguns modos de variabilidade climática; no capítulo 3 é apresentada, sucintamente, a área do estudo; no capítulo 4 são apresentados os dados e técnicas utilizados na pesquisa; o capítulo 5 é dividido nos subcapítulos: 5.1, onde é apresentada a caracterização e a variabilidade pluviométrica da MRCM; 5.2, onde são apresentados os resultados da correlação linear entre a TSM global e a chuva na MRCM, identificando as áreas de TSM mais correlatas e; 5.3, onde é apresentado o resultado do modelo de regressão linear múltipla para a simulação climática segundo as áreas de TSM melhor correlacionadas com a chuva na MRCM.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Neste capítulo apresenta-se o levantamento bibliográfico realizado sobre a variabilidade climática, as teleconexões atmosféricas e os modos de variabilidade climática, fundamentais para a compreensão da presente dissertação.

No subcapítulo 2.1 são discutidos alguns conceitos teóricos usados na geografia sobre variabilidade climática; e algumas pesquisas já realizadas sobre a temática.

No subcapítulo 2.2, sobre teleconexão atmosférica, seu conceito, pesquisas que relacionam teleconexão atmosférica sobre a América do Sul (AS), além de algumas técnicas para entender a relação com a variabilidade climática.

Por fim, no subcapítulo 2.3 serão abordados alguns modos de variabilidade climática, que podem estar associados com a variabilidade climática da área de estudo.

2.1 VARIABILIDADE CLIMÁTICA

O clima é um aspecto natural, de suma importância para a existência humana, já que influencia boa parte das atividades antrópicas, como os aspectos culturais e socioeconômicos. A necessidade humana de se adaptar a um determinado clima é vista historicamente através das migrações e diversidades culturais, externalizadas, por exemplo, na arquitetura, vestimentas e alimentos. Para Ayoade (1998, p. 2) o clima é uma “síntese do tempo num determinado lugar durante um período de aproximadamente 30-35 anos”. Esse conceito é próximo que é definido pela Organização Mundial de Meteorologia - OMM (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

De forma inseparável ao clima está a variabilidade climática. Segundo Tavares (2001), a variabilidade se caracteriza como os desvios em torno da média climática de um determinado local por um determinado período de tempo. Por isso, se mostra mais influente nas atividades antrópicas, já que a sociedade sofre mais os efeitos de eventos distantes à climatologia do local. Por exemplo, citam-se as secas severas, chuvas extremas, ondas de calor e de frio, entre outros. A variabilidade climática pressupõe a compreensão de como os elementos do clima sofrem variações em virtude das modificações dos padrões habituais de circulação da atmosfera ocasionada por forçantes, tais como relevo e TSM, em um determinado intervalo de tempo (ANGELOCCI e SENTELHAS, 2007; SILVA e SILVA, 2012).

De acordo com Limberger (2015) a compreensão da variabilidade climática se torna importante para a geografia. Ao elencar vários trabalhos de clima na geografia, mesmo que não estejam postulados pela temática “variabilidade climática”, mas tem essa essência, a autora nos leva a interpretação de que, atualmente, essa ciência se ocupa mais com os estudos de variabilidade climática do que da caracterização do clima em si. Isso se deve, pelo fato de que os estudos de variabilidade climática se reportam às atipicidades climáticas, que atingem a sociedade (ELY, 2006).

Segundo Ely (2006) cerca de 28% das teses e dissertação produzidas em oito programas de pós-graduação em geografia entre 1945 e 2003 foram aplicadas ao trabalho de variabilidade pluviométrica, sendo o segundo tema mais apresentado. Nos referidos trabalhos os autores procuram discutir os ritmos atmosféricos (análise rítmica) se elencando na relação tempo/espço além da dinâmica atmosférica, tipologia da chuva e a relação com a agricultura.

Neste contexto, trabalho pioneiro entre a análise rítmica e a produção agrícola, Guadarrama (1971) analisou a variabilidade das chuvas em 1967/68 e seus efeitos na produção de arroz no estado de São Paulo, partindo da análise rítmica; como resultado, evidenciou que esses anos foram atípicos por haver déficit de chuva em algumas fases do plantio.

Dentro da Geografia, trabalhos posteriores que relacionavam com a produção agrícola, se tornam comuns. Um em destaque é o de Almeida (2000), o autor analisou a variabilidade pluviométrica na produção de soja no estado do Paraná entre 1975 a 1995, onde demonstrou que a importância das chuvas se compara às técnicas aplicadas, e é responsável por 50% do rendimento da soja. Neste trabalho o estudo relacionado à variabilidade climática (pluviométrica) foi a partir das análises de tipologia das chuvas.

Trabalho parecido com este, foi elaborado por Ely, Almeida e Sant’Anna Neto (2003), discutem sobre a variabilidade climática e a produtividade de milho no estado do Paraná entre os anos de 1990 a 2001, a partir da análise de tipologia pluviométrica e fatores políticos, econômicos e tecnológicos envolvidos na cultura. Mostraram que não apenas as questões climáticas envolvem a redução da produção agrícola. Porém, para os autores, os El Niños ocorridos durante o período analisado não proporcionaram boa produtividade, pois, apesar de estarem relacionados à maior precipitação esta é mal distribuída, enquanto que em períodos de La Niñas foi identificada maior vulnerabilidade agrícola no plantio do milho.

Alguns trabalhos tentam entender a variabilidade climática para questões de planejamento ambiental, como Boin (2000) analisou a variabilidade das chuvas associadas ao impacto da erosão no oeste do estado de São Paulo, bem como, os sistemas atmosféricos que atuam e geram a chuva na área. A técnica utilizada foi a análise rítmica. O autor subdividiu a

área em unidades climáticas por tipo de impacto, mostrando que há variabilidade espacial e temporal na área de estudo.

Porém, vários trabalhos têm se reportado a influência de modos de variabilidade climática como El Niño/Oscilação Sul e outros. Vemos como exemplo Tavares (2001), o autor buscou entender a relação entre a variabilidade da chuva com o ENOS em Piracicaba e avalia a circulação atmosférica entre 1982 a 1984, analisando os tipos de tempo. Verificou que em 1982/83 os centros de ação sobre o oceano Atlântico Sul se localizaram mais ao norte do que o normal, o que favoreceu o bloqueio de frentes frias, proporcionando chuvas abundantes na área estudada. Já em 1983/84 o centro de ação no Atlântico Sul se deslocou mais ao sul impedindo a passagem de frentes frias, trazendo redução das chuvas para Piracicaba. Esta modulação do centro de ação estaria relacionada ao aquecimento e resfriamento no Pacífico central e a circulação de Walker. Estes resultados foram possíveis através da análise do tipo de tempos.

Em um trabalho que envolve a área de estudo, Souza (2006), tenta comparar variabilidade de precipitação no Paraná e a anomalia de TSM no oceano Pacífico entre 1972 a 2002, utilizando dados de 43 estações pluviométricas e analisando a tipologia da chuva. Verificou que a relação da chuva no Paraná com ENOS mostra que anos de El Niño (La Niña) há aumento (redução) de chuva. Porém, estas anomalias de precipitação se diferem por regiões.

Com estudo voltado a modo de variabilidade decenal, Nascimento Junior (2013) investigou a variabilidade climática do estado do Paraná e sua relação com a Oscilação Decenal do Pacífico (PDO), utilizando a análise da tipologia pluviométrica. Para o autor, essa relação se mostrou estatisticamente fraca já que é difícil encontrar associação matemática entre um elemento que varia muito (a chuva) com um modo de variabilidade de baixa a baixíssima frequência, que é a PDO.

Outro tipo mais recente de estudos de variabilidade climática (na Geografia), relaciona-se com os dados de vazão (substituindo de chuva), e os comparando com os modos de variabilidade climática e/ou de temperatura da superfície do mar, exemplos desse tipo de estudo: Silva (2012) e Limberger (2015). Os dados de vazão têm um diferencial por conseguir demonstra maior abrangência da variabilidade climática (LIMBERGER, 2015). No caso, Silva (2012) analisou a variabilidade climática dos oceanos na vazão dos rios do Pantanal e verificou que a bacia do Pacífico exerce maior influência na área. Para o autor, o oceano Pacífico mostra uma influência em escala interanual enquanto o Atlântico tem uma influência Multi-anual a interdecadal. Limberger (2015) estudou a variabilidade climática na bacia Amazônica brasileira, analisando a influência da TSM na variabilidade pluviométrica e fluviométrica desta

região. Os resultados mostram que a variabilidade da bacia Amazônica tem relação com ENOS e com Atlântico Tropical Norte, de formas distintas nas cinco regiões identificadas pela autora.

Percebe-se que parte dos estudos de variabilidade climática estão ligados à climatologia dinâmica, apesar de serem anteriores a climatologia Dinâmica no Brasil (ELY, 2006). Esse ramo da climatologia geográfica tenta entender o clima através das gêneses dos sistemas atmosféricos, não apenas dos elementos do clima.

Essas ideias demonstram uma climatologia mais qualitativa, que contradiz uma visão de que se busca apenas a quantificação, principalmente quando em seus estudos envolvem flutuações temporais. Essas concepções de clima foram apresentadas há muito tempo na literatura científica no Brasil. Schmidt (1942) já mencionava a importância de uma nova climatologia para entender o clima, não a partir das médias, mas da variação dos elementos do clima e da atmosfera. Na atualidade os estudos de clima se utilizam de novas técnicas, tais como o uso de dados de satélite, grande capacidade de tratamento de dados pelos computadores, apesar de que algumas técnicas estatísticas tradicionais têm se mantido e ainda são importantes nos estudos sobre variabilidade climática.

A climatologia dinâmica partiu da influência da escola norueguesa, que teve seus primeiros estudos publicados em 1922 por Bjerkenes e Solberg (sobre a ideia do deslocamento de massas de ar e a formação de frentes frias), quando começaram os estudos de climatologia dinâmica, que passou a dar importância aos movimentos atmosféricos (RIBEIRO, 1982). Partindo disso, a climatologia tenta entender o clima a partir de sua dinâmica, e não mais de forma estática como era feito até então. O que se observa é que a climatologia Dinâmica se ocupa em entender a variabilidade climática, para entender a atmosfera e seu dinamismo e na análise rítmica do tempo e seus efeitos na sociedade.

Nesse contexto, Tavares (2001) diz que enfrentar os percalços da variabilidade climática se constitui na capacidade de adaptação, que reduz a vulnerabilidade. E isso refere no planejamento sobre as atividades antrópicas atreladas, que impõe à sociedade um preparo cultural, tecnológico e econômico.

2.2 TELECONEXÃO ATMOSFÉRICA

Um dos proporcionadores da variabilidade climática é o acoplamento entre o oceano e a atmosfera, já que a troca de energia entre seus fluidos, tem um papel fundamental na regulação do clima e na variabilidade climática global (DESER, *et al.*; 2010). Com isso, é possível afirmar

que a variabilidade climática não depende somente da atmosfera, mas também do oceano, em grande medida.

O oceano é um imenso corpo de água salgada que ocupa as depressões da superfície da Terra, contendo aproximadamente 97% de toda a água da superfície terrestre e ocupando cerca de dois terços dela. Oceano e atmosfera estão ligados intimamente e trocam entre si energia, gases e água (GARRISON, 2010). Com maior densidade que o ar, a água (100 vezes maior que a da atmosfera) tem maior calor específico, e em apenas 10-15 cm da superfície dos oceanos contém a mesma quantidade de calor do que toda a atmosfera terrestre (BARRY e CHORLEY, 2013).

Partindo dessas informações é possível compreender porque qualquer anomalia na temperatura da superfície do mar (TSM) pode gerar mudanças na atmosfera adjacente, e, conseqüentemente, pode gerar anomalias na pressão atmosférica em todas as camadas da atmosfera (SILVA e SILVA, 2012). Tais anomalias de pressão podem ser propagadas a vários lugares através de propagação de ondas, remotamente. Para Limberger (2015), uma das chaves para entender as anomalias dos fenômenos atmosféricos é a compreensão das anomalias de TSM.

Se essas anomalias de TSM (e pressão atmosférica) se tornarem recorrentes ao longo do tempo criarão padrões de anomalias (AMBRIZZI, 2003; BARRY e CHORLEY, 2013). A interação entre anomalia de pressão atmosférica (causada, principalmente, por anomalia de TSM) de um determinado lugar interagindo com lugares a grandes distâncias e causando anomalias climáticas recebe o nome, na meteorologia, de “Teleconexão Atmosférica”, que significa conexão à distância ou uma associação remota. As representações dessas associações remotas são denominadas de “Padrões de Teleconexões Atmosféricas” (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; LIMBERGER, 2015). De acordo com Ambrizzi (2003, p.1) os padrões de teleconexões atmosféricas são definidos como “(...) um recorrente e persistente padrão de anomalia de pressão e circulação de grande escala que cobre vastas áreas geográficas”. Podem também ser conhecidos como modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência.

É importante entender os padrões de teleconexões atmosféricas para compreender como se propagam, suas variações nas escalas de tempo e espaço (o que corresponde aos deslocamentos desses padrões) e como resultam na propagação de variabilidade climática, que em algumas situações, pode causar desastres ambientais (GRIMM e AMBRIZZI, 2009).

Para Liu e Alexander (2007) usando-se o conceito de teleconexões é possível entender a atmosfera como uma “ponte” entre diversas partes do oceano e também permite entender o oceano atuando como um “túnel” ligando diversas partes da atmosfera. Ainda, pode-se entender

teleconexão como um termo usado para descrever os padrões de circulação atmosféricas que estão relacionados direta ou indiretamente sobre grandes áreas e espacialmente não contíguas (BRIDGMAN e OLIVER, 2006). Por exemplo, mudanças na atmosfera tropical associadas a mudanças na TSM podem desencadear resposta para a atmosfera global, tanto para áreas dos trópicos quanto para áreas extratropicais (GRIMM e AMBRIZZI, 2009).

Os padrões de teleconexão são originados a partir de forçantes térmicas (nos oceanos – anomalias de TSM – e nos continentes) e orográficas (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; SILVA e SILVA, 2012). As anomalias de TSM que são persistentes e se associam com a atmosfera e são propagadas, principalmente, por ondas de Rossby¹ e de Kelvin². As ondas de Rossby transportam anomalias atmosféricas no sentido leste nas latitudes médias e as ondas de Kelvin, no sentido leste na faixa equatorial. Como as ondas de Rossby são mais “eficientes”, pode-se dizer que estas são as principais responsáveis pelos padrões de teleconexões atmosféricas.

Normalmente, um padrão de teleconexão atmosférica está relacionado a uma oscilação de padrões atmosféricos. De acordo com Bridgman e Oliver, (2006) uma oscilação ocorre quando um sistema é perturbado a partir de uma posição de equilíbrio estável, podendo ser reconhecido como um ciclo previsível (em um período identificado e recorrente). O termo oscilação também é usado para balanço de variáveis que se alternam de um extremo para outro (BRIDGMAN e OLIVER, 2006). As oscilações atmosféricas podem ser uma resposta das anomalias de TSM e geram padrões de teleconexões (AMBRIZZI, 2003). Seguindo esta ideia podemos entender porque alguns dos principais padrões de teleconexão recebem em seu nome o termo “oscilação”, como AMO - *Atlantic Multidecadal Oscillation*, PDO - *Pacific Decadal Oscillation*, ENSO - *El Niño/Southern Oscillation*, entre outros

¹ As ondas de Rossby, conhecidas como ondas planetárias, podem ocorrer na atmosfera e no oceano. No caso na atmosfera, podem ser definidas como meandros de ventos em altas altitudes em latitudes médias, dependendo do hemisfério em que a onda estiver se propagando, ar quente e ar frio seguirão em oposição das ondas (cavado ou crista). Partindo disso, pode-se criar áreas de baixa e alta pressão na superfície. Cada onda tem aproximadamente 1000 km, podendo haver de 6 a 8 ondas ao redor do planeta. Na normalidade sua propagação é para leste. Estas ondas podem se formar livremente ou podem ser forçadas, causadas pelas forçantes orográficas (continentes) e térmicas (continentes e oceano). Quando são ondas livres tendem a se propagar rapidamente, já quando são forçadas, a propagação pode ser lenta, podendo favorecer a eventos extremos (POLITO e CORNILION, 1997; SACCO, 2010; MULLER, FERRAZ e AMBRIZZI, 2009).

² As ondas de Kelvin são movimento de onda de larga escala que ocorrem na atmosfera terrestre e no oceano. Descoberta por Sir William Thompson (que depois se tornou Lord Kelvin) em 1879, as ondas de Kelvin são um tipo especial de ondas de gravidade que são afetadas pela rotação da Terra e são presas ao Equador ou ao longo dos limites verticais laterais, tais como costas litorâneas ou cadeias de montanhas. A existência da onda Kelvin se assenta sobre: (a) a gravidade e estratificação estável para sustentar uma oscilação gravitacional, (b) a aceleração significativa de Coriolis, e (c) a presença de limites verticais ou o equador. Uma característica importante da onda de Kelvin é a sua propagação unidirecional. No Equador, as ondas de Kelvin sempre se propagam para o leste e atingem sua magnitude máxima no Equador, decaindo exponencialmente com o aumento da latitude (WANG, 2002; p. 1062).

Uma das primeiras oscilações a serem notadas e estudadas foi a Oscilação do Atlântico Norte (AMBRIZZI, 2003; LIU e ALEXANDER, 2007). De acordo com Loon e Rogers (1978, p. 2), um Missionário na Groelândia, Hans Egede Saabye, fez a seguinte anotação entre os anos 1770-1778: “Na Groenlândia, todos os invernos são severos, mas não são semelhantes. Os dinamarqueses notaram que, quando o inverno na Dinamarca era severo, como percebemos, o inverno na Groenlândia era ameno e inversamente”. Outro trabalho antigo que retrata uma oscilação é o de Hildebrandsson (1897) onde o autor notou diferença de pressão atmosférica entre Sidney e Buenos Aires. Esta oscilação viria a ser descrita como Oscilação Sul por Walker e Bliss (1932). Esses trabalhos são precursores dos estudos sobre teleconexão atmosférica, porém o termo teleconexão foi primeiramente utilizado somente em 1935 pelo meteorologista sueco Anders Ångström (AMBRIZZI, 2003; LIU e ALEXANDER, 2007; REBOITA e SANTOS, 2014).

Para os estudos que envolvem este comportamento na atmosfera é necessário um conjunto de dados meteorológicos, tanto no campo da pressão atmosférica em vários níveis, como de outras variáveis, tais como vento, altura geopotencial, convergência/divergência de umidade, entre outros. Estas variáveis são tratadas com técnicas estatísticas adequadas, sobretudo análise de correlação espacial e análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) (CAVALCANTI e AMBRIZZI, 2009; AMBRIZZI, 2003). Com o avanço da tecnologia de obtenção de dados e da troca de informações pela internet o acesso a esses dados, atualmente, é relativamente fácil (LIMBERGER, 2016). Alguns desses padrões são mensurados empregando-se um índice, criado a partir da sistematização de informações sobre o desvio médio de TSM de regiões já conhecidas como forçantes térmicas da atmosfera, principalmente em regiões tropicais, com a finalidade de auxiliar na identificação de fenômenos climáticos (SILVA, 2012).

Foi com o trabalho de Wallace e Gutzler (1981) que surgem os mapas de correlação linear, uma das técnicas mais utilizadas para a identificação das teleconexões atmosféricas, (LIMBERGER, 2015). Wallace e Gutzler (1981) utilizaram um conjunto de dados mensal de pressão atmosférica ao nível do mar na altura de 500 mb³, para um período de 15 anos, usando o cálculo de coeficientes de correlação linear em pontos de grade. O objetivo deste método era identificar e descrever os padrões de teleconexões fortes. Os resultados mostraram que as teleconexões mais fortes apresentadas no Hemisfério Norte definiriam cinco padrões de

³ As unidades mb (milibares) e hpa (hectopascal) representam a pressão do ar ou atmosférica, unidades apenas de nomes diferentes.

teleconexão, sendo eles: Pacífico/América do Norte, Atlântico Leste, Atlântico Ocidental, Pacífico Ocidental e o Euro-Asiático (WALLACE e GUTZLER, 1981).

Mo e White (1985), utilizando-se da mesma técnica de Wallace e Gutzler (1981), analisaram dados de pressão a nível do mar e de altura geopotencial em 500 mb para o Hemisfério Sul (HS), entre junho de 1972 a novembro de 1980, mostraram que as latitudes baixas e altas estão negativamente correlacionadas com latitudes médias, como também entre as anomalias nas regiões subtropicais e polares.

Os principais processos de teleconexão atmosférica na AS estão relacionados ao El Niño/Oscilação Sul - ENOS, que afeta a variabilidade climática em escala global (BRIDGMAN e OLIVER, 2006; GRIMM, 2009b). Um padrão de escoamento atmosférico bem identificado e que atua na AS levando os efeitos das anomalias de TSM do oceano até o continente é o Pacífico-América do Sul (*PSA* em inglês). Esse padrão de teleconexão atmosférica tem trajetória meridional perpassando o oceano Pacífico Sul e a América do Sul (AMBRIZZI, 2003). O PSA pode afetar diversos sistemas atmosféricos, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a modulação das frentes frias. (CASTRO e CAVALCANTI, 2001).

Podemos entender que uma das finalidades dos estudos de teleconexões atmosféricas é dar subsídios para a compreensão dos processos físicos dos fenômenos atmosféricos e, com isso, melhorar a capacidade dos modelos em prever variabilidades climáticas. Havendo maior capacidade de prever eventos anômalos é possível prever (e amenizar) possíveis riscos ambientais (AMBRIZZI, SACCO, FERRAZ; 2014). Silva e Coelho (2010) avaliaram a habilidade dos modelos de previsão de tempo do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC) para prever a atuação da Oscilação Sul e os resultados mostraram-se satisfatórios, havendo maior eficiência em algumas áreas, sobretudo no sudeste da América do Sul.

2.3 PRINCIPAIS PADRÕES DE TELECONEXÃO ATMOSFÉRICA

2.3.1 ENOS

O ENOS é o mais conhecido fenômeno de acoplamento entre o oceano e a atmosfera, causando efeitos no clima de diversas partes do globo (BRIDGMAN e OLIVER, 2006). Grimm (2009b) afirma que este fenômeno é o principal proporcionador de variabilidade climática interanual em escala global. É um evento que provoca significativas alterações na temperatura

da superfície oceânica do Pacífico Equatorial num período interanual, mudando o comportamento do tempo meteorológico nessa região, e provocando a variabilidade climática em regiões remotas.

Porém, o fenômeno ENOS, é composto por duas componentes, uma oceânica e outra atmosférica. O El Niño - EN (La Niña - LN) são o registro do aquecimento (resfriamento) do oceano Pacífico equatorial e geram mudança de pressão atmosférica na Oscilação Sul (OS), a componente atmosférica do ENOS. (AMBRIZZI, 2003).

Não se sabe propriamente o mecanismo que origina o fenômeno ENOS (MOLION, 2017). O que é possível entender é que normalmente durante os eventos de EN (LN) há uma redução (aumento) da velocidade dos ventos alísios. Em condições normais os ventos alísios empurram a água superficial do Pacífico equatorial para oeste, o que provoca o ressurgimento de águas profundas e frias na área oriental do Pacífico Equatorial. Em contrapartida, águas quentes são empurradas e se acumulam na parte ocidental (TAVARES, 2002). Este mecanismo proporciona a modulação e intensidade da circulação de Walker (BJERKNES, 1969)

Mendonça e Danni-Oliveira (2007) descrevem quatro possíveis teses para a origem do fenômeno: a) Tese dos Oceanógrafos, na qual a mudança da TSM ocorre no próprio oceano; b) Tese dos Meteorologistas que explica o fenômeno a partir de mudanças atmosféricas como resposta de anomalias no oceano Índico modificando a pressão atmosférica e, consequentemente, os ventos alísios; c) Tese dos geólogos para a qual o fenômeno estaria ligado a atividades vulcânicas; d) E por fim a tese dos astrônomos que o fenômeno estaria ligado aos ciclos polares. Já, Molion (2017) analisa a possibilidade de que o fenômeno esteja ligado ao ciclo modal lunar.

Na figura 1, podemos ver as diferenças nas águas do oceano Pacífico durante a fase neutra, EN e LN. Pode se ver que na neutralidade (Figura 1A) em que a célula de Walker mostra movimentos convergentes em superfície na porção oeste do Pacífico e divergente em superfície na porção leste do Pacífico. Na Figura 1B mostra o EN, pode-se perceber uma bifurcação na célula de Walker e que seu movimento de convecção se posicionou no Pacífico Central, o resultado disso para o Brasil, é que com deslocamento da célula de Walker a área de subsidência atinge o Norte e o Nordeste, interferindo nos movimentos ascendentes desta região, causando redução de chuvas nessa área (ZHOU E LAU, 2001; NOGUÉS-PAEGLE *et al.*, 2002; KAYANO, *et al.*, 2016). Na Figura 1C é retratado o resfriamento anormal, a LN, que intensifica os alísios e intensifica a circulação de Walker.

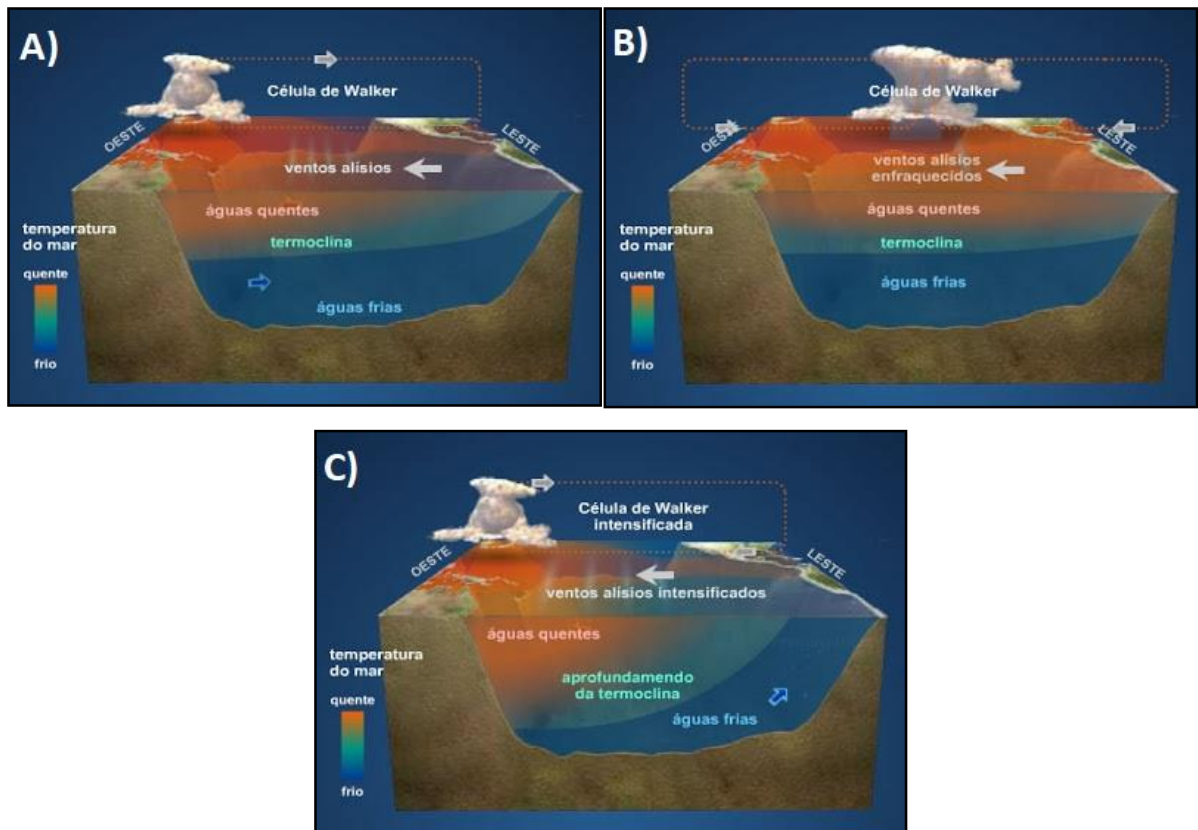


Figura 1- Fases de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar no Pacífico Equatorial. A) Neutralidade; B) EN; C) LN.

Fonte: https://geografiaeducacional.blogspot.com/2015/05/el-nino-e-la-nina_13.html

De acordo com Souza e Ambrizzi (2002) durante os EN as células de Walker e Hadley sofrem drásticas mudanças, ao ponto de quase inverter seu padrão climatológico. Outro fato marcante é que as chuvas excessivas que ocorrem no sudeste da AS (que inclui o Sul do Brasil, norte da Argentina, Uruguai e Paraguai), principalmente as que ocorrem durante a primavera e o verão, são resultantes pela modificações na circulação atmosférica local, combinados com o fortalecimento da corrente de jato subtropical em altos níveis (propagação de ondas de Rossby), e o direcionamento dos Jatos de Baixos Níveis (jatos que transportam umidade da região equatorial) para o sul (KAYANO, *et al.*, 2016; GRIMM, 2009b). Com todos esses ingredientes há um aumento nos processos ciclogênicos e na formação de Complexo Convectivos de Mesoescala (GRIMM, 2009b; GRIMM, BARROS E DOYLE, 2000).

Durante a fase fria do ENOS, a modificação da atmosfera sobre a AS pode se mostrar próximo do inverso da fase quente. De acordo com Souza e Ambrizzi (2002), a célula de Walker tem um comportamento inverso. De acordo com Grimm, Barros e Doyle (2000) em períodos a LN, na primavera há um enfraquecimento do jato subtropical, com advecção de vorticidade

anticiclônica sobre o sul do Brasil, reduzindo a advecção de umidade provenientes da região equatorial.

A propagação do ENOS para o Brasil ocorre de duas maneiras: a) por mecanismos dentro do trópico através da alteração da célula de Walker, que atinge as regiões Norte e Nordeste do Brasil; b) por mecanismos de trópico para extratropical por trens de ondas de Rossby, por meio do padrão *Pacific South-American* (PSA), que altera o padrão de chuva na região Sul e parte do Centro-Oeste e Sudeste brasileiros.

Quanto aos tipos de formação os fenômenos ENOS podem ser classificados em Canônicos, Modoki e Mix (Figura 2). A partir da análise de função ortogonal empírica é possível identificar esses tipos de ENOS, sendo o canônico o primeiro modo de variabilidade (Figura 2A) e o Modoki, o segundo modo (Figura 2B).

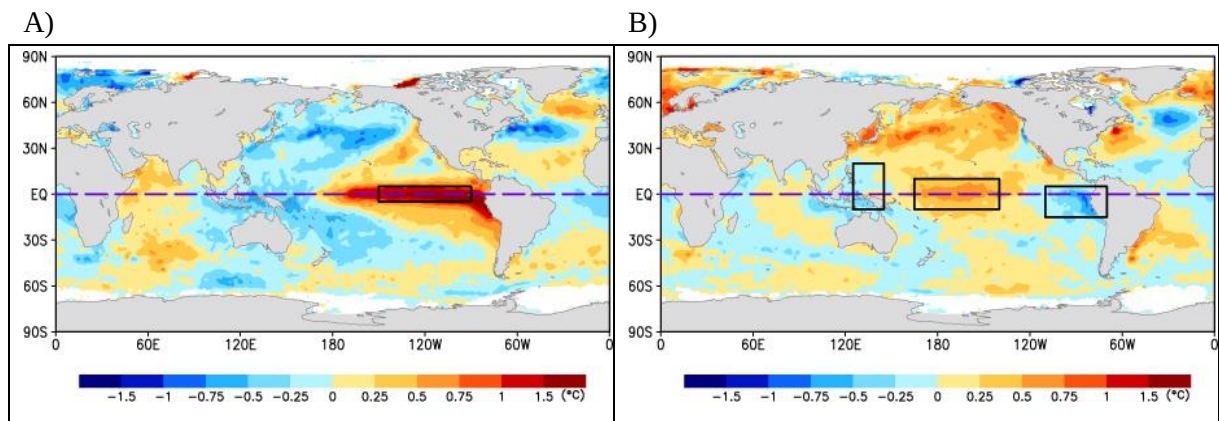


Figura 2 – Configuração média de TSM durante os EN: A) Canônico; B) Modoki

Fonte: Weng et al. (2007).

O ENOS Canônico (ou *East Pacific - EP*, *Cold Tongue - CT*) é conhecido quando o fenômeno inicia pelo lado leste do Pacífico Equatorial (costa da América do Sul) (TEDESCHI, 2013). O ENOS Modoki (ou El Niño Central, Linha de Data, *Central Pacific - CP*, *Warm Pool - WP*) tem sua formação a partir da área central do Pacífico Equatorial podendo ou não seguir a leste (TEDESCHI, 2013). Já o EN Mix é a junção de ambas as formações (YU e KIM, 2013; KAYANO *et al.*, 2016). Yo e Kim (2013), a partir dos dados do índice do Niño Oceânico (ONI) entre os anos de 1870-2010 encontraram 39 eventos principais, sendo que 8 eventos foram categorizados como do tipo Canônico, 16 do tipo Modoki e 15 do tipo Mix.

Esses diferentes tipos de ENOS têm efeitos diferentes na precipitação da América do Sul. De acordo com Tedeschi (2013) o EN Canônico tem o padrão mais conhecido na literatura em que forma um dipolo na precipitação na AS, ocorrendo redução de chuva no norte e nordeste

e aumento no sudeste da AS. Em contrapartida o Modoki+A⁴ mostra redução de chuva na AS como um todo. As LNs Canônicas também se mostraram de acordo com a literatura, havendo redução de chuva no sudeste da AS e aumento no norte e nordeste, em especial na primavera. No caso da LN Modoki+A verifica-se que durante o verão o sinal é diferente que a canônica, tanto para o sudeste quanto para o norte e nordeste da AS.

Outro aspecto que diferencia os tipos de ENOS é a intensidade dos eventos, sendo classificados com fraco, moderados, fortes ou muito fortes. Os efeitos são sentidos principalmente nos fenômenos classificados como fortes ou muito fortes.

De acordo com Cohen *et al.* (2009) o ENOS tem influência na formação das linhas de instabilidades na região norte e nordeste da América do Sul, ocasionando divergência em sua formação. Reboita e Santos (2014) analisaram a influência de padrões de teleconexão na precipitação do Norte e Nordeste do Brasil e identificaram que nem sempre o EN (LN) está relacionado a déficit (excesso) de precipitação, porém, a relação do Atlântico Tropical pode modificar os sinais do Pacífico Equatorial.

Na região Sul do Brasil o fenômeno ENOS mostra-se correlacionado com a variabilidade de precipitação pluviométrica (GRIMM, 2003; 2009a). A fase quente do fenômeno ENOS influencia a variabilidade de chuva na região, principalmente em anos de eventos fortes, que se caracteriza pelo aumento no volume de chuva. No estudo de Souza (2006), que aborda o estado do Paraná, mostra-se que o fenômeno ENOS afeta as regiões do estado diferenciadamente, o que pode estar atrelado a outros fatores climáticos. De acordo com Nery (2005) os eventos de EN e LN são influentes na pluviometria da região Sul do Brasil, mas não determinantes na climatologia da região, sendo que em alguns eventos estão relacionados, e em outros não.

A relação ENOS e variabilidade climática, tem sido estudada em razão da produtividade agrícola. Para a MRCM, Massoquim e Azevedo (2010) ao analisar a variabilidade climática entre 1989 a 2008, verificou que à microrregião de Campo Mourão esta susceptível aos efeitos dos ENOS, em que se observou excesso pluviométrico durante sua fase quente e redução de chuva em sua fase fria. Em região próxima, no Oeste paranaense, Ferreira (2017), ao avaliar a relação do ENOS na precipitação pluviométrica e concomitantemente na produtividade de soja, verificou que durante os eventos muito fortes de EN é observado um aumento expressivo de chuva, responsável por rendimentos satisfatórios de produtividade de soja. Porém, nem todos os anos considerados secos coincidem com períodos de LN, ocorrendo também durante a

⁴ Metodologia da autora para definir anos de Modoki, em que utilizou o desvio padrão da região A, em que a anomalia da TSM ter valor maior (menor) 0,7 (-0,7) partido do cálculo de desvio padrão.

neutralidade, e no caso do ano 1991, entre as fases Neutra e de EN. Apesar disso, de acordo com o autor, durante eventos fortes de LN as chuvas ficam abaixo da média, contribuindo para reduções na produtividade da soja. O autor evidencia que nem sempre o ENOS propicia desvios pluviométricos, porém em eventos fortes e muitos fortes se verifica a influência.

Os anos de 2015/2016 foram marcados por um evento muito forte de EN, e classificado do tipo Mix (PEREIRA *et al.*, 2017). De acordo com Martínez *et al.* (2017), no Brasil, o EN 2015-2016 ocasionou secas na porção noroeste, e excesso de chuvas na região Sul; afetou a produção de arroz na região Sul (principal produtora), reduziu a safra do milho em 14%, resultando na menor produção dos últimos cinco anos, reduzindo em 1,6% a produção geral de grãos no país. A estimativa de perdas no setor agrícola em razão desse fenômeno foi de aproximadamente US\$ 300 milhões (MARTÍNEZ *et al.*, 2017).

Para o entendimento desse fenômeno existem vários índices que o monitoram. Tais índices são produzidos a partir dos dados de TSM e de outras componentes, como pressão, chuva, entre outros. Dentre eles, destacam-se, segundo ESRL/PSD/NOAA (2018):

A) O Índice da Oscilação Sul (SOI sigla em inglês, ou IOS em Português), que é definido pela diferença de pressão atmosférica ao nível do mar (PNM) entre as ilhas de Darwin (Austrália) e Taiti (Pacífico Central). Existe ainda um índice que é mensurado de forma “normalizada”, os dados obtidos são calculados em uma fórmula que considera valores de desvio padrão.

B) O índice Niño Oceânico (ONI) é feito a partir da média de 3 meses de anomalia, em que 5 trimestres consecutivos com anomalia acima (abaixo) de 0,5°C é considerado EN (LN).

C) O *Multivariate ENSO Index* (MEI) criado por Wolter e Timlin (1998) é um índice criado resultante da inconformidade dos autores frente aos dados de anomalia de TSM mostrarem que o EN de 1997/98 teria sido mais forte do que o de 1982/83. Para os autores, para entender a intensidade do fenômeno ENOS, é necessário a junção de dados a partir de seis principais variáveis, que seriam: pressão do nível do mar, componentes zonal e meridional do vento, vento superficial, temperatura da superfície do mar, temperatura do ar superficial e fração total de nebulosidade.

D) Os índices que consideram apenas a componente oceânica do EN se caracterizam por dados de anomalia (variação em torno da média), definidos pelas seguintes áreas: Niño 1 + 2 (0° - 10°S, 90°W - 80°W), Niño 3 (5°N - 5°S, 150°W- 90°W), Niño 3.4 (5°N - 5°S, 170°W - 120°W), Niño 4 (150°W - 160°W, 5°N - 5°S), Niño West (15°N - 0°, 130°E - 150°E) (Figura 3).

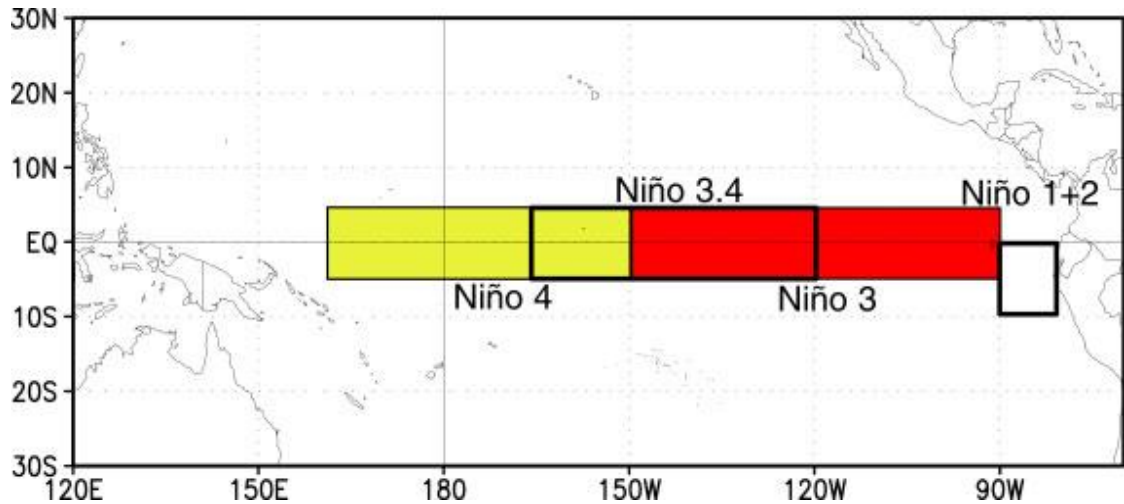


Figura 3 - Regiões dos Niños.

Fonte: NOAA

2.3.2 PDO

O Oscilação Decenal do Pacífico (PDO sigla em inglês, em português ODP), tem sido conhecida como o principal modo de variabilidade global decenal (MANTUA et al, 1997; NEWMAN, COMPO, ALEXANDER; 2003). Esta oscilação foi observada a partir da variação do cardume de Salmão ocasionado a mudança na TSM (MANTUA *et al.*, 1997). É tido como um padrão de EN de variação mais longa, já que existe uma relação entre eles (MANTUA *et al.*, 1997), porém é independente dele (NEWMAN, COMPO, ALEXANDER; 2003).

Os dados são obtidos pela variação de temperatura entre o centro e o leste do Pacífico Norte, alternado em fases quentes e frias (MACDONALD e CASE, 2005) representadas na Figura 4.

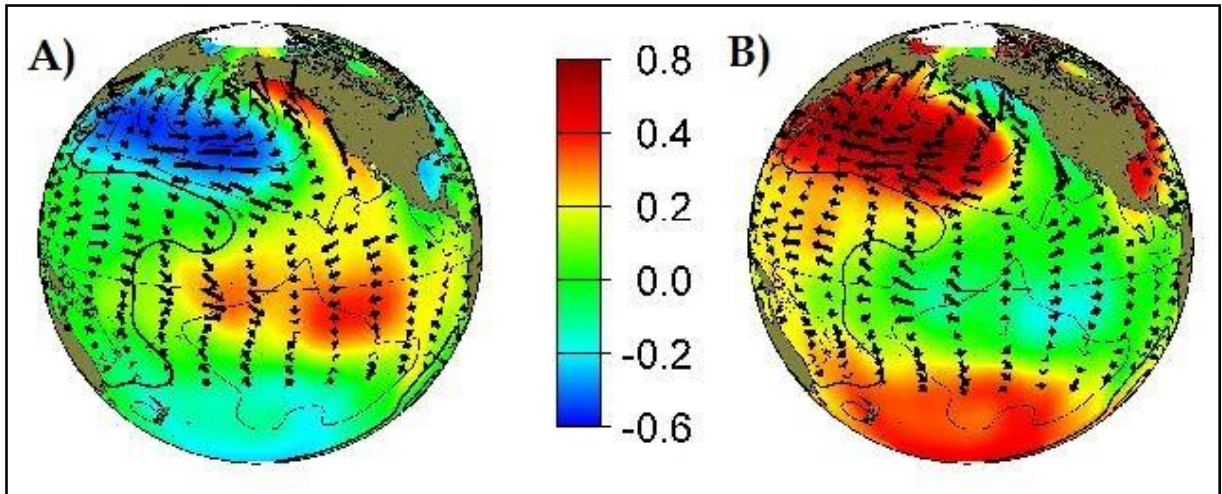


Figura 4 - Padrões de anomalia de TSM e vento durante as fases da PDO: A) fase quente; B) fase fria.

Fonte: <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>

Há uma compreensão de que cada fase da PDO dure aproximadamente 30 anos, sendo que no século XX, as fases quentes ocorreram entre os anos de 1917-1944 e 1976-1996 e as fases frias entre 1945-1975. Porém a partir de 1997 os períodos decenais da PDO foram “quebrados”, sendo que uma fase fria se iniciou em 1997 e durou apenas 4 anos, seguida de uma fase quente de 3 anos (NWFSC, 2019), como pode ser visto na Figura 5.

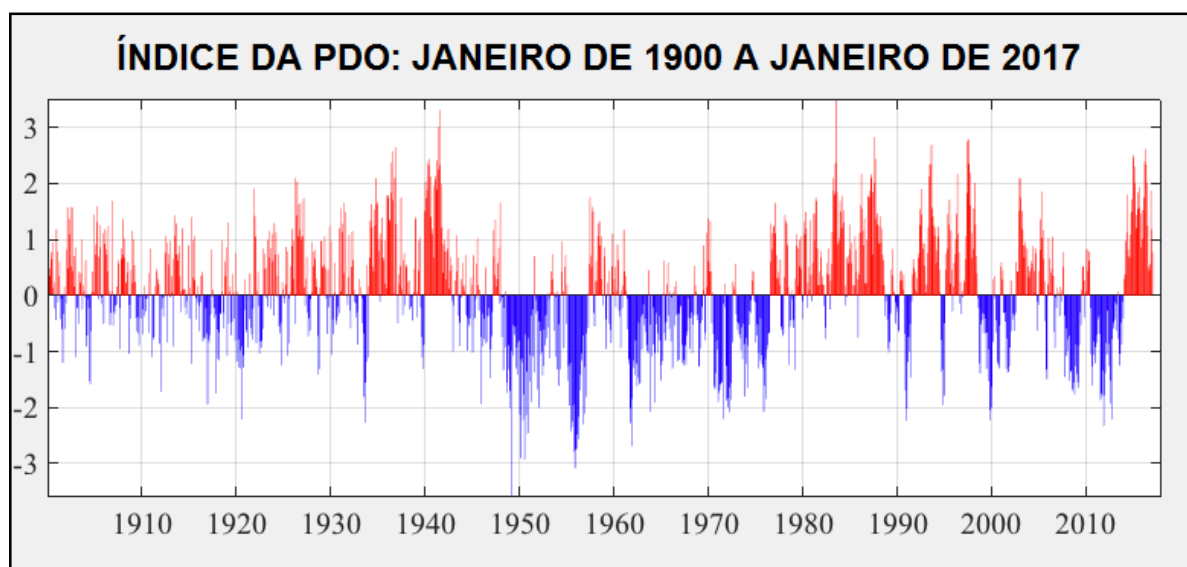


Figura 5 - Dados do índice da PDO.

Fonte: <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>

Para Mantua *et al.* (1997) o efeito dessa oscilação seria evidente apenas na América do Norte, sobretudo no inverno boreal. Porém, alguns trabalhos têm mostrado que este modo de

variabilidade climática tem influenciado na variabilidade climática em outras partes do planeta (MOLION, 2008; SILVA, DRUMOND, AMBRIZZI, 2011; SILVA, 2012; SILVA e SILVA, 2016; LIMA, SILVA, SILVA, 2018; entre outros).

Segundo Molion (2008) a PDO teria efeitos, no Brasil, parecidos com o ENOS, sendo é positivamente correlacionada com a chuva no Sul e Sudeste do Brasil, ou seja, na fase quente propicia o aumento de chuva e na fase negativa a redução, além de, na fase fria, estar relacionada a período de maior incidência de ar polar e geadas. Seguindo esta ideia, Buffon e Binda (2013), ao analisar a relação PDO e a variabilidade pluviométrica na região de Abelardo Luz – Santa Catarina, verificaram que durante a fase quente (fria) houve aumento (diminuição) de chuva. Contrariando essa ideia Silva e Silva (2015); Lima, Silva e Silva (2018) mostram que durante a fase positiva da PDO as anomalias de vento em 850 hPa seguem em direção norte e na fase negativa ocorre o inverso, isso demonstra redução dos jatos de baixos níveis. Para estes autores a fase positiva da PDO estaria ligado a redução de chuva no Sul do Brasil, já a fase negativa um aumento. Porém, os autores salientam que para o período analisado (1970-2003), a PDO esteve mais na fase positiva.

De acordo com Silva, Drumond e Ambrizzi (2011) durante a fase positiva da PDO se observa maior número de EN. Os EN durante a fase positiva da PDO favoreceriam a ocorrência de anomalias positivas de precipitação Sudeste da América do Sul; na fase negativa da PDO as anomalias positivas ocorrem apenas no sul do Sudeste da América do Sul.

Para as proximidades da área de estudo da presente dissertação, alguns trabalhos mostram que, apesar de fraca, há uma correlação positiva entre a PDO e a precipitação. Nascimento Junior (2013), ao analisar a influência da PDO na precipitação no estado do Paraná, verificou que entre o outono e primavera há correlação positiva com a chuva nas regiões oeste e noroeste. Ferreira (2017), ao avaliar a relação da PDO com a precipitação pluviométrica e na produtividade de soja no Oeste do Paraná, identificou que, apesar de não ser tão evidente, existe uma relação entre a PDO e a chuva, porém os eventos fortes ou muito fortes do ENOS inibem a influência da PDO.

2.3.3 Modos de variabilidade relacionados ao oceano Atlântico

O oceano Atlântico também propicia a variabilidade climática, em que pode se identificar algumas oscilações. No Atlântico tropical é possível ver o Gradiente Meridional do Atlântico tropical, que durante algum tempo foi conhecido como Dipolo do Atlântico Tropical.

Dois índices muito utilizados são o índice do Atlântico Tropical Sul (TSA, sigla em inglês), e o índice do Atlântico Tropical Norte (TNA, sigla em Inglês) esses índices foram identificados por Enfield *et al.* (1999).

Namias (1972) ao analisar a influência de circulação no hemisfério Norte com a chuva no Nordeste do Brasil, mostra que a influência de anticiclone Subtropical do Atlântico Norte influencia na circulação da Zona de convergência Intertropical (ZCIT).

Nobre e Shukla (1996), ao analisarem a relação da acentuação dos ventos com anomalias de TSM no Atlântico Tropical, verificaram que as anomalias no Atlântico Norte podem desencadear mudanças no posicionamento dos ventos alísios. Kayano e Andreolli (2004) verificaram a chuva no Nordeste partindo de dados de TSM e de pressão Atmosférica ao nível do mar e observaram uma relação em escala decenal entre a TSM do Atlântico Tropical e a PDO.

Outro ponto importante é a relação entre a variabilidade do ENOS, em especial o EN, e a variabilidade no Atlântico. De acordo com Rodrigues *et al.* (2011), durante fortes e longos ENs, ocorrem mudanças na circulação da célula de Walker sobre o Atlântico e um trem de ondas Pacífico-América do Sul (PSA) causa anomalias de vento leste no Atlântico equatorial ocidental, ocasionando a formação de uma língua fria durante a primavera e verão boreal, sendo que esta área é denominada por Deser *et al.* (2010) de Niño do Atlântico. Essas anomalias de vento de leste, provocadas pela PSA, também são responsáveis pela ressurgência de Benguela (RODRIGUES *et al.*, 2011).

Campos (2014) afirma que o Atlântico, apesar de que em menor importância do que o Pacífico, contribui para a definição da variabilidade climática na América do Sul, já que influencia o posicionamento da Zona de convergência Intertropical (ZCIT), decorrentes da variabilidade da TSM do Atlântico, e a modulação do sistema de monções. Também, o Atlântico é fonte de umidade que se direciona para a América do Sul, especialmente quando centros de ação positivos (anticiclones) estão atuando sobre o mesmo.

2.3.4 Oscilação da Antártica

A Oscilação da Antártica (AAO, sigla em inglês), também é conhecida como Modo Anular Sul (SAM, sigla em inglês). A AAO (CPC/NCEP/NOAA) é definida como anomalia de pressão em altura de 700 mb em torno de 20° sul (o período climatológico considerado para o cálculo da anomalia é 1979-2000). Os dados da AAO estão disponíveis no site:

(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/aao.loading.shtml).

Gong e Wang (1999) criaram o índice da oscilação da Antártica, porém os autores utilizaram dados de pressão ao nível do mar para um período de 1958 a 1997 (Figura 6). Para os autores esse índice pode esclarecer os regimes climáticos no hemisfério sul, semelhante a alguns índices do hemisfério norte como o da oscilação do Atlântico Norte.

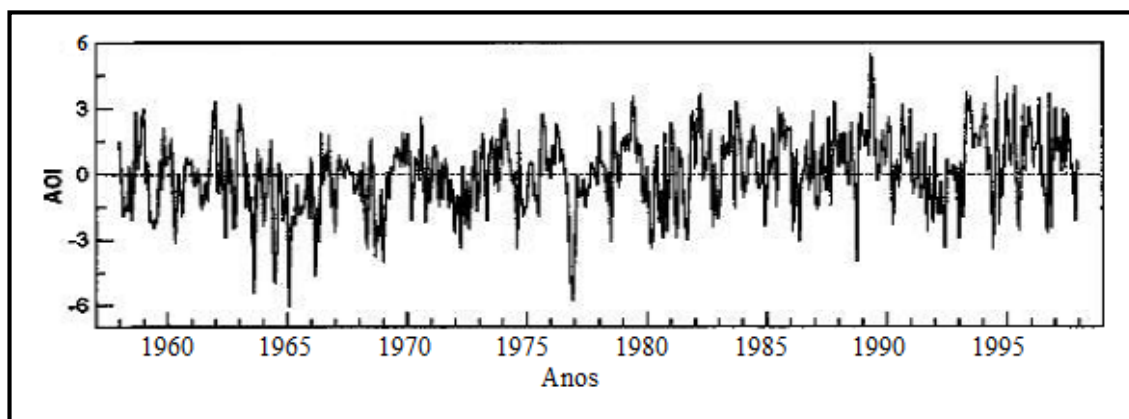


Figura 6 -Série de dados do índice da oscilação da Antártica.

Fonte: Gong e Wang (1999)

Thompson e Wallace (2000) conceituam o SAM como uma variabilidade da circulação extratropical do HS caracterizada por estruturas profundas, zonalmente simétricas ou “anulares”, com perturbações de altura geopotencial, com sinais opostos na região da calota polar e no “anel” (forma da circulação dos ventos) zonal circundante, centralizado próximo a 45°S de latitude. O SAM é considerado o principal modo de variabilidade para o HS, principalmente em áreas extratropicais (AQUINO, 2012).

Ao analisar as fases negativa e positiva da AAO durante o verão austral (DJF), Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) observaram que há relação entre a fase negativa (positiva) com o EN (LN), porém enfatizam que nem toda a variabilidade na fase da AAO é modulada pelas fases do ENOS e que outros mecanismos podem estar envolvidos. Outra questão observada pelos autores é que a oscilação Madden-Julian estaria relacionada à fase negativa da AAO. O EN, quando combinado à oscilação Madden-Julian, modula a circulação no Hemisfério Sul, propiciando a fase negativa da AAO durante o verão austral (CARVALHO, JONES, AMBRIZZI; 2005). Outros trabalhos têm demonstrado a ligação da LN como modulador da fase positiva AAO (POHL, *et al.*, 2010; WELHOUSE, *et al.*, 2016)

A importância da OAA para chuva na AS, foi mostrada por Reboita, Ambrizzi e Rocha (2009) que verificaram uma relação entre a fase negativa AAO com aumento dos ciclones extratropicais e um aumento das atividades frontogenéticas, que culminam em excedentes de chuvas no Sudeste da AS (Sul do Brasil está inserido), e um enfraquecimento da ZCAS. Já durante a fase positiva da AAO há indícios de bloqueio no sul da AS e o fortalecimento das ZCAS que rumam em direção mais a norte da AS. Resultados parecidos foram encontrados por Santos e Franco (2010), em que durante a fase positiva tende a uma configuração de bloqueio entre a parte central e leste do Oceano Pacífico Sul e se posicionando sobre a costa leste da América do Sul e Oceano Atlântico Sul, impedido os ciclones extratropicais.

Esses tipos de modos de variabilidade climática apesar de serem detectados em nível global, repercutem a significativas distâncias, como o que se detectou para a variabilidade climática na área de estudo, Microrregião Geográfica de Campo Mourão.

3 ÁREA DO ESTUDO

A área do estudo é a Microrregião Geográfica de Campo Mourão - MRCM, localizada na mesorregião Centro Ocidental Paranaense, segundo as coordenadas de Latitude entre 23° 33' 9" S a 24° 43' 47" S e Longitude 51° 53' 22" W a 52° 46' 53" W. É formada por quatorze municípios (Figura 7), compreendendo uma área de 7.069,66 quilômetros quadrados. Sua população estimada para 2018 era de 221.559 habitantes (IBGE, 2018), sendo que o município mais populoso era Campo Mourão, tida como cidade sede desta microrregião. É considerada uma região de colonização recente, a partir da década de 1940, em que, exceto um município, Peabiru, que foi desmembrado juntamente com Campo Mourão, do município de Pitanga, os demais municípios se desmembraram de Campo Mourão (MASSOQUIM, 2010).

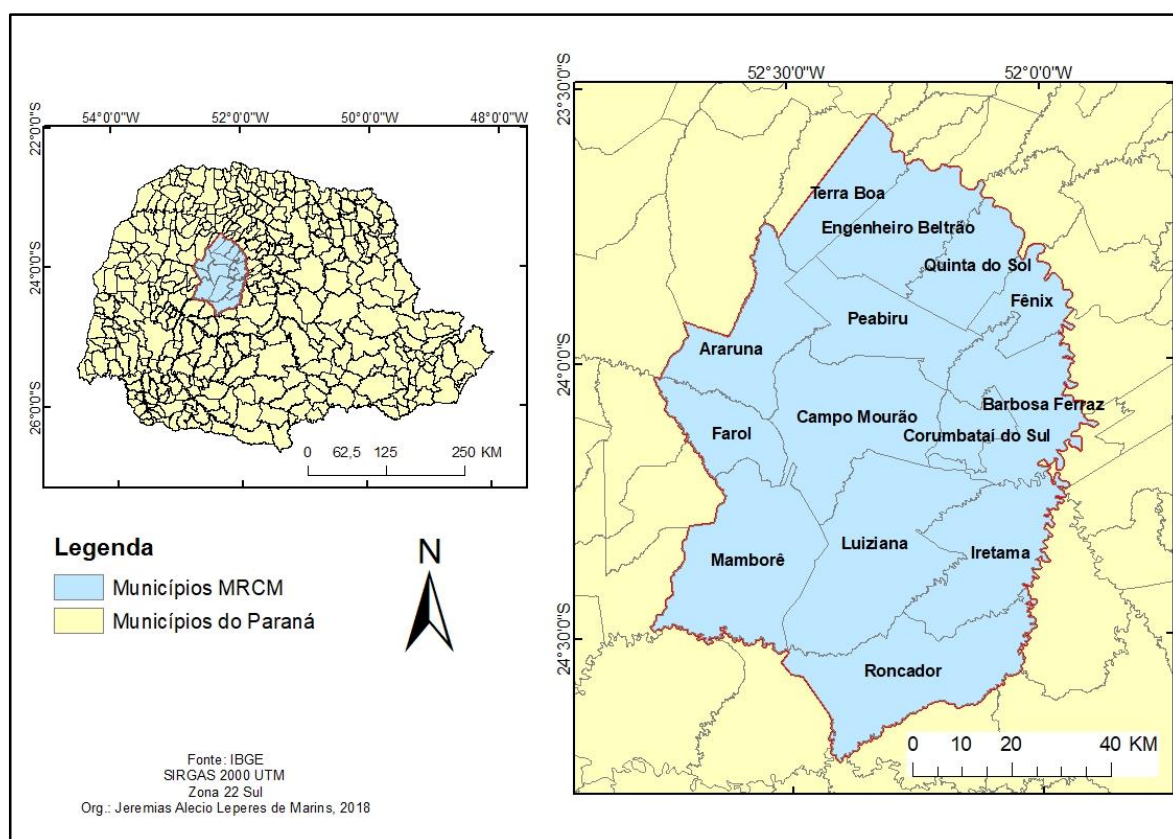


Figura 7- Localização da MRCM no estado do Paraná.

Fonte: Marins, 2018.

Esta área possui uma paisagem bem diversificada em todos seus atributos físicos, destacando-se aqui, a litologia, geologia, a geomorfologia, vegetação e clima, que faculta o tipo de uso e ocupação do solo.

A litologia da região desempenha um importante papel na dinâmica da paisagem, incorporada a dois grupos litológicos, o Grupo São Bento da Formação Serra Geral, com relevos formados a partir da estrutura basáltica (derrame de *trapp*), e do Grupo Bauru da Formação Caiuá, com relevo formado a partir do arenito, que em consonância com o clima, condiciona as formas de relevo da região (MASSOQUIM, 2010).

Geomorfologicamente situada no Terceiro Planalto Paranaense, mais especificamente na porção morfoescultural que abrange parte de três planaltos interioranos, o de Campo Mourão, o de Umuarama e o do Alto Médio Piquiri, apresenta as paisagens morfológicas mais dissecadas, em uma faixa alongada de sudeste a nordeste da microrregião.

Partindo das concepções de relevo, a MRCM situa-se num espigão divisor de duas bacias hidrográficas; a rede de drenagem segue em direção os rios Piquiri, à direita, e Ivaí, à esquerda. O divisor das bacias localiza-se na porção oeste da MRCM, sendo que a parte que concerne ao rio Piquiri abrange os Municípios de Araruna, Farol, Mamborê, Luiziana e Roncador. Os demais municípios da MRCM ficam na bacia, à margem esquerda do rio Ivaí.

O solo da MRCM, por sua vez, é de alta fertilidade, de acordo com a EMBRAPA/IAPAR (2008). A maior espacialização é dos tipos provenientes da decomposição de basalto, como os Latossolos e Nitossolos vermelhos distróficos e eutróficos, os tipos mais comuns da MRCM, ambos de média a ótima fertilidade. Os tipos de solos provenientes do arenito são em maior porção os Argissolos Vermelhos Eutroféricos e Distroféricos e com pequenas áreas de Latossolos, que a partir de uma boa calagem e adubação são excelentes para o desempenho da agricultura. As áreas mais dissecadas, que são localizadas mais ao centro leste e sul da MRCM, possuem restrição às culturas mecanizadas, sendo que nessas áreas se observam os tipos de solos denominados de Neossolos Litólico Eutróficos.

Dentro os fragmentos de florestas ou fitogeográficos que ocupam a MRCM se destacam a Floresta Ombrófila Mista, que abrange a parte central e sul da MRCM, caracterizada pelos tipos de vegetação *Coniferales*, como a *Aracaria Angustifolia* (Pinheiro-do-Paraná). Outro fragmento florestal que ocorre é o de Floresta Estacional Semidecidual Submontana, esta especializada no norte da microrregião e se caracteriza pela sazonalidade climática. Entre os dois tipos Fitogeográficos apontados se localiza a Floresta Estacional Montana e um pequeno fragmento de Savana arborizada ou Cerrado

Quanto ao clima, a MRCM localiza-se numa área de transição climática, há aproximadamente 80 km em linha reta do trópico de Capricórnio. Isso possibilita que sistemas atmosféricos atuantes tanto de baixa e média latitude transitem sobre a região, proporcionando uma variabilidade de tipos de tempos.

As classificações climáticas da MRCM recebem várias nomenclaturas de acordo com os critérios estabelecidos e os tipos de abordagens adotadas pelos pesquisadores. Para a classificação adotada pelo IBGE (2002), o clima na área da MRCM está entre o temperado e tropical Brasil central e suas nuances, conforme apresentado na Figura 8; nas particularidades, o tipo de umidade é o super-úmido e na distribuição desta umidade permeia entre áreas sem seca a semi-seca. Em termos de temperatura está entre o mesotérmico brando e o subquente.

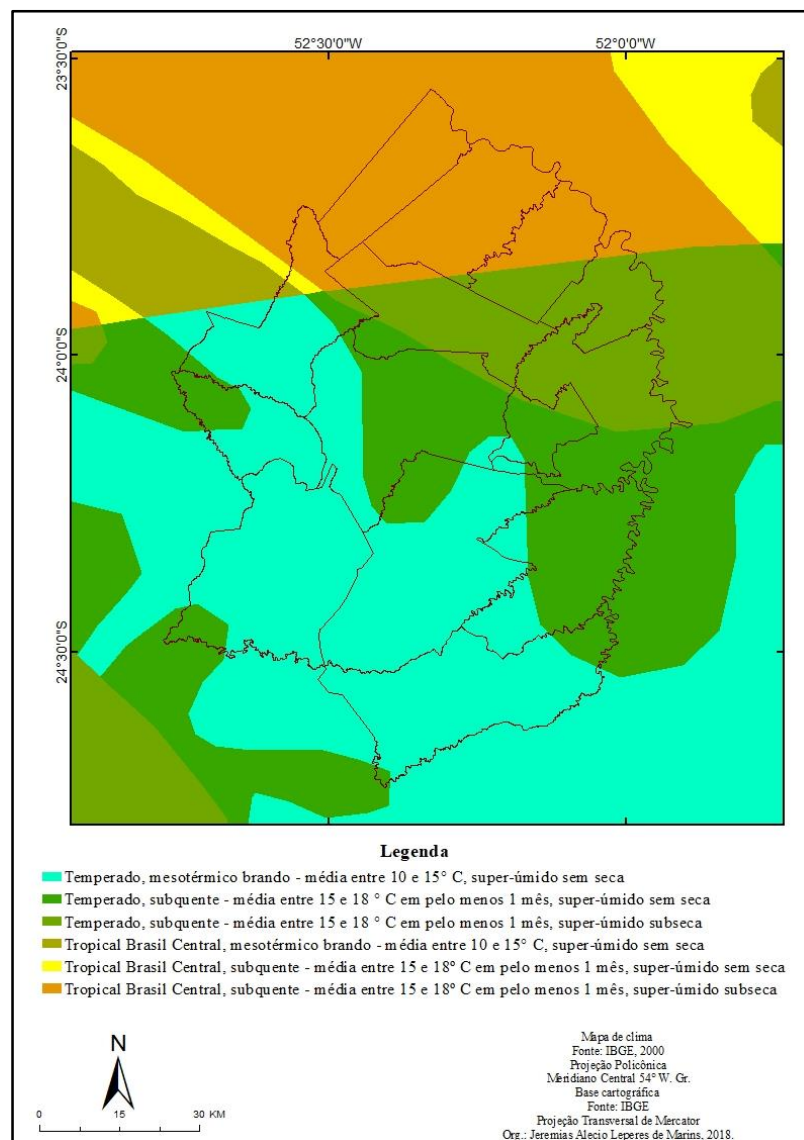


Figura 8 - Classificação climática adotada pelo IBGE (2002).

Fonte: IBGE; org.: Marins, 2018.

Já segundo a classificação de Strahler, elaborada em 1978 e reorganizada por Strahler e Strahler (1994) e Ynoue *et Al.* (2017), a microrregião estaria no grupo climático de baixas latitudes e caracterizado como clima de monção (monção e ventos alísios no litoral).

Outra classificação climática realizada de forma mais detalhada foi a do ITCG (2008), com base na classificação de Köppen, como demonstrado na Figura 9. Neste caso, o clima da MRCM é caracterizado, na maior parte, como Cf, em que a primeira letra da sigla significa clima subtropical, mesotérmico ou de latitudes médias, e a segunda letra demonstra que é sempre úmido, em que os meses menos chuvosos têm valores superiores a 60 mm (YNOUE *et al.*, 2017). Na porção central a sudoeste da MRCM se classifica como Cfb, em que a última letra significa verões brandos com temperatura média durante os meses mais quentes inferiores a 22°C; já em toda porção leste da MRCM o clima é o Cfa e nesse caso a última letra significa verões quentes, com a temperatura média do mês mais quente superior a 22°C. Na porção noroeste da MRCM se observa o clima Cw, sendo que a segunda letra demonstra que, climatologicamente, as chuvas estão concentradas durante os verões e que no mês mais seco a chuva é menor que 60 mm (YNOUE *et al.*, 2017).

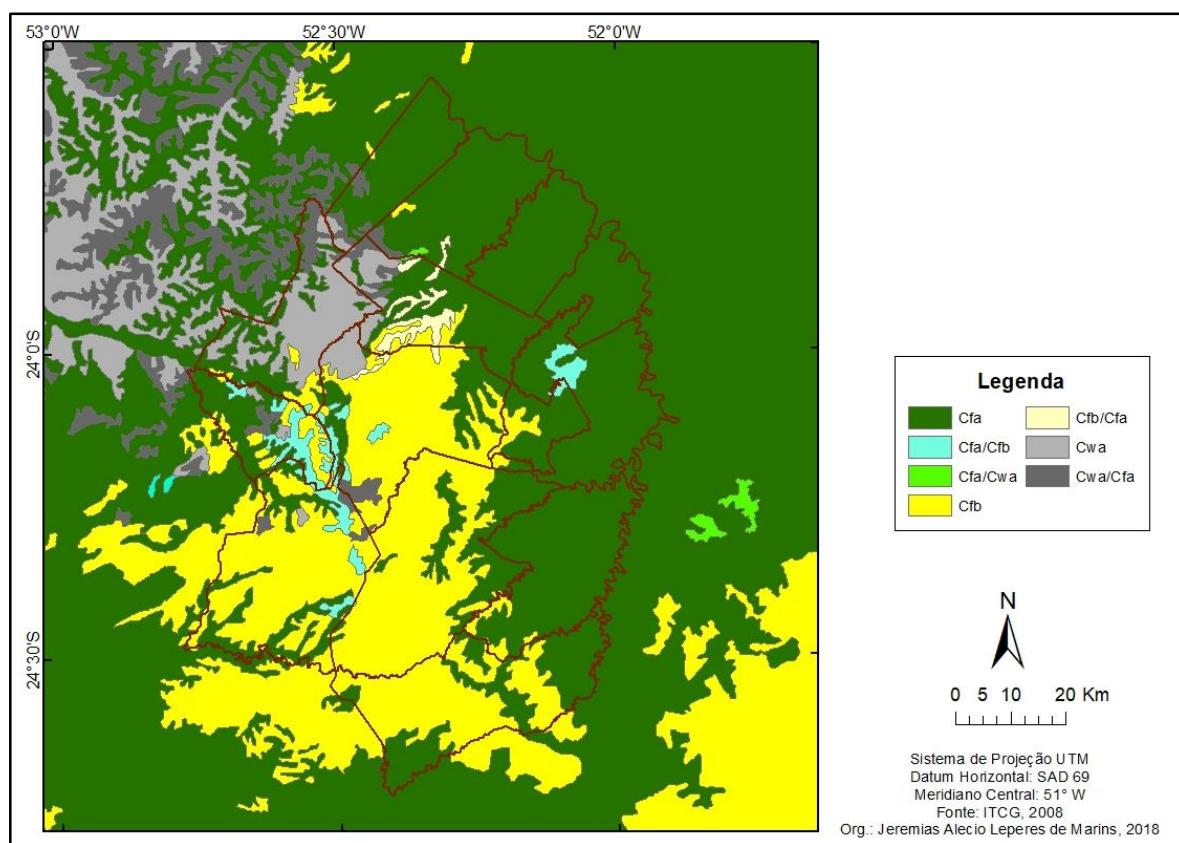


Figura 9 - Tipos climáticos da MRCM, elaborado pelo ITCG, com base na classificação de Köppen.

Fonte: ITCG; org.: Marins, 2018.

Observam-se alguns problemas nesta classificação já que, no caso do município de Campo Mourão, a maior parte ficou classificada como clima Cfb. No entanto, de acordo com

dados do INMET e utilizando-se a normal climatológica de 1981 - 2010, a média de temperatura do mês mais quente (janeiro) é de 23,8°C e do (DJF) é 23,6° C.

Em um mapeamento realizado pelo IAPAR, elaborado por Caviglione *et al.*, (2000), demonstra-se que toda a MRCM está inserida no clima Cfa (Figura 10). Nesse caso, o nível de detalhamento aplicado é um dos fatores para diferentes resultados com o mesmo tipo de classificação. Verifica-se que, apesar de as diferenças entre as classificações climáticas, a MRCM é marcada por um clima de verões quentes e chuvas bem distribuídas durante o ano, sem estação seca.



Figura 10 - Mapa climático do IAPAR para o estado do Paraná.

Fonte: IAPAR

Mas, as condições climáticas não são um empecilho para certas práticas agrícolas, nem foram para o processo de colonização da região, uma vez que atraiu, em meados do século XX, movimentos migratórios regionais vindos das mais diversas regiões brasileiras, destacando-se no contexto geral duas correntes migratórias, as que se denomina de Sulistas e dos Nortistas, atraídos pela fertilidade do solo e especialmente pela cultura cafeeira que se apresentava em plena expansão no estado do Paraná (MASSOQUIM, 2010). Com o declínio do café, as culturas comerciais temporárias ocuparam a MRCM, na atualidade principalmente as culturas da soja e do milho.

4 MATERIAIS E METODOS

A escala climática utilizada nesta dissertação é a regional (mesoclima), na qual são observados os sistemas de ação que atuam para definir o clima. A escala regional, também chamada de sinótica, pressupõe o uso de técnicas de climatologia dinâmica, como o uso de imagens e dados de satélite. Como a escala regional aborda a circulação atmosférica no limite entre o zonal e local, os resultados aqui apresentados podem servir para as áreas adjacentes à MRCM, no que se refere à influência da TSM na variabilidade da precipitação.

4.1 COLETA DE DADOS

4.1.1 Dados pluviométricos mensais

Foram coletados dados de precipitação pluviométrica para 23 postos, obtidos a partir do site do Instituto das Águas do Paraná. A maior parte das estações tem dados completos somente depois do ano de 1976. Das 23 estações, 20 são pertencentes ao Instituto das Águas do Paraná e 3 à Agência Nacional das Águas (ANA).

Outro conjunto de dados de precipitação utilizado foi o da Estação Climatológica Principal de Campo Mourão, conveniada ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), obtido do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa no site do INMET. Esta estação aqui será denominada apenas de INMET.

Com isso, tem-se 24 estações com dados de precipitação na MRCM entre os anos de 1976 a 2016 e todas elas foram utilizadas para criar as regiões homogêneas pluviométricas. As estações utilizadas estão espacializadas na figura 11. Para fins de comparação serão também abordados os dados de postos pluviométricos extintos, e além de postos pluviométricos na área limítrofe da MRCM.

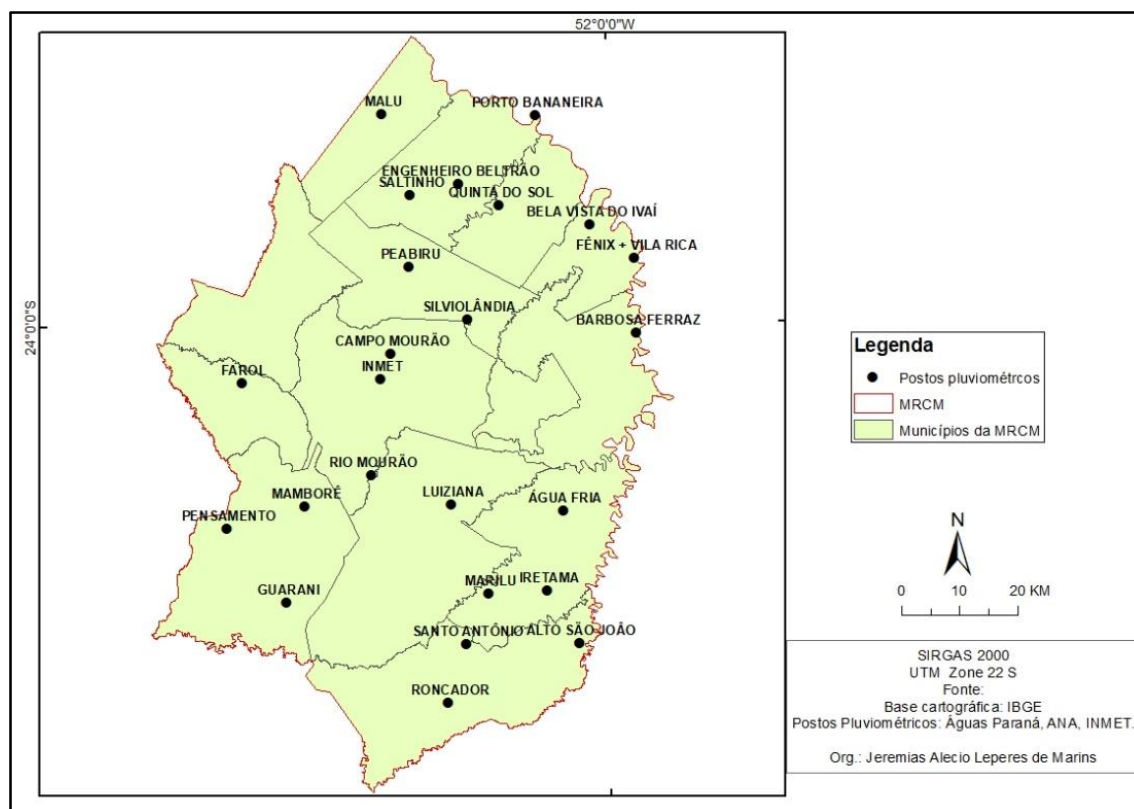


Figura 11- Espacialização das estações/postos pluviométricos da MRCM utilizados na pesquisa.

Fonte: Autor.

A série histórica dos dados destas estações apresenta menos de 10% de falta de dados. Em alguns casos, os dados obtidos foram consistidos pelo próprio Instituto das Águas do Paraná, disponibilizados em planilha do EXCEL.

4.1.2 Dados de TSM mensais

Os dados de TSM são provenientes do projeto de Reanálise I do NCEP/NCAR, com resolução espacial de dois graus (KALNAY *et al.*, 1996) para o período de 1976 a 2016 (dados mensais), obtidos pelo site do *Climatic Data Center/National Oceanic And Atmospheric Administration* (CDC/NOAA). Esses dados são utilizados para a realização do mapa de correlação linear e para extração dos valores médios de TSM para as áreas melhor correlacionadas, segundo o período da pesquisa.

4.1.3 Dados dos índices mensais

Os valores referentes aos índices climáticos foram obtidos no site do *Earth System Research Laboratory* (ESRL) do *National Oceanic and Atmospheric Administration's* (NOAA) (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>). Os índices que foram utilizados são: Índice do Niño Oceânico (ONI), Oscilação da Antártica (AAO). Eles serão de suporte para a análise das áreas mais correlatas entre a TSM e a precipitação.

4.1.4 Dados de hipsometria

Para elaboração do mapa hipsométrico a base de dados foi obtida no site da *United States Geological Survey* (USGS) e compreendeu 4 cartas, identificadas como: s24_w052_1arc_v3, s24_w053_1arc_v3, s25_w052_1arc_v3, s25_w053_1arc_v3.

4.1.5 Dados das variáveis meteorológicas mensais

Esses dados são provenientes do projeto de Reanalise I do NCEP/NCAR, com resolução espacial de dois graus (KALNAY *et al.*, 1996). Entre as variáveis utilizadas estão:

- Vento zonal (850 hPa),
- Vento meridional (850 hPa),
- Umidade específica (850 hPa),
- Radiação de ondas longas,
- Pressão ao nível do mar.

4.2 FERRAMENTAS UTILIZADAS

Para a realização desta pesquisa foram utilizados os seguintes softwares: Excel, XLSTAT, CDO, NCL, GRADS, Quantum Gis e Arc Gis.

Microsoft EXCEL – conhecido como planilha eletrônica, tem a função de organizar dados. Esse *software* pode ser utilizado para cálculos estatísticos, e na elaboração de gráficos,

tabelas, entre outros. Nesta dissertação este software foi utilizado para organizar os dados, gráficos e para cálculos estatísticos.

XLSTAT- é um suplemento (pacote) estatístico utilizado para aprimorar os recursos do Excel. Na presente pesquisa foi utilizado para o cálculo da regressão linear múltipla.

Climate Data Operators (CDO) – este *software* realiza operação de vários comandos estatísticos e aritméticos para processar dados meteorológicos, manipular e analisar dados climáticos e de previsão meteorológica numérica (SANTOS, 2016). Neste programa foi realizado a conversão de dados em NetCDF para .txt (e vice-versa), retirada a sazonalidade e a tendência para os demais cálculos estatísticos, foram calculadas as anomalias, além de terem sido calculadas a climatologia mensal e sazonal da área.

NCAR Command Language (NCL) – é um *software* livre e seu diferencial é ser uma das formas mais completas para a análise de dados meteorológicos. É composto de diversas operações (como cálculos estatísticos), que possibilitam utilizar vários arquivos em um único pacote computacional (SANTOS, 2014). O software foi utilizado para elaboração do mapa de correlação linear simples e ajuste de mapas das variáveis climatológicas.

Grid Analysis and Display System (GrADS) - é uma ferramenta de trabalho interativa que é usada para facilitar o acesso, a manipulação e a visualização de dados de ciências da terra. O GrADS possui dois modelos de dados para lidar com dados em grade e de estação. Com este software foram elaborados mapas de variáveis climáticas e o cálculo da média de TSM para as áreas melhor correlacionadas com a chuva na MRCM.

Arc Gis e Quantum Gis – *Software* utilizado para trabalhar na elaboração de mapas, com o qual foram elaborados os mapas de localização, de altimetria e pluviométrico.

4.3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos são parcialmente fundamentados na metodologia elaborada por Limberger (2015), a diferença é que a autora utilizou dados de vazão de rio e nessa dissertação os dados empregados são de chuva.

4.3.1 Análise dos dados de chuva

Os dados das estações meteorológicas foram tabulados e organizados no software Excel e após isso, foi calculada a média para a MRCM com os valores mensais de chuva das vinte e quatro séries históricas. Partindo daí, foram calculados os valores sazonais e anuais. Também foram calculados os desvios (ou anomalias) mensais, sazonais e anuais por meio da remoção do valor médio de cada mês, o desvio padrão e coeficiente de variação (esses cálculos também serão realizados no software Excel). Com isso, foram elaborados gráficos e tabelas para melhor entender a variabilidade da chuva.

4.3.2 Relação relevo e chuva

Mapa no arc gis com dados de chuva e de altimetria. Para o mapa pluviométrico foi utilizado o método de *krigagem*. Elaborou-se um mapa de isoietas (com dados da média anual entre 1976-2016) sobreposto ao mapa de altimetria, para analisar a influência do relevo na variabilidade espacial das chuvas na MRCM.

4.3.3 Transformação de dados numéricos para o formato Network Common Data Form (NetCDF ou NC)

Os dados mensais de precipitação pluviométrica foram salvos em um arquivo txt. No programa do CDO, estes dados foram transformados para um arquivo *netcdf* (NC) a partir do comando **cdo -f nc input,r1x1 of.nc < arquivo.txt**. Essa transformação é necessária para a elaboração do mapa de correlação linear.

4.3.4 Elaboração do Mapa de correlação linear da chuva na MRCM com os dados da TSM global

A partir dos dados de chuva convertidos em “.nc”, foi possível fazer correlação linear simples com os dados de TSM, que também estavam no formato .nc. Esta correlação foi

realizada no software NCL, em que os dados de chuva correlacionam com cada ponto de grade (2 graus x 2 graus) de dados de TSM. Para a retirada da sazonalidade foi inserido o comando *cliMonAnomTLL*. É também retirado a tendência dos dados, com o comando *dtrend_lefdim*. Os resultados são plotados em mapas.

O script que serviu de base para a elaboração do mapa de correlação linear é o *corel_3.ncl*, obtido no site <http://www.ncl.ucar.edu/Applications/Scripts/corel_3.ncl>. A partir desse script básico são feitas alterações, como a introdução dos dados de chuva, além de alterações como mudança de cores, legendas, títulos, entre outros.

Foram produzidos 6 mapas de correlação linear, o primeiro sem defasagem temporal entre a chuva e a TSM (*Lag* 0), e os demais com defasagem temporal, quando o dado de TSM era precedido em relação ao de chuva, exemplo: 1 mês antes – *Lag* 1, 2 meses antes - *Lag* 2; e assim sucessivamente até 5 meses de defasagem (*Lag* 5).

4.3.5 Análise dos dados de chuva e os índices climáticos

No software Excel são analisados os dados de chuva e sua relação matemática com os índices climáticos. A princípio realizou-se cálculo de correlação linear entre os dados de chuva da MRCM e os índices climáticos.

A seguir, foram separados de acordo com as fases de cada índice. Assim, foram realizados cálculos de correlação linear simples para o conjunto de dados, média de anomalia de chuva mensal e sazonal para os períodos das fases. Exemplo: partindo dos dados do ONI, foram separados os períodos de EN, LN e NE. No mesmo período dados de chuva das sub-região, e separados por cada mês, tendo assim os dados mensal durante cada fase. O mesmo para os sazonais, nesse caso verão (dez, jan e fev), outono (mar, abr e maio), inverno (jun, jul e ago), e primavera (set, out, nov).

Outro procedimento realizado, foi a separação de dados de anomalia de chuva durante as fases da AAO, dentro das fases do ENOS, de acordo com ONI. Foram realizados cálculos de correlação linear entre os índices e a anomalias de chuva, a média de anomalias mensais e sazonais.

4.3.6 Índice normalizado da chuva sazonal

O índice normalizado (I) foi elaborado por Ambrizzi (2003) e é obtido a partir da seguinte fórmula $I = (X_i - \bar{X}_i) / \sigma_i$, em que X_i é a precipitação sazonal (estação do ano), $\bar{X}_i$ é a climatologia sazonal para o período 1976-2016, e o σ_i é o desvio padrão. Com esse índice foi realizado uma média para os períodos de EN e LN, tanto no geral como para as décadas de 1980, 1990 e 2000; as demais não foram calculadas por não terem dados de uma década completa.

4.3.7 Mapas de variáveis atmosféricas

Para a obtenção dos mapas de variáveis climáticas foram realizados alguns procedimentos utilizando comandos no CDO. Esses procedimentos foram baseados no tutorial descrito por Santos (2016), sendo eles os seguintes:

- 1- Recorte dos dados, para o período de 1976 a 2016: `cdo select,name=variavel,timestep=tempo2/tempo1 arquivo1 arquivo2`.
- 2- Cálculo da anomalia mensal: `cdo -b 32 -ymonsub arquivo2 -ymonmean arquivo2 arquivo3`.
- 3- Cálculo da climatologia mensal: `cdo ymonmean arquivo1 arquivo2`.
- 4- Cálculo da climatologia sazonal (MAM; JJA; SON; DJF): `cdo timselmean,3,2 arquivo1 arquivo2`.

4.3.8 Cálculo de Regressão Linear Múltipla

O modelo estocástico foi elaborado a partir do cálculo de regressão linear múltipla. Foram definidas seis áreas de TSM de maior correlação com a chuva da MRCM (Tabela 1), sendo elas as variáveis independentes para o modelo e a dependente, a chuva da MRCM. Utilizando o Grads através do comando *aave* foi obtido a média de TSM dessas áreas em dados mensais. No CDO foram transformados em dados Netcdf, retirado a sazonalidade e a tendência destes dados.

Tabela 1 - Áreas de TSM com maior valor de correlação linear com a chuva na MRCM

Área	Lat. 1	Lat. 2	Lon. 1	Lon. 2
Pacífico Equatorial	05° S	05° N	82° W	125° W
Atlântico Tropical Sul	15° S	25° S	20° W	40° W
Atlântico Norte	45° N	60° N	20° W	40° W
Antártica	45° S	60° S	90° W	160° W
PDO	20° N	40° N	150° W	170° E
Índico Ocidental	05° S	05° N	50° E	70° E

Fonte: Autor

Os dados obtidos foram utilizados para elaboração do modelo estocástico, em que dos 492 tempos (jan. /1976 – dez. /2016), 264 (jan. /1976 – dez. /1997) para a realização do cálculo de regressão, e 228 (jan. /1998 – dez. /2016) para a aplicação da equação resultante da regressão linear, com o que foi possível verificar a acurácia do modelo.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 A DINÂMICA ATMOSFÉRICA E A VARIABILIDADE PLUVIOMÉTRICA NA MRCM

O clima é um atributo natural da paisagem e um dos elementos climáticos mais importantes na definição das paisagens é a precipitação pluviométrica, especialmente em regiões tropicais. Para melhor compreensão da dinâmica climática da MRCM, nesse capítulo, aborda-se as características climáticas locais e os principais sistemas atmosféricos atuantes, focando em especial na variabilidade pluviométrica.

Alguns dos dados mostrados nesse capítulo são extraídos de áreas maiores, contudo nossa observação foca principalmente no mapeamento das variáveis, sistemas ou elementos climáticos na localização da área de estudo.

5.1.1 Dinâmica atmosférica

A dinâmica da atmosfera define os sistemas atuantes nos diferentes lugares do globo, que, interagem com os fatores do clima, definindo os diferentes tipos climáticos. A pluviosidade da MRCM, bem como, sua variabilidade, é resultado da sua ligação com a passagem de sistemas transitórios de escala sinótica, que atuam na baixa e média troposfera e a interação com o relevo. Esses sistemas sinóticos tendem a modificar durante o ano, já que estão atrelados a sazonalidade da insolação. De acordo com Reboita *et al.* (2010, 2012) os principais sistemas que atuam na região Sul do Brasil (Figura 12), são: sistemas frontais (especialmente as frentes frias), ciclones, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), linhas de instabilidades pré-frontal e Bloqueios atmosféricos.

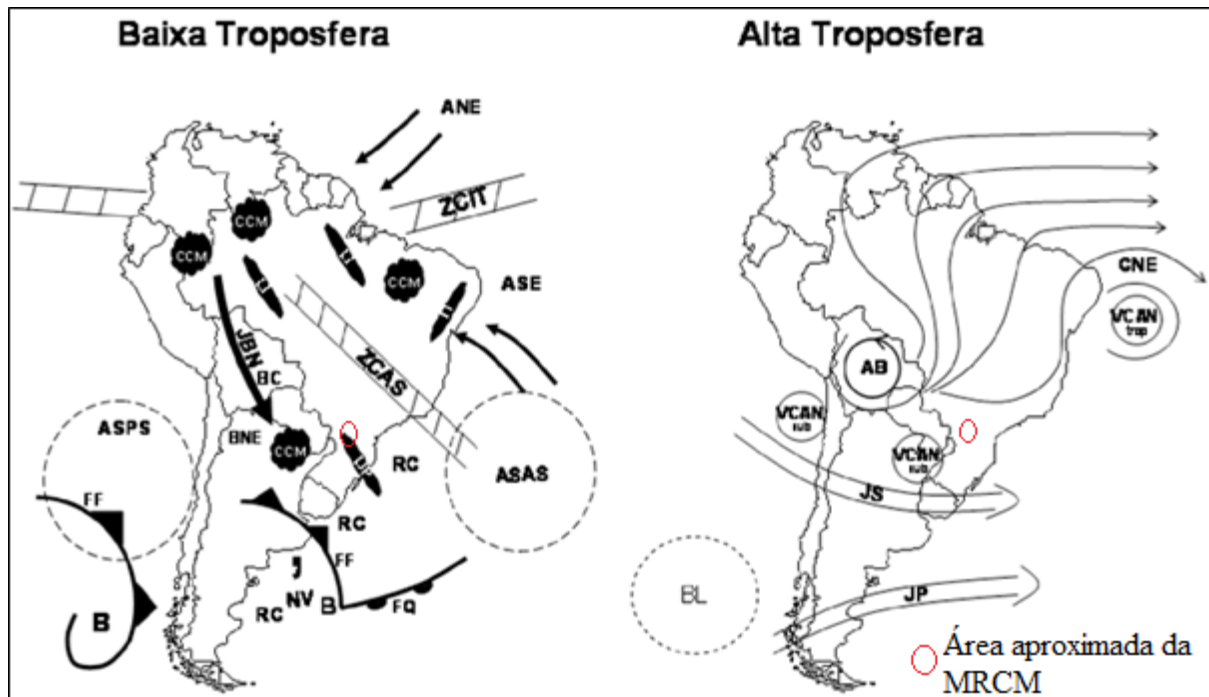


Figura 12 - Sistemas atmosféricos que atuam na baixa e na alta troposfera atuantes na América do Sul.⁵

Fonte: Reboita *et al.* (2010), área aproximada da MRCM o autor.

Os sistemas frontais são definidos como área de encontro de duas massas de ar com características distintas (REBOITA *et al.*, 2012). São também conhecidos como distúrbios transientes de alta frequência (ANDRADE, 2005). Para a MRCM os tipos de sistemas frontais mais frequentes são as frentes frias, notadamente também as frentes estacionárias, que podem provocar altos volumes de precipitação em poucos dias. O ciclo de vida de uma frente fria é marcado por um aumento da temperatura e umidade do ar e queda na pressão atmosférica no período pré-frontal; queda de temperatura e chuva intensa durante a passagem da frente, que dura aproximadamente 24 horas; e continuidade de queda de temperatura, diminuição da umidade do ar e aumento da pressão atmosférica no período pós-frontal. A velocidade média de deslocamento de uma frente fria é de 30 km/h (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

⁵ Para a baixa troposfera, tem-se: ANE ventos alísios de nordeste, ASE ventos alísios de sudeste, ASAS anticiclone subtropical do Atlântico Sul, ASPS anticiclone subtropical do Pacífico Sul, B baixa pressão, BC baixa do Chaco – região de baixas térmicas, BNE região de baixas térmicas no noroeste argentino, CCM complexo convectivo de mesoescala, FF frente fria, FQ frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI linha de instabilidade tropical, LIP linha de instabilidade pré-frontal, NV nuvem vírgula, RC regiões ciclogênicas, ZCAS zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT zona de convergência intertropical. E na alta troposfera tem-se: AB alta da Bolívia, BL região de bloqueios atmosféricos, CNE cavado do nordeste do Brasil, JS jato subtropical, JP jato polar, VCAN sub vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais, VCAN trop vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (REBOITA *et al.* 2010).

Como exemplo do ciclo de vida de uma frente fria apresenta-se a Figura 13, com os dados de umidade específica e fluxo de vento durante a passagem de uma frente fria na MRCM (os dados são da Reanálise do NCEP/NCAR entre os dias 25, 26 e 27 de abril de 2016). No dia anterior à passagem da frente fria, também conhecido como período como pré-frontal, se observa que a umidade específica do ar está elevada, e a velocidade do vento são superiores aos dias posteriores; o mesmo ocorre no dia em que a frente fria passa pela MRCM. Já um dia após a passagem da frente fria, também conhecido como período pós-frontal, se observa uma redução significativa na umidade específica. Isso ocorre porque uma massa de ar frio e seco, proveniente de altas latitudes, permeia esse sistema anticlinal que provoca redução da umidade e da temperatura. As frentes frias são mais perceptíveis durante o inverno e nas estações de transição; durante o verão outros sistemas passam a atuar e os sistemas frontais se deslocam para o oceano Atlântico, influenciando indiretamente no clima na MRCM.

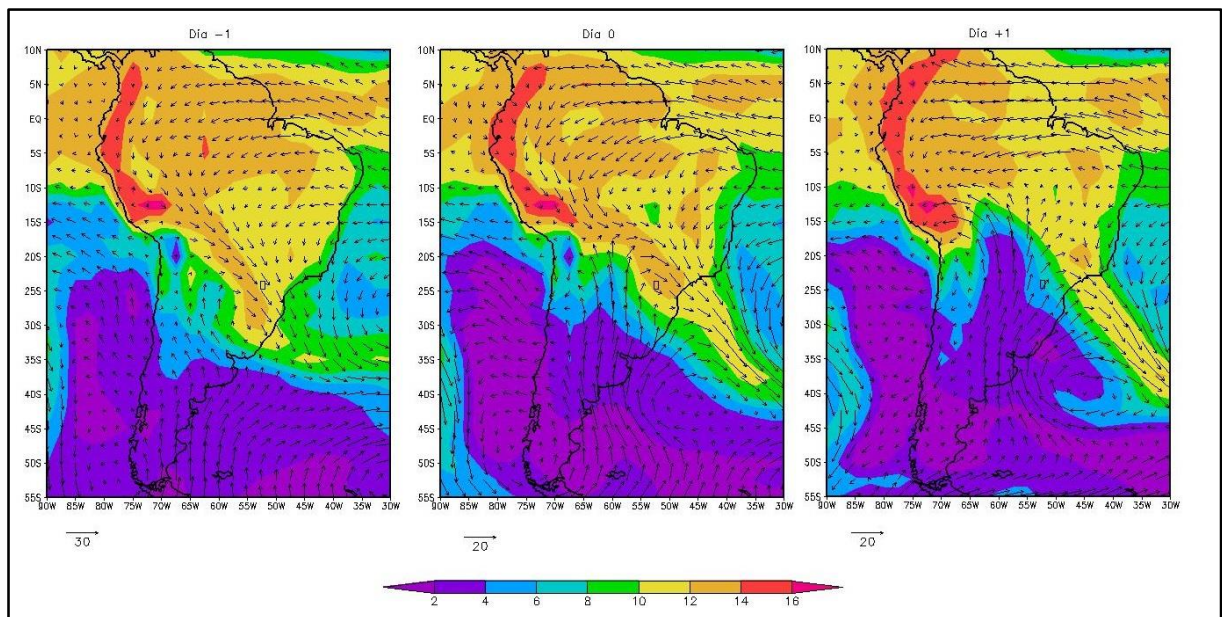


Figura 13 - Mapas de vetores de vento (setas) com a unidade em m/s, e umidade específica (cor) com a unidade g/kg, dados de altura em 850 hPa. Mapas de vetores de vento (setas) com a unidade em m/s, e umidade específica (cor) com a unidade g/kg, dados de altura em 850 hPa. Dados de reanálise do NCEP/NCAR dos dias 25 (dia -1), 26 (dia 0) e 27 (dia +1) de abril de 2016, antes durante e depois de a passagem de uma frente fria pela MRCM (retângulo).

Elaboração: Jeremias Alecio Leperes de Marins (2018). Fonte: Reanálise do NCEP/NCAR entre os dias 25, 26 e 27 de abril de 2016.

Em relação à climatologia dos sistemas frontais para a MRCM, de acordo com Cavalcanti e Kousky (2009), a MRCM estaria em uma área onde a climatologia das frentes frias

é de aproximadamente 20 por ano (entre 1979 a 2005). Para Pampuch e Ambrizzi (2015) a região registra de 25 a 30 passagens frontais por ano, conforme Figura 14.

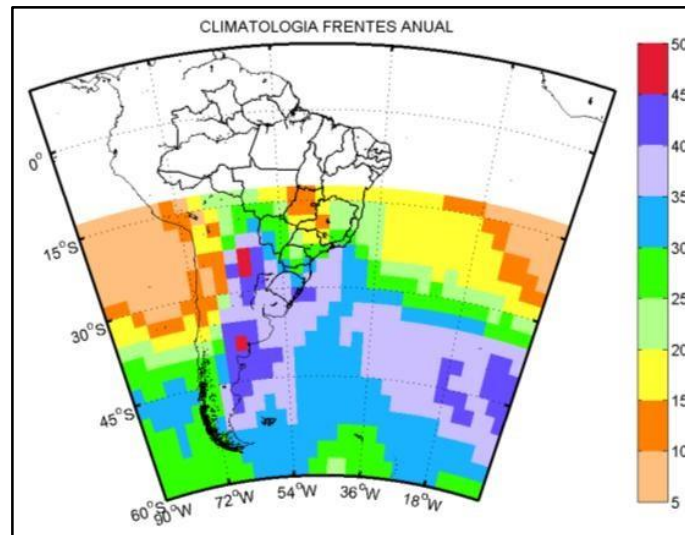


Figura 14 - Climatologia anual (1981-2010) de sistemas frontais.

Fonte: Pampuch e Ambrizzi (2015).

As incursões ocorrem em maior quantidade durante o inverno e primavera sendo menos comuns durante dezembro a março, podendo, inclusive, não ocorrer em alguns anos. Para Pampuch e Ambrizzi (2015) os resultados mensais mostram setembro como o mês de maior influência dos sistemas frontais para MRCM; durante este mês pode ocorrer de 3 a 4 sistemas frontais, diferentemente de janeiro e fevereiro quando ocorrem menos de 1 sistema frontal por ano. Essas informações semelham com a de Cavalcanti e Kousky (2009), em que a maior ocorrência de sistemas frontais é durante o inverno e a primavera.

Outro trabalho que quantificou o número de sistemas frontais foi Andrade (2005). A autora utilizou dados de 1980 a 2002 e mostrou que na área próxima da MRCM há uma distribuição mensal mais homogênea em relação ao que disseram Pampuch e Ambrizzi (2015) e a quantidade identificada é superior, num total de aproximadamente 45 sistemas frontais por ano. O mês de janeiro é o que sofre a menor influência (2 sistemas por ano); já setembro e outubro sofrem mais influência, com 5 sistemas por ano cada. Apesar de diferente a quantificação, no caso da sazonalidade os invernos e primaveras se mostram mais suscetíveis a esse sistema nas duas pesquisas.

Outro sistema atuante na MRCM são as ciclogêneses (REBOITA *et al.*, 2010; REBOITA *et al.*, 2012). Essas são caracterizadas pela formação de ciclones, que são centros de baixa pressão com circulação fechada, e que em alguns casos estão associados a sistemas

frontais, que, neste caso, se caracterizam como limite entre dois tipos de massas de ar de características diferentes (REBOITA *et al.*, 2010; GAN e SELUCHI, 2009). As ciclogêneses têm sua formação associada à indução de ar pela cordilheira dos Andes (GAN, 1992; MENDES, *et al.*, 2007; GAN e SELUCHI, 2009). Gan (1992) afirma que, entre 1979 a 1988, a frequência de ciclogêneses na MRCM é de aproximadamente 10 por ano. De acordo com Mendes *et al.* (2007) a maior frequência de formação de ciclogênese na AS ocorre durante o inverno (Figura 15). Porém, os ciclones extratropicais atuantes no oceano Atlântico têm pouca ou nula influência na distribuição de chuva na MRCM; os que atuam na MRCM se formam no continente em áreas adjacentes, sob forma de sistemas de baixa pressão, que ao transitarem de oeste para leste ao oceano Atlântico, forma-se em sistemas ciclonais.

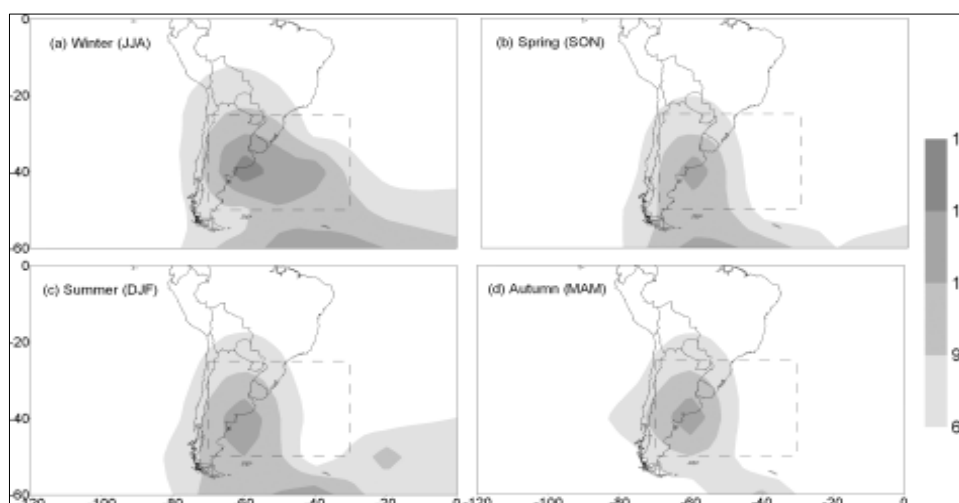


Figura 15 - Frequência de ciclogênese na América do Sul, a partir dos dados da reanálise do NCEP 1979–2003.

Fonte: MENDES, *et al.*; 2007.

Outros sistemas atuantes na MRCM são os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). De acordo com Anabor e Ferreira (2012) os SCM referem-se a um conjunto de fenômenos meteorológicos de dimensão e período de duração variados sob uma escala espacial sinótica ou de mesoescala. Starostin e Anabor (2002), ao analisar 49 SCM entre julho de 1999 a abril de 2001 para a América do Sul, verificaram que o tempo de vida médio desse tipo de sistema é de 32 horas. Preferencialmente, estes sistemas se formam a sotavento de uma montanha, sendo eles alimentados por umidade trazida por jatos de baixos níveis (MARENGO, AMBRIZZI, SOARES; 2009). Em alguns casos estão associados a outros sistemas, como as

frentes frias (DIAS, 1996; ANABOR, 2008; DIAS, ROZANTE, MACHADO, 2009; CAMPOS, EICHHOLZ, 2011).

Os SCM se dividem em vários tipos como: a) as Linhas de Instabilidade (LI), os tipos que possuem formato de linha; b) os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que são os tipos de SCMs que apresentam um formato circular; e os c) *Non Squall Lines*, sistemas convectivos alongados e persistentes (PECS) (DIAS, 1996; ANABOR, 2008; DIAS, ROZANTE, MACHADO, 2009; CAMPOS, EICHHOLZ, 2011).

As linhas de instabilidade se assemelham em formato a de um PECS, e são ambos influentes na área de estudo, podendo estar associados a cavados em altos níveis e a frentes frias (REBOITA *et al*, 2012).

O CCM é um sistema de forma arredondada, em que a área de cobertura de nuvens com temperatura abaixo de -32°C (no infravermelho) tem que ter uma abrangência igual ou superior a 100.000km^2 e um núcleo mais frio (abaixo de -52°) com uma área de 50.000Km^2 e seu tempo de vida deve ser superior a seis horas. Esses critérios foram definidos por Maddox (1980), mas sofrem algumas alterações dependendo da região (DIAS, ROZANTE, MACHADO; 2009).

A bacia do Prata é considerada uma área de alta frequência de CCM (DURKEE *et al.*, 2009). Na Figura 16, vemos exemplos de um CCM (a) e um PECS (b) atuando nessa bacia; é possível ver que a diferenciação desses sistemas é feita pelo formato.

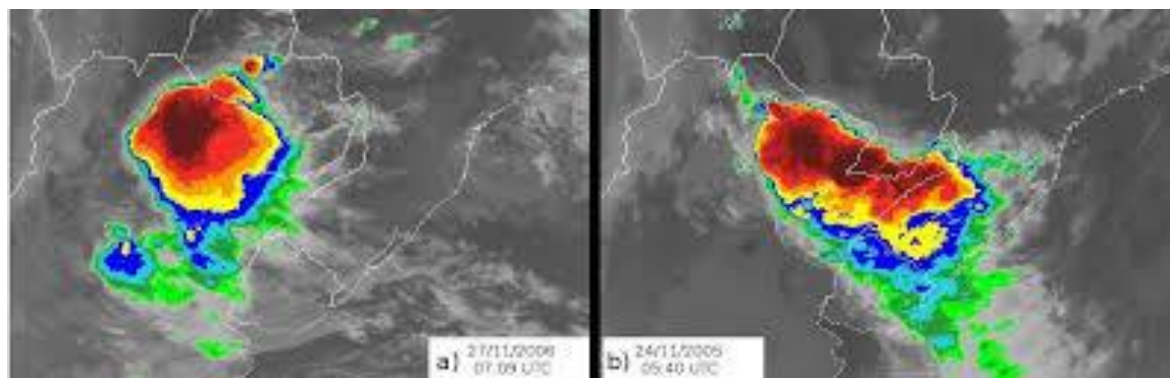


Figura 16 - Exemplos de SCM: A) CCM, B) PECS.

Fonte: Anabor e Ferreira, 2012.

Verificamos na Figura 17, de acordo com Durkee, Mote, Shepherd (2009) a MRCM se localiza de numa das áreas de maior frequência de CCM. Assim, consideramos esse tipo de sistema de suma importância para as chuvas nessa região.

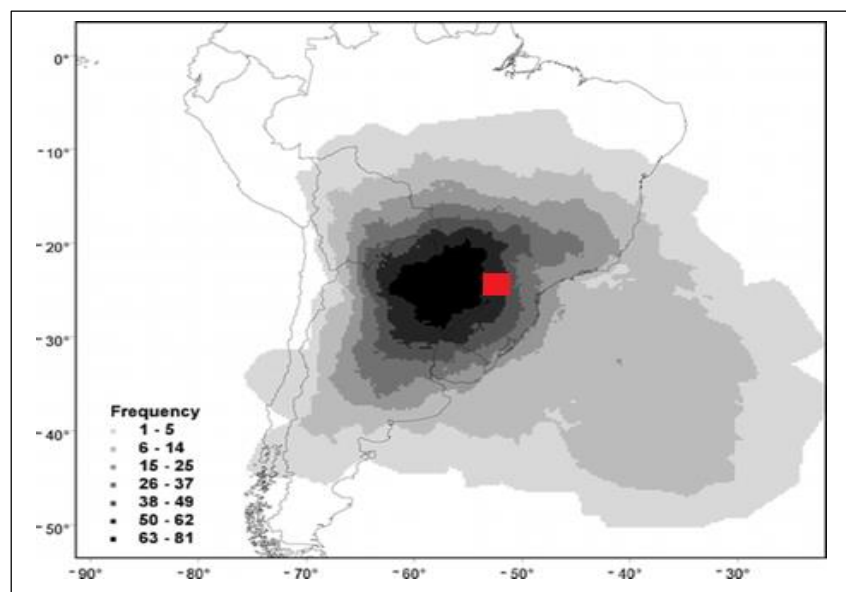


Figura 17- Frequência de CCM entre outubro a maio de 1998–2007, quadrado vermelho é a área aproximada da MRCM.

Fonte: Durkee, Mote, Shepherd (2009)

Outro sistema que atua na região modulando as chuvas são os bloqueios atmosféricos, que podem causar precipitações intensas ou estiagens (REBOITA *et al.*, 2010; REBOITA *et al.*, 2012). De acordo com Reboita *et al.* (2010), os movimentos de circulação atmosférica em latitudes médias tendem a flutuar por dois extremos, que são por movimento zonal ou por movimento meridional. Em termos normais os movimentos meridionais são menores que os movimentos zonais, o que propicia o deslocamento para leste dos ciclones ou anticiclones. Se um anticiclone se torna quase estacionário e persistente, a propagação dos sistemas para leste é impedida propiciando a formação de bloqueios (AMBRIZZI, MARQUES, NASCIMENTO, 2009; REBOITA *et al.*, 2010). Ainda não há muitos estudos sobre bloqueios atmosféricos, mas de acordo com Marques e Rao (1996) para a área próxima do oceano Atlântico a maior frequência de bloqueios é durante o inverno e a primavera. Como os bloqueios atmosféricos são tipos de ondas, evidentemente não atingem apenas uma determinada área, sua climatologia abrange de forma mais ampla. Pedroso (2014) mostra que para o Atlântico sudeste entre 1975 a 2004 em média ocorria 1,4 eventos ao ano, com uma tendência de aumento, onde futuramente podem ocorrer de 2,03 a 2,4 eventos por ano nessa área.

5.1.2 Variabilidade Espacial da chuva na MRCM

Com relação à variabilidade espacial da chuva na MRCM, representada na Figura 18, o posto que registrou o maior valor total anual de chuva para o período é o de Guarani (2048 mm) no município de Mamborê, norte da MRCM, e o posto com menor valor é o de Quinta do Sol (1501 mm) no município de Quinta do Sol, sul da MRCM. As diferenças entre eles são de 547 mm de chuva, numa distância em linha reta de aproximadamente 80 km em sentido norte-sul.

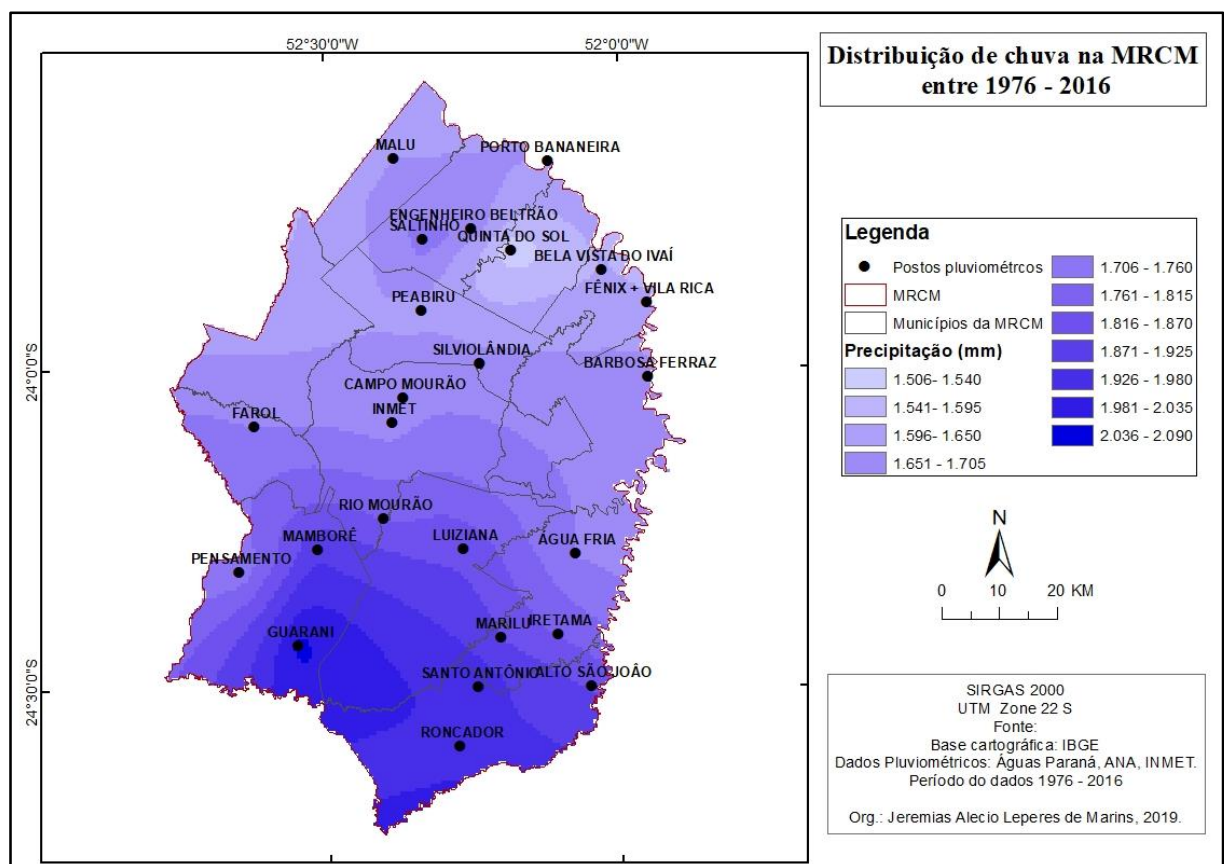


Figura 18 - Mapa Pluviométrico da MRCM

Fonte: Autor.

Alguns trabalhos têm demonstrado esta diferenciação na variabilidade pluviométrica espacial da MRCM (BALDO, 2006; FREIRE, 2014; BORSATO, 2013). Freire (2014), ao analisar os dados pluviométricos para o período de 1980 a 2012 da bacia do rio Mourão (que está inserida na MRCM, ocupando 23,3% da sua área), identificou duas áreas homogêneas quanto a pluviometria, sendo na porção à montante da bacia e outra na porção à jusante da bacia. De acordo com o autor, a diferença entre estas áreas se deve a dois principais fatores:

orografia e faixa de transição climática, evidenciado pelo fato de que à jusante da bacia o relevo é mais baixo e está mais próximo ao trópico de capricórnio, sob efeito do clima tropical. Já, a área à montante se caracteriza por relevos mais elevados e estando sob influência do clima subtropical úmido, que o caracterizaria ser mais chuvoso.

Algo parecido já havia sido identificado por Borsato (2013) ao analisar a variabilidade pluviométrica e a produtividade agrícola da Mesorregião Centro Ocidental Paranaense, Mesorregião em que a MRCM está inserida, com dados de 1976 a 2011. Neste trabalho identificou-se que as regiões à montante das bacias dos rios Ivaí e Piquiri registram uma variabilidade pluviométrica diferente do que a registrada à jusante da bacia. De acordo com a autora isso estaria relacionado aos aspectos da transição climática, sobretudo ao relevo que, relacionado aos sistemas frontais, favoreceria chuvas do tipo orográfica nas regiões de maior altitude.

Outro trabalho em destaque para a área da MRCM foi o de Baldo (2006) que, ao analisar a variabilidade pluviométrica e atmosférica da bacia do rio Ivaí (onde a maior parte do MRCM está inserida), identificou quatro áreas homogêneas pluviométricas, sendo que a MRCM está inserida em três delas. De acordo com a autora, as características pluviométricas se diferenciam em razão do relevo (a altitude e a orientação das vertentes), sendo que a barlavento os valores de precipitação são mais elevados.

Pode-se verificar que em todos os trabalhos citados o relevo e a latitude são fatores citados para a diferenciação do acumulado pluviométrico entre a porção norte e sul da MRCM. Vale destacar que a distância entre os pontos extremos da MRCM é de aproximadamente 120 km no eixo norte/sul. Para melhor entendimento dessa relação apresenta-se o gráfico 1, que demonstra que nos postos pluviométricos mais ao sul da MRCM chove mais do que nos localizados ao norte. Sendo assim, na medida que se segue para o norte a pluviometria tende a reduzir. A correlação linear entre latitude e precipitação média para a MRCM é de $r = 0,7989$. Partindo disso, certificamos que o posicionamento das estações, em relação à latitude, estatisticamente, tem relação com a precipitação da MRCM.

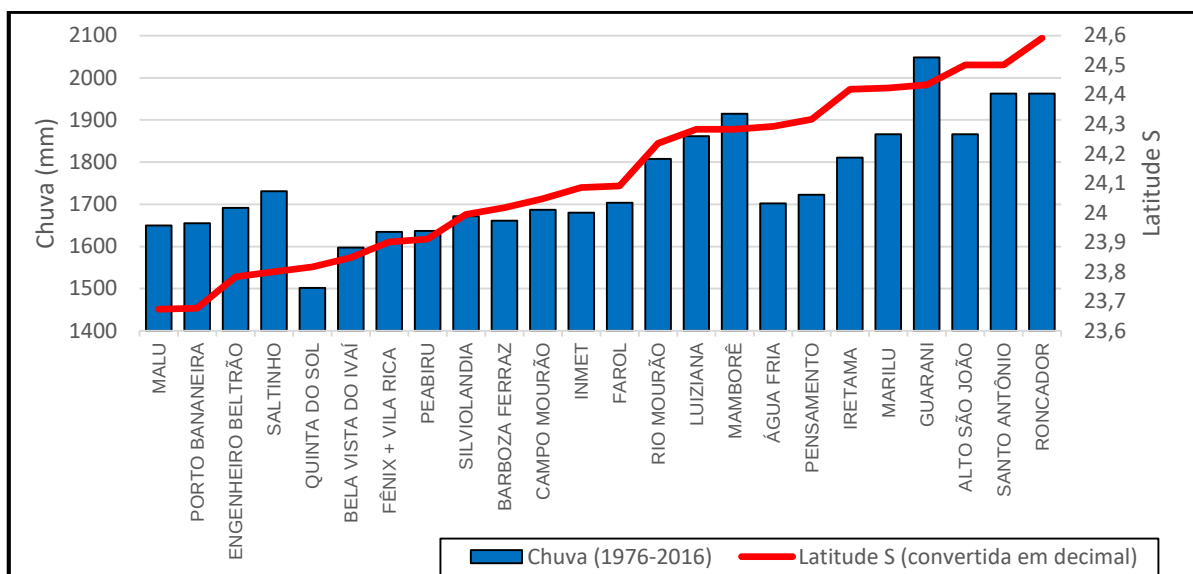


Gráfico 1 - Relação latitude e chuva das estações. Da esquerda para a direita estão dispostos os postos de norte para sul.

Fonte: Autor

No caso da relação entre a chuva e o relevo, vemos no Gráfico 2, que entre as 24 estações existe uma relação entre a altitude e a pluviometria (dados entre 1976-2016). Porém, as altitudes dos postos pluviométricos são pontuais, apenas daquele local, nesse caso não demonstra minuciosamente a relação relevo nas partes adjacentes. Neste caso, a correlação linear entre a precipitação média na MRCM e a altitude é de $r=0,6941$.

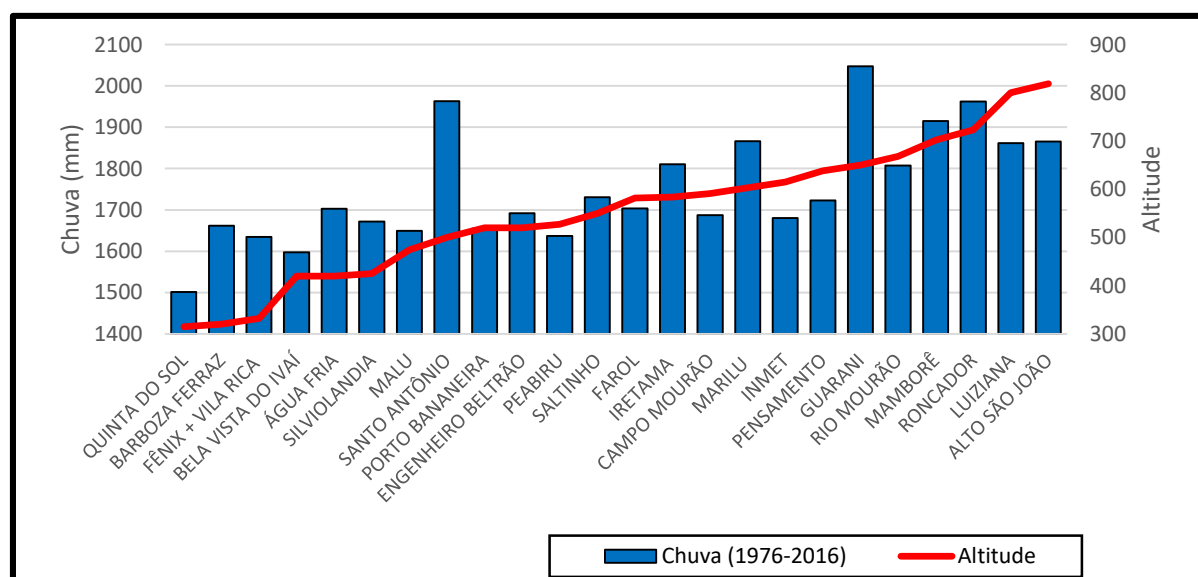


Gráfico 2 - Relação altitude e chuva das estações.

Fonte: Autor

Na Figura 19 é possível entender melhor esta relação da chuva com o relevo. Na porção ao sul se observa uma pequena barreira orográfica, e atribui-se que sistemas de chuva provenientes de sul, como os frontais, sofrem influência local do relevo, através de levantamento e resfriamento adiabático, provocando maior convecção e precipitação (BARRY e CHORLEY, 2013).

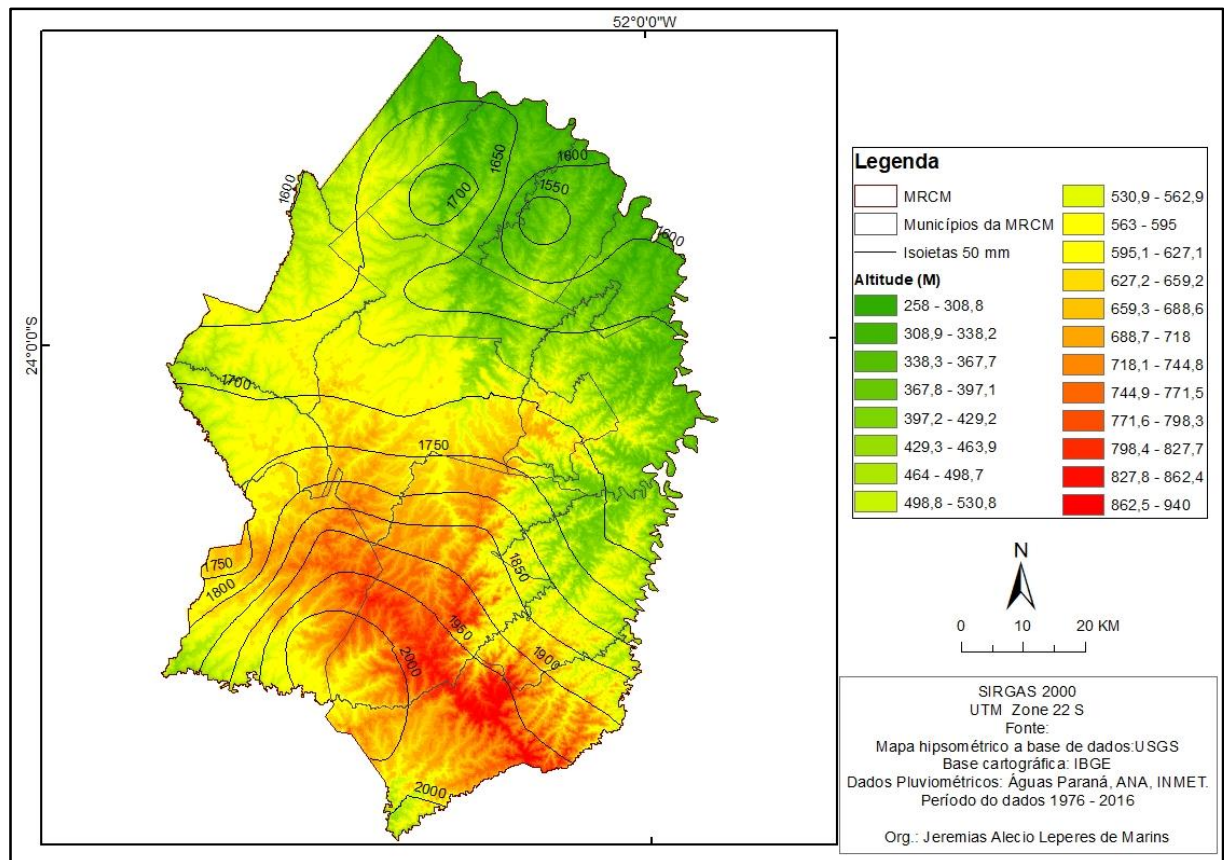


Figura 19 - Mapa de Isoieta sobrepondo o mapa de hipsométrico da MRCM.

Fonte: Autor

Durante o verão, a precipitação é mais homogênea entre a porção norte e sul; isto se deve aos fluxos do jato de baixos níveis serem provenientes do norte da AS (Figura X), diferenciando da primavera, onde os fluxos seguem mais para o norte da Argentina, produzindo os Sistemas Convectivos de Mesoescalas (SCMs). Nota-se no norte da MRCM uma variação das chuvas no sentido leste/oeste (figura 4.3) maior do que o registrado na faixa sul, o que mostra que esses fluxos de noroeste, juntamente com o relevo, têm influência para que áreas próximas tenham uma diferenciação climática de aproximadamente 200 mm.

Esse comportamento pluviométrico diferente entre norte e sul da MRCM fica mais evidente quando se verifica que a parte norte sofre maior influência das condições de clima

Tropical em relação ao sul. Como já mostrado, o clima Tropical é típico de monção, se caracterizando em um clima de duas estações distintas no ano, sendo uma seca e outra chuvosa, que difere do subtropical úmido, onde são mais nítidas as quatro estações do ano.

Ao buscarmos na literatura sobre as tendências de chuva na MRCM em termos anuais, Nogarolli (2007) demonstram que a região de Campo Mourão, entre 1970 a 1999, mostra uma evolução (tendência) negativa com relação à pluviometria. De acordo com os autores, se a tendência de redução de chuva continuar a região deixaria de ter um clima predominantemente Cfa e passaria para um clima Cwa, sendo de úmido para semi-úmido. Contrariando este prognóstico de tendência, Jorge (2015) ao analisar a tendência de chuva a partir de três métodos estatísticos (Mann-Kendall, regressão linear e Pettit), porém, para o período de 1977 e 2011, demonstrou que na área da MRCM a tendência de chuva é positiva em todos os métodos, com valores maiores de 15% de aumento. Sendo assim, é importante analisar a variabilidade temporal das chuvas, demonstrado no próximo tópico.

5.1.3 Variabilidade Temporal da chuva na MRCM

Outra questão que se torna importante para a compreensão da climatologia da MRCM é a distribuição anual da chuva. De acordo com Grimm, Ferraz e Gomes (1998) a pluviometria em quase todo o Paraná (considerando a MRCM) tem uma variação unimodal, que se refere a um pico de chuva durante o verão austral. Grimm (2009a) explica que o regime de precipitação no norte da região Sul é típico de monções, entendendo que esta área estaria no limite máximo para o deslocamento das monções na AS, apesar de ser atingida pelos jatos de baixos níveis principalmente durante o verão. No Gráfico 3, mostramos a variação mensal das chuvas entre 1976-2016 na MRCM.

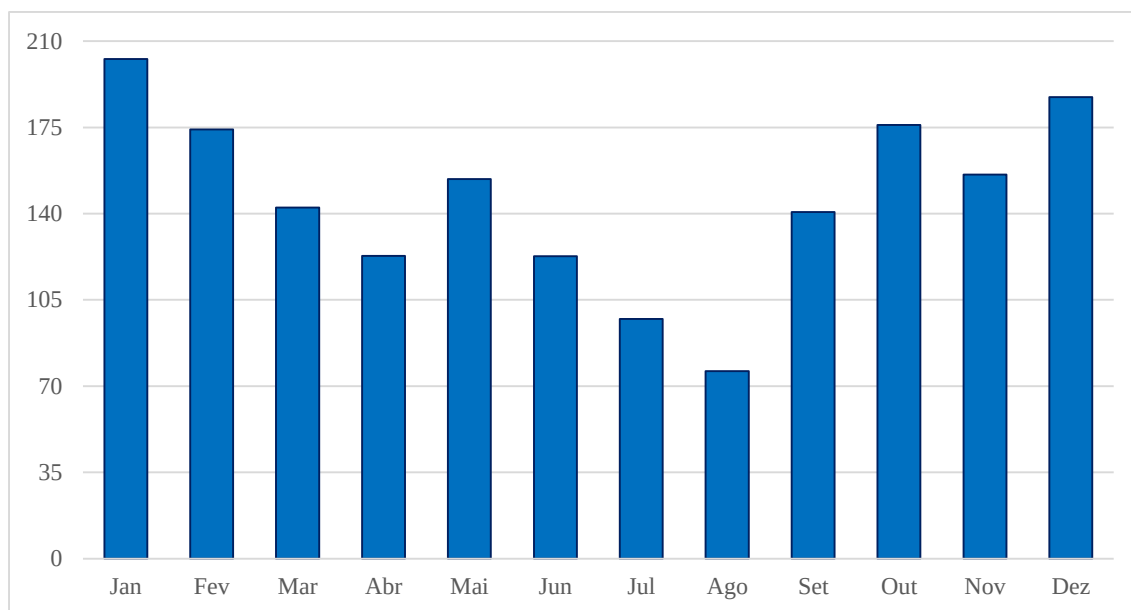


Gráfico 3 - Variação mensal das chuvas entre 1976-2016

Fonte: Autor

Verifica-se que os maiores índices ocorrem nos meses de verão, mas também nos meses de transição, como outubro e maio. Os menores valores de chuva ocorrem no mês de agosto. Este padrão de chuva está relacionado a sazonalidade solar, em que nos meses mais quentes existe maior convecção e formação de sistemas convectivos (REBOITA et al, 2012), como veremos a seguir.

Um argumento que evidencia a questão da sazonalidade das chuvas na MRCM, está demonstrado na Figura 20, que mostra a média de radiação de ondas longas⁶ (ROLE) para às quatro estações. Esses mapas mostram dados de ROLE em superfície (1000 hpa de altura) para o período de 1976 a 2016. O período de maior ROLE é durante o outono e inverno, enquanto na primavera e verão registra-se uma redução na ROLE. Este dado está ligado a sazonalidade da chuva, durante o verão há maior quantidade de chuva e cobertura de nuvem, o que impede a saída da ROLE, diferentemente do inverno. Pode-se verificar que o limite norte da MRCM demonstra uma maior expressividade de redução de ROLE durante o verão (DJF), numa faixa contínua com a região mais característica de monção na AS, o Brasil Central.

⁶ A radiação proveniente o sol que chega a superfície da terra na sua maior parte é por radiação de ondas curta (insolação). Parte dessa radiação é absorvida pela terra, e parte é irradiada para o espaço. A radiação irradiada pela atmosfera e pela terra é em forma de ondas longas (térmica). Sendo assim, em períodos de maior cobertura de nuvens menor será a radiação de ondas na superfície da terra (BARRY e CHORLEY, 2009).

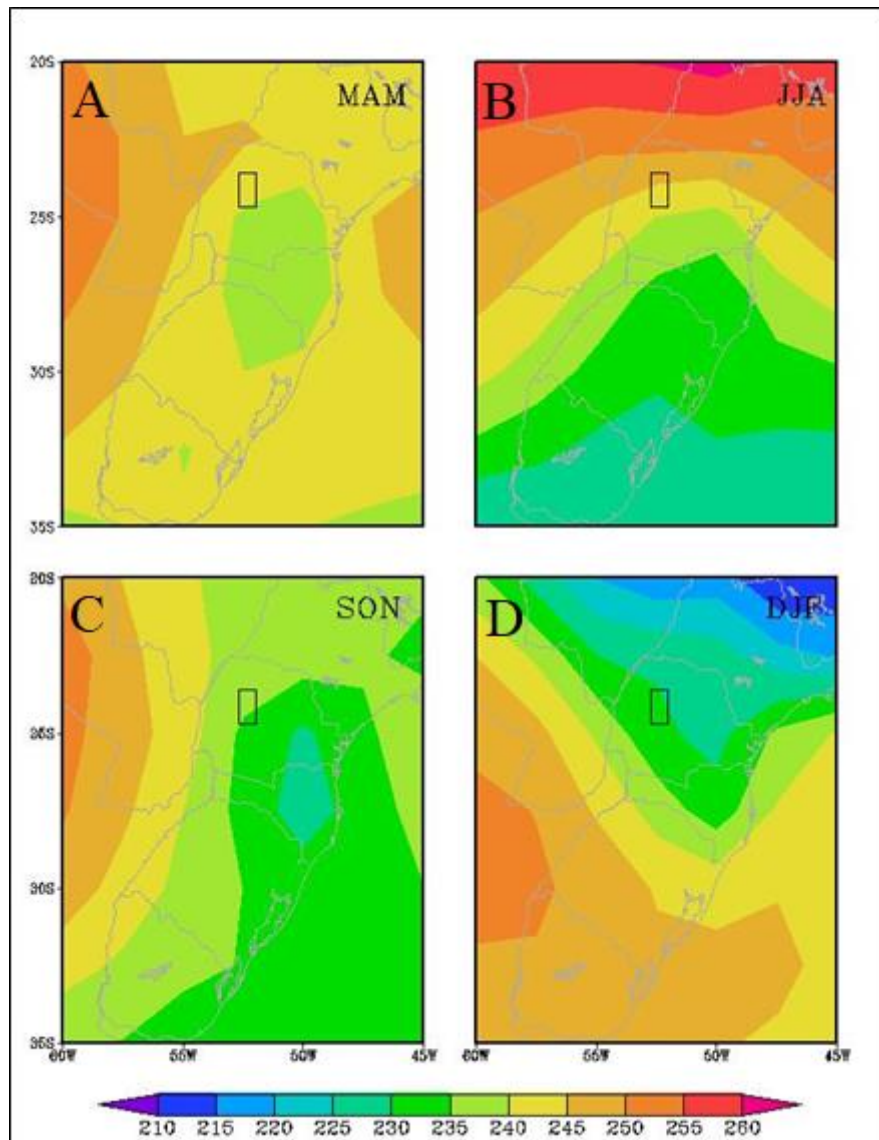


Figura 20 - Climatologia de ROLÉ (em 1000 hpa), durante as estações do ano, unidade de medida em $W m^{-2}$. A: outono, B: Inverno, C: primavera, D: verão.

Fonte: Autor

O regime de precipitação na MRCM não se caracteriza com uma redução vertiginosa durante o inverno, como ocorre nas regiões mais características de clima tropical de maior influência das moções na AS. Porém, o montante de chuva do verão é aproximadamente o dobro do registrado no inverno, como pode ser visto no gráfico 4. Para a MRCM o período do verão é o mais chuvoso (32% da chuva anual), seguido pela primavera (27%), outono (24%) e inverno (17%).

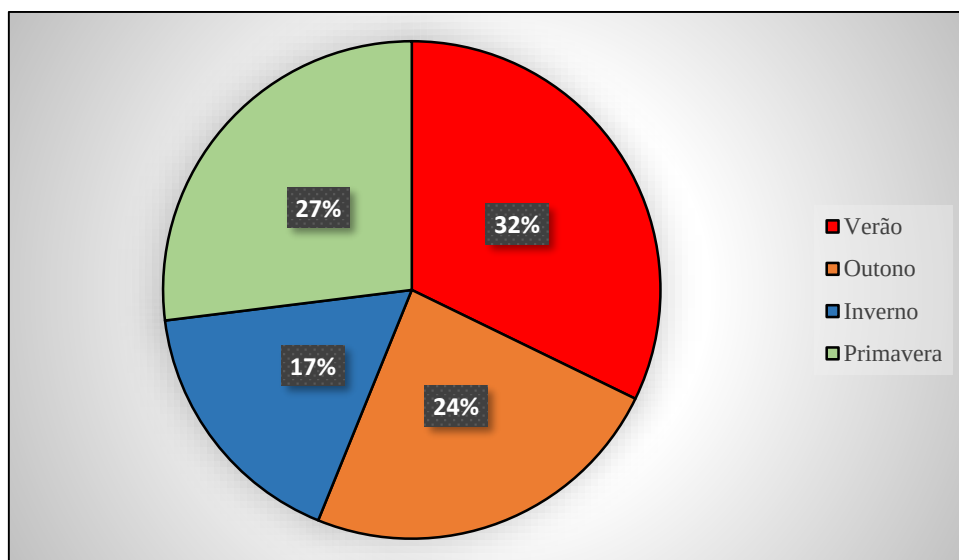


Gráfico 4 - Distribuição da precipitação pluviométrica anual na MRCM entre as estações do ano para o período de 1976-2016.

Fonte: Autor

Os dados pluviométricos dos postos da MRCM (Gráfico 5) mostram que os valores no verão em porcentagem de chuva em relação ao ano variam entre 29% a 35%. Nos postos localizados na porção norte chove proporcionalmente mais durante o verão do que na porção sul da MRCM. Durante o inverno se observa que a taxa de precipitação varia entre 15% e 18%, e nos postos pluviométricos localizados ao sul registra-se mais chuva do que nos localizados ao norte da MRCM. A definição dos postos pluviométricos norte e sul da MRCM foi feita por Marins e Limberger (2018a) em que o norte é constituído pelos postos de: Barbosa Ferraz, Fênix+Vila Rica, Bela Vista do Ivaí, Porto Bandeira, Malu, Saltinho, Engenheiro Beltrão, Quinta do Sol, Campo Mourão, INMET, Farol, Peabiru e Silviolândia; e o sul pelos posto de: Rio da Vargem/Mourão, Luiziana, Mamborê, Pensamento, Iretama, Marilu, Santo Antônio, Roncador, Alto São João, Água Fria e Guarani.

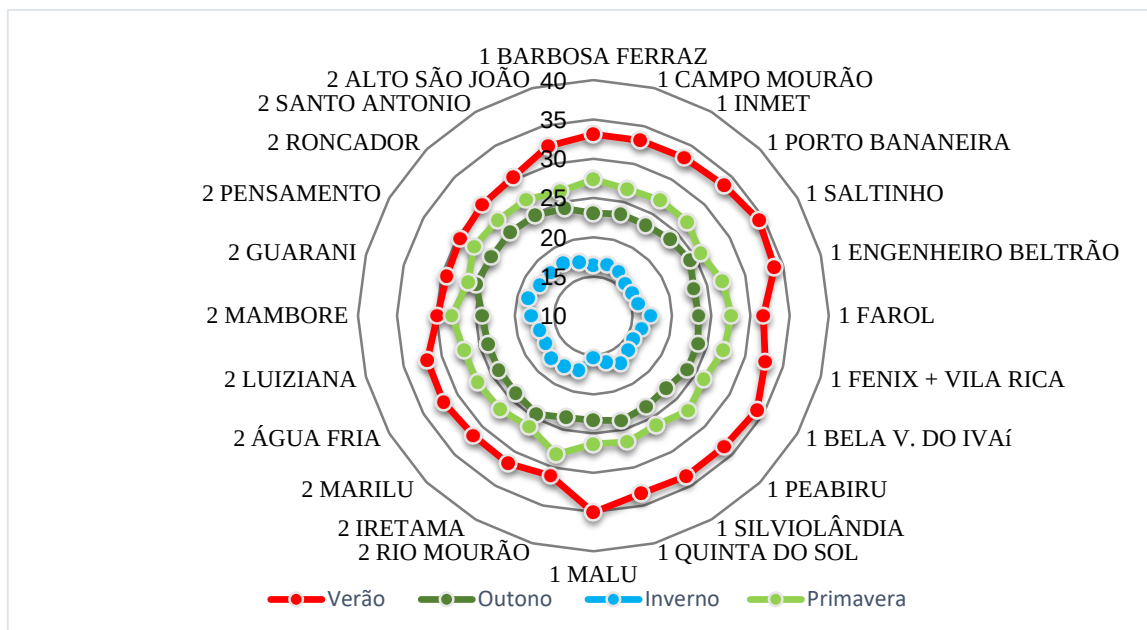


Gráfico 5- Distribuição da chuva por estação do ano e por posto pluviométrico na MRCM em porcentagem. Sendo que as iniciadas pelo número 1 são as que estão ao norte e pelo número 2, ao sul.

Fonte: Autor

É notório a diferenciação de chuvas no inverno e no verão sobre o clima Tropical da AS, que influencia algumas áreas do clima Subtropical como da MRCM. Porém, as monções sofrem algumas limitações para sua definição, considerando-se critérios adotados em outras regiões monçônicas. Um desses critérios conflituosos se refere à mudança na direção dos ventos entre janeiro a julho (GAN, RODRIGUES, RAO; 2009). Zhou e Lau (1998) afirmam que há monção na AS, já que há reversão do escoamento dos ventos em baixos níveis entre os meses de janeiro e julho. Porém, as áreas de alternância de ventos não ocorrem nas proximidades da MRCM, nem ao menos no estado do Paraná. O que se pode dizer é que há uma influência dos jatos de baixos níveis (JBN) mais intensos provenientes da região amazônica durante o verão (MARENGO, AMBRIZZI, SOARES; 2009).

Sobre a influência do fluxo da atmosfera para a variabilidade das chuvas na MRCM, dentro do período analisado (1976-2016), na Figura 21 mostra-se o fluxo dos ventos em altura de 850 hPa. Pode-se perceber que o escoamento horizontal dos ventos (vetor) para MRCM, durante o verão (DJF) e a primavera (SON), são provenientes da região Amazônica, com destaque no verão em que os ventos são mais direcionados desta região. Já na primavera há uma influência do Atlântico Tropical Sul. Durante o outono e inverno são provenientes do Atlântico Tropical Sul, porém, no outono se percebe uma confluência com ventos vindos de norte. Desta forma, entendemos que os fluxos de ventos provenientes de norte estão associados

aos alísios, em que a intensificação ou desintensificação e a direção de onde vem estes ventos modulam o fluxo de umidade. Esses ventos passam pela região da Amazônia onde ocorre o processo de reciclagem de umidade em virtude da floresta (ROCHA *et al*, 2017) e o incremento de umidade nos ventos que se deslocam para a MRCM. As modulações da direção dos ventos estão relacionadas ao sistema de pressão atmosférica, que está ligado a sazonalidade solar, sendo ele a principal fonte de energia que cria a variação anual do clima no planeta.

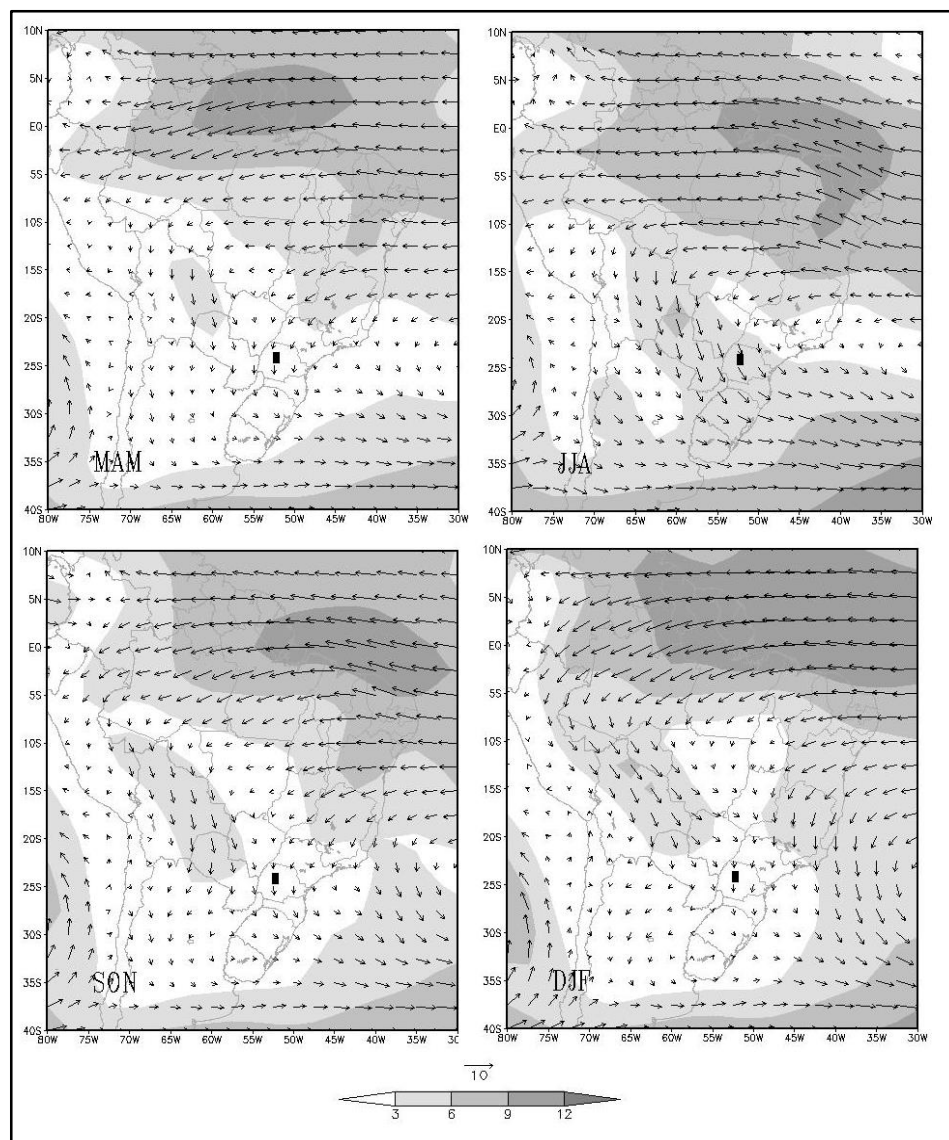


Figura 21 - Climatologia do vetor de vento em 850 hPa unidade de medida m/s, durante as estações do ano.

Fonte: Autor

Essas informações se relacionam com a pressão atmosférica em superfície (Figura 22), já que esse elemento define a direção dos ventos predominantes. Pode-se observar que durante

o outono e o inverno a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) domina a pressão atmosférica em superfície, pois, há maior influência de anticiclones migratórios provenientes do polo Sul. Isso propicia que haja um aumento na pressão atmosférica em superfície, assim como é observada a redução das chuvas. Já durante a primavera e verão, observa-se uma redução na pressão atmosférica sobre a MRCM, favorecendo a atuação de CCMs e convecção local.

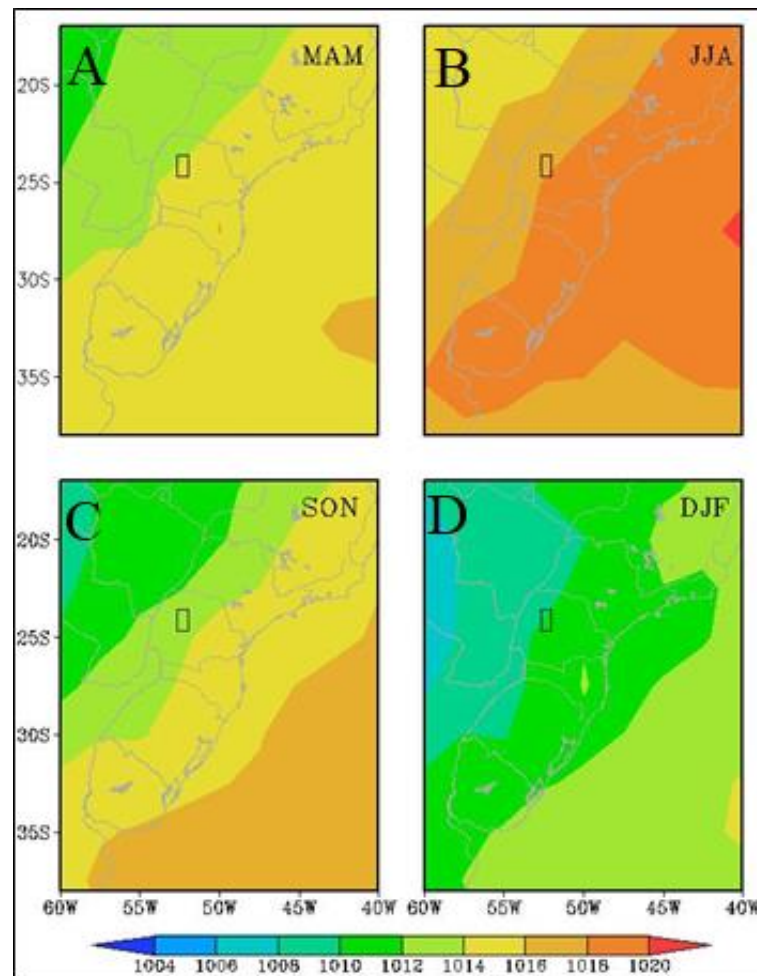


Figura 22 – Climatologia de PNM durante as estações do ano, unidade de medida hPa. A: outono, B: Inverno, C: primavera, D: verão.

Fonte: Autor

Ainda com relação à variabilidade pluviométrica em escala temporal, Massoquim (2010), ao analisar a precipitação da região de Campo Mourão, afirma que apesar de o acumulado de precipitação durante o ano caracterizar uma área úmida, a precipitação é mal distribuída entre os anos (Gráfico 6), mostrando uma grande variabilidade temporal da chuva.

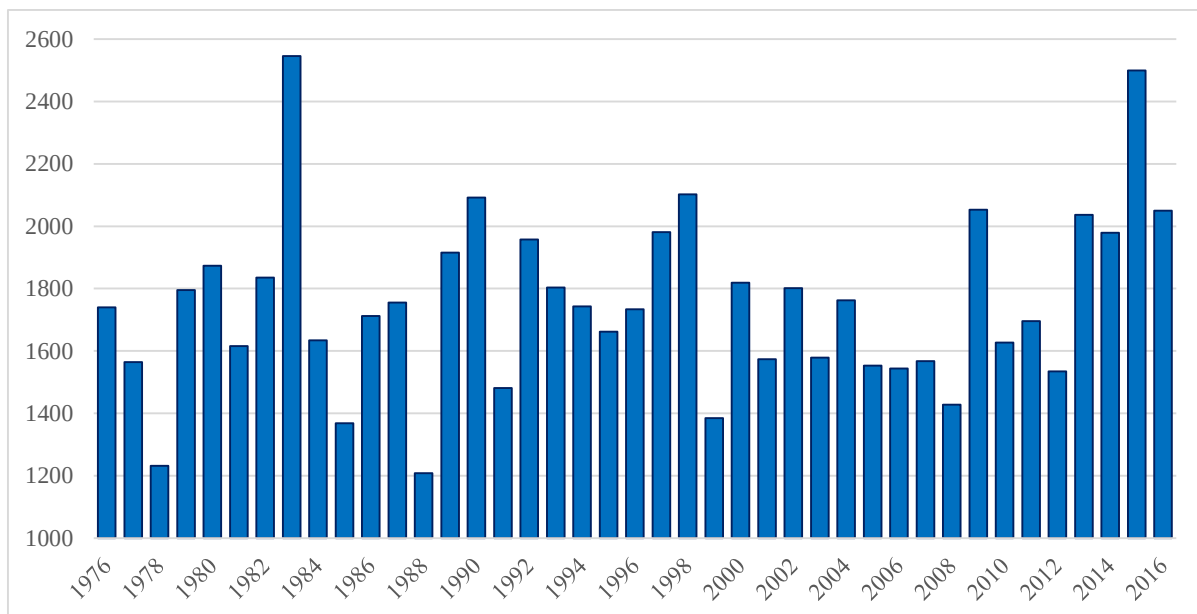


Gráfico 6 - Chuva total anual para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

O Gráfico 7 apresenta as anomalias anuais de chuva para o período de análise. Utilizando-se do cálculo de desvio padrão (não mostrado) verifica-se que os anos que tiveram precipitação abaixo de um desvio padrão foram 1978, 1985, 1988, 1999, 2008. Já, para os anos de maior precipitação pluviométrica, com valor acima de um desvio padrão foram 1983, 1990, 1998, 2009, 2015 e 2016.

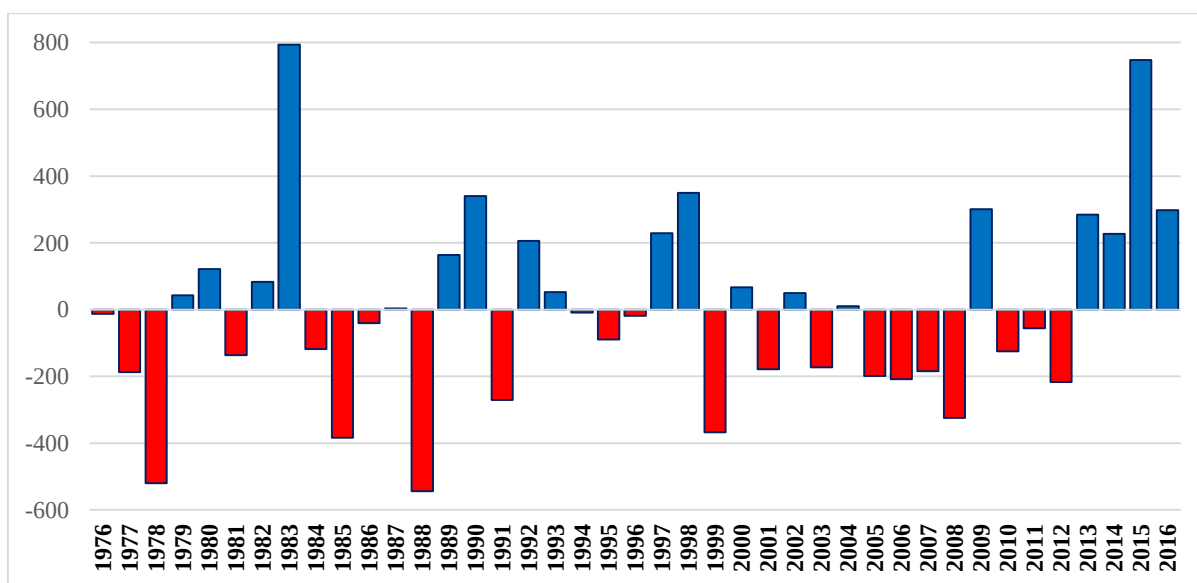


Gráfico 7 - Anomalia da chuva anual da MRCM para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor.

Todos os anos identificados como mais e menos chuvosos pelo cálculo do desvio padrão são coincidentes com anos de ENOS, exceto no caso de 1978 e 1990. Portanto, concorda-se com Grimm (2003; 2009b) que o ENOS se mostra o principal modo de variabilidade climática interanual para o Sul do Brasil, porém a atuação desse fenômeno não é tão nítida em algumas áreas desta região, principalmente na faixa norte.

Para a MRCM os principais índices climáticos que monitoram o ENOS se mostram com correlação linear significativas, porém baixas (MARINS e LIMBERGER, 2018a; MARINS e LIMBERGER, 2018b). Marins e Limberger (2018a) identificaram que, de 21 índices climáticos analisados, os 10 relacionados ao ENOS obtiveram os maiores resultados de correlação linear com a chuva para a MRCM, o que permitiu aos autores concluir que este fenômeno é o principal modulador da variabilidade climática nesta área.

Utilizando-se do índice ONI identificou-se quais meses foram caracterizados como EN, LN ou NE e os dados de chuva correspondentes a estes períodos foram separados e calculada a série temporal para cada fase do ENOS. O resultado é apresentado no Gráfico 8, onde pode-se perceber que boa parte dos meses tem um acumulado de chuva superior durante os EN, com destaque para maio, julho e novembro quando durante os EN a chuva ultrapassa os 50 mm em relação à média (1976-2016), diferentemente de agosto e setembro que demonstraram valores abaixo da média durante o EN. Observa-se que durante a LN apenas fevereiro, agosto e outubro mostraram valores acima da média e os meses de maio, junho, novembro e dezembro se mostram os mais afetados durante as LN.

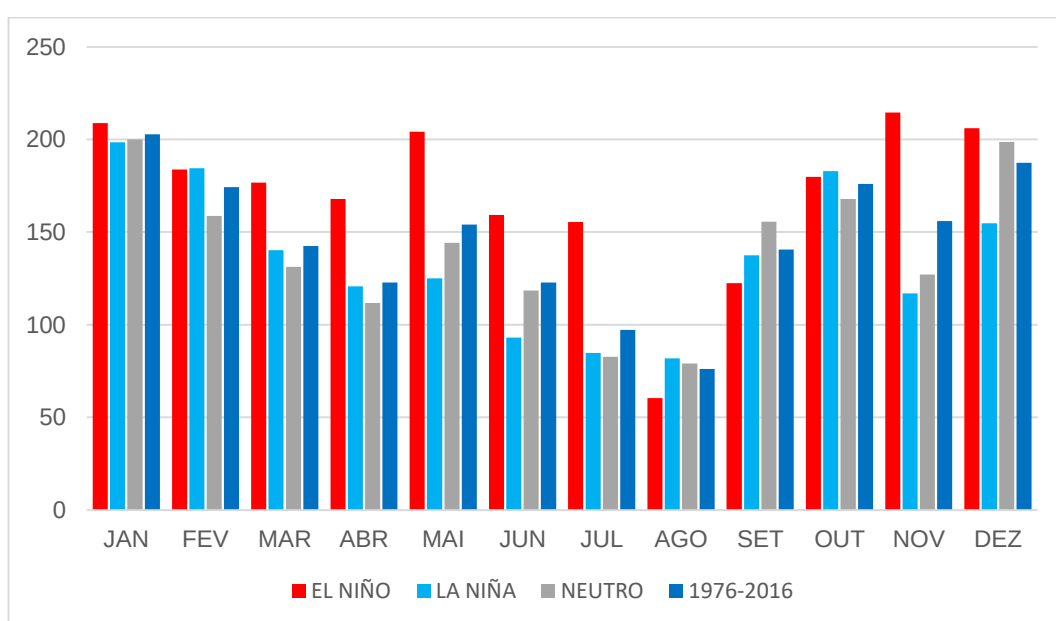


Gráfico 8 - Média de chuva durante as fases do ENOS para o período e 1976-2016 na MRCM. Fonte: Autor

Com estes dados podemos demonstrar o que foi dito por Grimm (2009b), que o mês de novembro recebe o “maior impacto” do fenômeno ENOS. Os dados mostram com EN este mês tende a ser o mais chuvoso, durante LN, um dos menos chuvosos e durante o período neutro valores abaixo da média.

Para melhor compreensão da atuação do ENOS na MRCM analisaremos os dados de chuva com o tipo de intensidade de cada fase. Para os EN: muito forte, forte moderado e fraco; e para as LN: forte, moderada e fraca. Na tabela 2 verifica-se que os tipos de EN muito forte estão relacionados à maior quantidade de chuva tanto em número de meses quanto em volume. Durante o período analisado ocorreram 3 desses eventos, sendo 1982-83, 1997-98 e 2015-16 e eles proporcionaram um grande volume de chuva. Já os EN fortes não demonstraram nenhuma alteração com relação à média para o período; durante o período analisado ocorreram 2 eventos deste tipo (1987-88, 1991-92), com número maior de meses com anomalia negativa de chuva do que positiva. Os EN moderados levaram a um aumento na precipitação, sendo que ocorreram 4 eventos desse tipo durante o período analisado (1986-87, 1994-95, 2002-03, 2009-10). Os EN fracos causaram anomalia positiva de chuva pouco expressiva, e havendo mais meses com anomalia negativa que positiva; durante o período analisado ocorreram 6 eventos deste tipo (1996-97, 1997-98, 1979-80, 2004-05, 2006-07, 2014-15). No geral, observa-se que durante os EN ocorre um aumento na precipitação de 21,53mm. Porém, nem todos os EN tem influência na chuva positivamente, podendo ocorrer meses com redução na chuva.

Tabela 2 - Relação da chuva (mm) durante as estações e o tipo de EN			
EN	Chuva mensal (mm)	Meses com anomalia negativa	meses com anomalia positiva
Muito Forte	54,88	17	25
Forte	0,97	15	9
moderado	10,34	15	18
fraco	3,32	18	16
Geral	21,53	65	68

Fonte: Autor

Como podemos ver na Figura 23, há uma intensificação da circulação proveniente de norte durante eventos de EN muito fortes. Esta circulação está associada com a entrada de umidade vinda do Atlântico Equatorial, favorecendo o aumento de formação de ciclones e CCMs (GRIMM, 2009b). Esse movimento de circulação é mais nítido durante os eventos de 1997/98 e 2015/16.

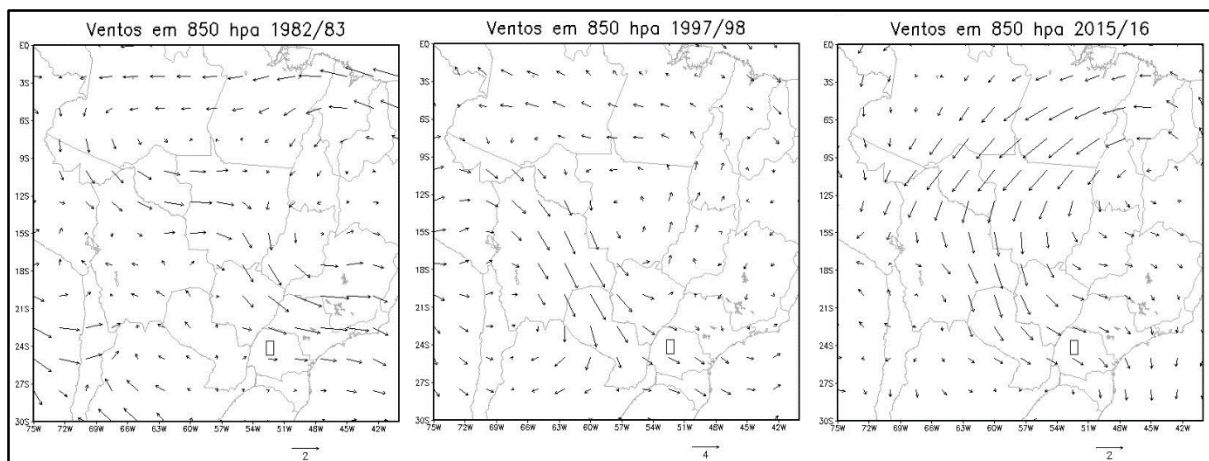


Figura 23- Anomalia de vetor de vento (m/s) em 850 hpa, durante os eventos muito fortes de EN.

Fonte: Autor

Ao tentar analisar a relação dos tipos de EN durante as estações do ano, podemos ver na Tabela 3 que para os eventos EN muito fortes a chuva é acima da média em todas as estações do ano, destacando-se o inverno e a primavera. Já durante os EN fortes só há chuva acima da média durante o outono, ocorrendo chuva abaixo da média nas demais estações do ano. No geral, os maiores valores de anomalias positivas de chuva ocorrem durante o outono.

Tabela 3 - Relação da chuva (anomalia) durante as estações do ano e o tipo de EN				
EN	Verão	Outono	Inverno	Primavera
Muito Forte	66	140	242	254
Forte	-114	242	-82	-36
Moderado	93	-	-	-30
Fraco	16	-	-	-7
Geral	34	129	79	44

(-) Não obteve dados suficiente para calcular média.

Fonte: Autor

Ao analisar os dados na Tabela 4, durante as LNs se observa redução na precipitação, com maior expressividade durante a LN forte, que ocorreu em 4 eventos (1988-89, 1998-00, 2007-08, 2010-11) que tiveram, em média uma redução de 19,21mm. As LN moderadas ocorreram 2 vezes durante o período analisado (1995-96, 2011-12), causando redução de 10,76mm com relação à média. No caso da LN fraca, as chuvas ficaram dentro da média, podendo perceber que entre os meses com anomalia positiva e negativa obteve-se valores muito próximos (22 e 23 meses).

Tabela 4 - Relação da anomalia de chuva e o tipo LN			
LN	Chuva mensal (mm)	Meses com anomalia negativa	meses com anomalia positiva
Forte	-19,21	39	17
moderada	-10,76	11	9
fraca	0,17	22	23
Geral	-10,6	72	49

Fonte: Autor

Ao analisar a anomalia de circulação em 850 hPa na Figura 24 durante eventos de LN forte, observa-se que há um fluxo anômalo proveniente de sul principalmente nas áreas de formação dos SCMs. Essa circulação mostra que em anos de LN forte há uma desintensificação nos jatos de baixos níveis, por outro lado há uma intensificação dos sistemas anticiclônicos provenientes do quadrante sul, resultando na reduzindo de umidade transportada de norte (Amazônia) para a região e reduzindo a convecção.

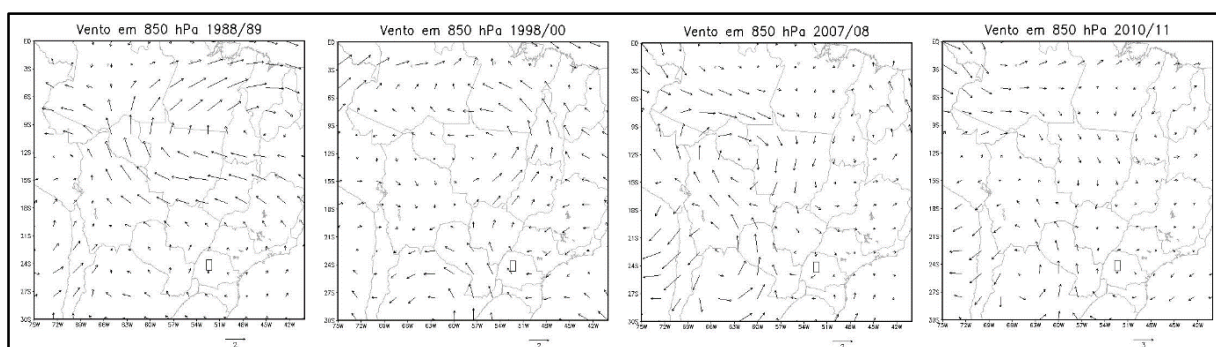


Figura 24 - Anomalia de vetor de ventos (m/s) em 850 hPa durante as LN forte

Fonte: Autor

Podemos notar na Tabela 5, que durante as LN fortes as estações mais afetadas são a primavera e o inverno. A LN moderada afeta as chuvas no outono e verão, e as LN fracas reduzem a chuva durante o verão. No geral, todas as estações sofrem redução de chuva durante os episódios de LN.

Tabela 5 - Relação da chuva (mm) durante as estações e o tipo de LN				
LN	Verão	Outono	Inverno	Primavera
Forte	8	-26	-100	-116
Moderada	-97	-122	85	-5
Fraca	-38	0	32	5
Geral	-27	-33	-36	-35

Fonte: Autor

Seguindo uma metodologia adotada por Ambrizzi (2003), ao analisar a chuva durante as fases do ENOS, com o índice normalizado de chuva, no Gráfico 9 verifica-se que durante os EN a chuva registrada é maior do que durante as LN. Também se verifica que a chuva durante o outono é fortemente influenciada pelo EN. Outro ponto é que a influência da LN apesar de ser negativa é mais suave que o EM (valores mais próximos de 0) e isso também foi observado por Ambrizzi (2003), onde o autor pontua que para as regiões sudeste do Brasil (ZCAS) e Sul (Sudeste da AS) as LN ficaram muito próximo da normalidade.

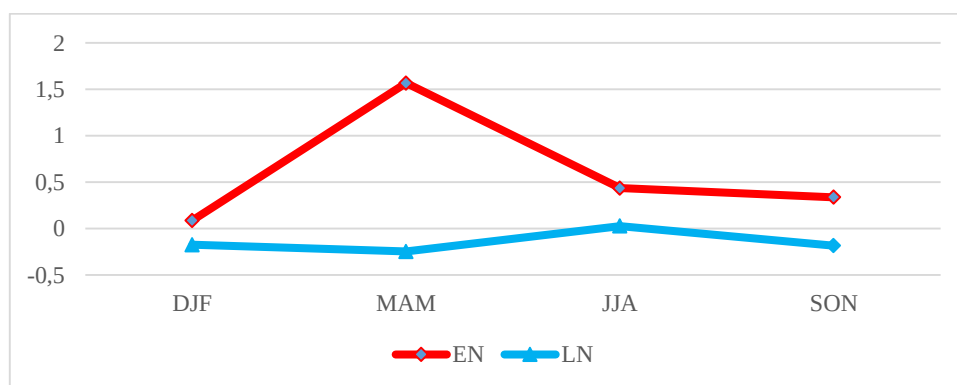


Gráfico 9 - Índice normalizado da chuva na MRCM com as fases do ENOS

Fonte: Autor

Em relação a influência do ENOS durante as décadas de 1980, 1990 e 2000 (Gráfico 10) observa-se que durante o verão, em todas as décadas, não se registram variações com eventos ENOS. Já durante o outono há influência do EN nas décadas de 1980 e 1990, contudo na década de 2000 não houve registro do fenômeno. O inverno foi mais susceptível à LN, negativamente na década de 1980 e positivamente na década de 2000; quando da ocorrência de EN a chuva sofreu influência positiva nas décadas de 1980 e 1990 e negativa na década de 2000. O resultado surpreendente é para a primavera que somente na década de 2000 e suavemente surtiu efeito do EN, apesar do mês de novembro sofrer influência do ENOS (GRIMM, 2009b), e os meses de setembro e outubro não mostram evidência de sinal na precipitação. Ao analisarmos os dados com os obtidos por Ambrizzi (2003), das décadas de 1980 e 1990 (que coaduna com período analisado pelo autor), observamos que até os resultados ficam entre os obtidos pela região das ZCAS e do Sudeste da AS, que nos leva a entender que o efeito do ENOS na MRCM sofre influência também da transição climática.

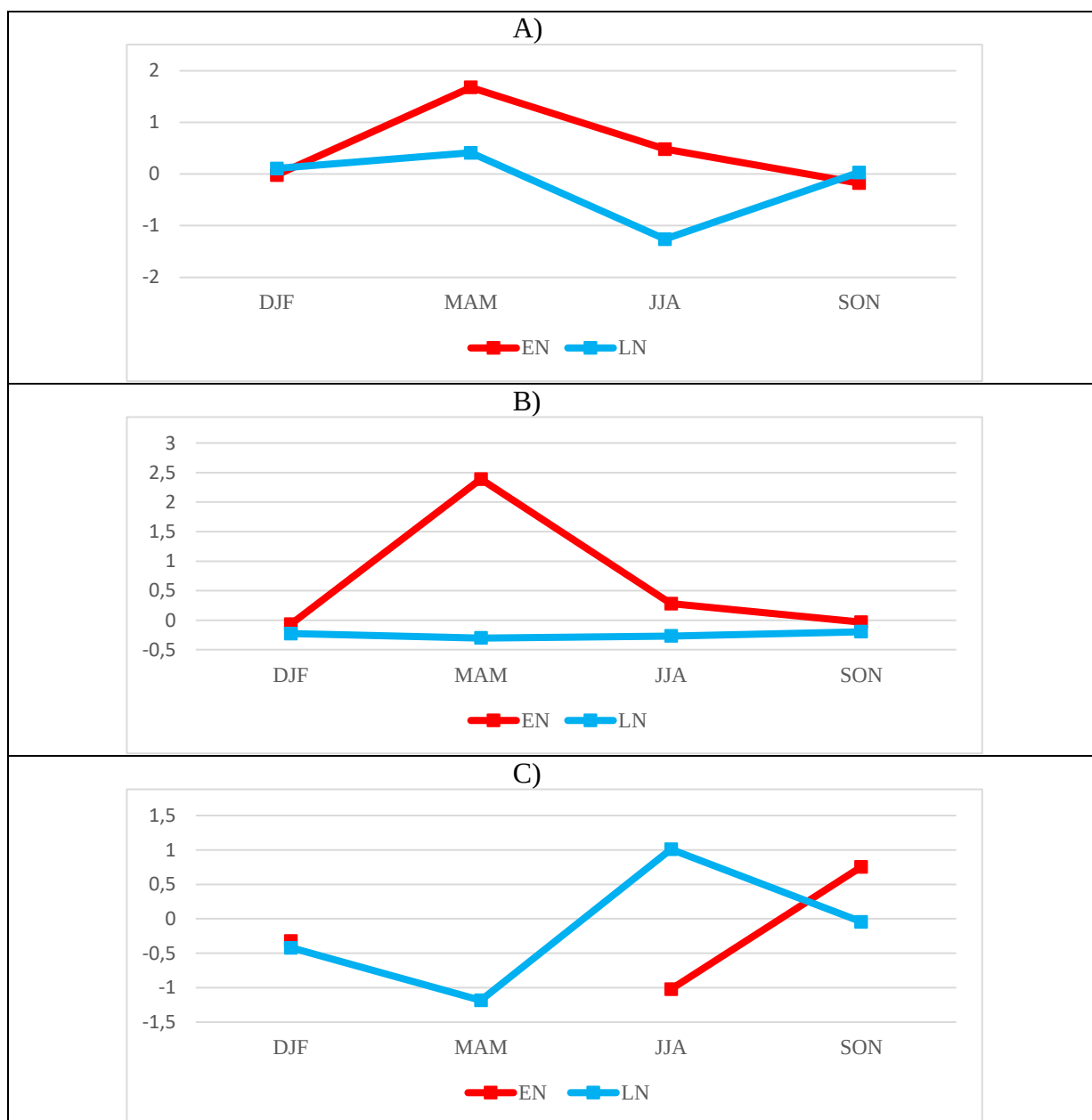


Gráfico 10 - Índice normalizado da chuva na MRCM com as fases do ENOS, A) Década de 1980; B) década e 1990; e C) década de 2000.

Fonte: Autor

Um ponto importante sobre o ENOS é que durante a fase de EN se obtém valor de correlação significativa entre o ONI e a chuva na MRCM enquanto que durante as LN não se registra correlação linear significativa, apesar de, como visto, haver redução na precipitação na MRCM durante as LN. Para entender melhor o papel das LN na variabilidade da chuva da MRCM, distribui-se os dados de precipitação pluviométrica durante os períodos de anomalia positiva e negativa da Oscilação da Antártica (AAO) coincidentes com períodos de LN (Tabela 6). Essa relação foi realizada porque alguns trabalhos têm demonstrado a ligação da LN com a

AAO, modulando a fase positiva dessa oscilação (CARVALHO, JONES e AMBRIZZI, 2005; POHL, et al 2010; WELHOUSE, et al, 2016).

Tabela 6 - Relação da AAO com a chuva na NMRCM, durante a LN (dados ONI)

Período	Anomalia de chuva mensal (mm)	valor de r entre a chuva e AAO	Quantidade de meses
AAO(-)	7,14	-0,02	47
AAO(+)	-22,2	-0,32	70

Fonte: Autor

A fase negativa da AAO favorece maior número de frentes frias do que o registrado durante sua fase positiva (REBOITA, AMBRIZZI E ROCHA; 2009), que por sua vez é um dos principais proporcionadores de chuva na MRCM (BORSATO, 2006; BALDO, 2006; REBOITA, KRUSCHE, AMBRIZZI, 2012). Na tabela, podemos verificar de forma genérica esta possível relação, em que as LN afetam a AAO e elas a chuva na MRCM, esse efeito se mostra não apenas na anomalia de chuva, mas na quantidade de meses em que a AAO esteve positiva.

Esta discussão mostra que, apesar de a variabilidade da chuva na MRCM estar atrelada à eventos ENOS muitas lacunas ainda existem nesse conhecimento, como a possível associação com o Atlântico, a região da Antártica e outras áreas oceânicas. Por isso, a seção seguinte tratará de entender quais outras áreas de TSM são associadas com a chuva na MRCM para permitir um aprofundamento nesse conhecimento.

5.2 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA E ANOMALIAS DE TSM NA MRCM

Na Figura 25, apresentam-se os seis mapas de correlação linear entre a TSM e a chuva na MRCM com defasagem temporal (*lag*) 0 a 5 meses, onde se identifica que a bacia do Pacífico exerce um papel de destaque ao demonstrar maior valor de correlação linear com a chuva.

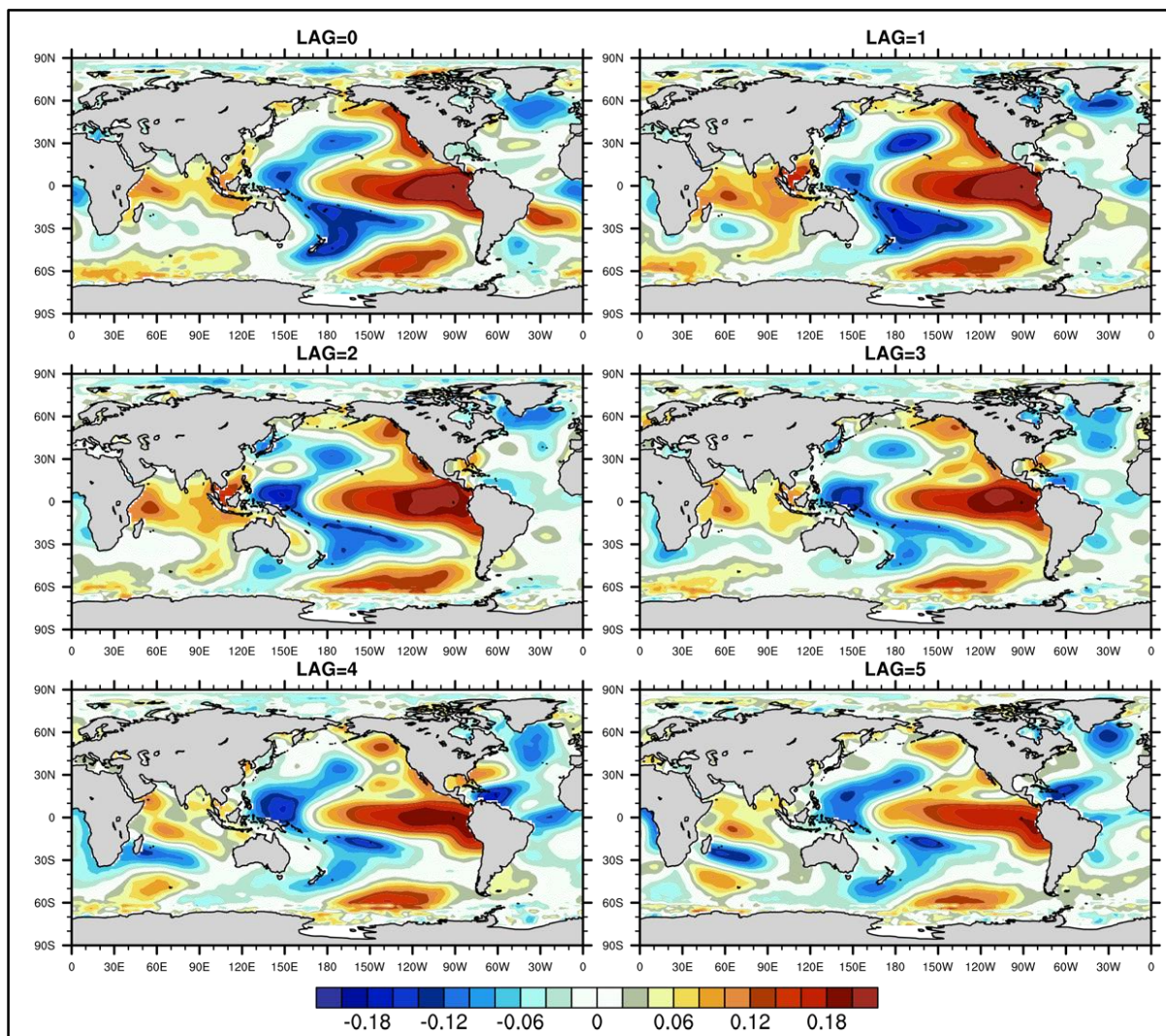


Figura 25 - Mapa de correlação entre a TSM e a precipitação pluviométrica da MRCM

Fonte: Autor

Evidencia-se o padrão de “ferradura” (marcante na relação com os fenômenos ENOS) entre os lag 0 ao 5, demonstrando a relação do Pacífico equatorial central-leste (ou região do ENOS) na precipitação. O padrão ferradura é bastante comum tanto em mapas de correlação linear quanto em outras técnicas para detectar o comportamento dos ENOS, e mostra, segundo Kao e Yu (2008), a relação entre o ENOS e a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), apesar de ambas terem variabilidade temporal não diretamente relacionada.

No Lag 0 é possível observar bem nitidamente o padrão ferradura na bacia do Pacífico com correlação negativa em torno dos Niños 1+2, 3 e 4, como também áreas com correlação negativa sobre o Atlântico Norte e Costa leste da Nova Zelândia. As áreas que apresentam correlação positiva são: bacia do Índico, sul do Pacífico Sul (Antártica), áreas dos Niños e no Atlântico Tropical Sul.

No lag 1, percebe-se que as correlações mais expressivas positivamente encontram-se: na região dos Niños; sul do Pacífico Sul; Índico Tropical, PDO (+). Já as que se correlacionaram negativamente são: o Padrão ferradura em volta da região dos Ninões, Costa leste da Nova Zelândia e o norte do Atlântico Norte que se intensifica. Nesse *lag* o Atlântico Sul perde expressividade e o Índico aumenta sua expressividade e espacialização de correlação.

O *lag* 2 mostra que todo o Atlântico perde a expressividade, enquanto o Pacífico e Índico apesar de também perderem expressividade de correlação, se dá de forma menos abrupta. O mesmo ocorre como o Pacífico e o Índico no *lag* 3, já o Atlântico começa a mostrar correlação negativa. Correlação negativa no Atlântico se intensifica nos *lags* 4 e 5, enquanto as correlações positivas e negativas do Pacífico perdem mais expressividade, e no Índico Subtropical uma área de correlação negativa e positiva próximo à Antártica se intensifica em ambos *lags*, ao passo que na parte Equatorial perde mais expressividade.

Era esperada a correlação positiva com a área do ENOS, em que há uma vasta bibliografia que retrata a relação do Pacífico Equatorial com a chuva no sul do Brasil (GRIMM, BARROS e DOYLE, 2000; AMBRIZZI, 2003; GRIMM, 2009b; TEDESCHI, 2013; entre outros). Outra área que se mostrou pertinente em quase todos os *lags* é o norte do Atlântico Norte, próximo da Groelândia, apesar de ser de difícil associação física com a chuva na MRCM, como será visto mais adiante. Outra área bem correlacionada é o sul do Pacífico Sul, aqui denominada de Antártica, que pode ter uma correlação associada às fases do ENOS, já que, segundo Yuan (2004) esta área está relacionada com a região central do Pacífico, pois durante os eventos de EN há o transporte de águas mais quente para o sul e redução de gelo no Pacífico Sul e durante a LN ocorre o inverso.

A região do oceano Índico tropical também se mostrou correlacionada. Taschetto e Ambrizzi (2011) analisaram a relação entre o índice da bacia do oceano Índico (IOBW) e a chuva na América do Sul e verificaram um aumento da chuva na bacia do Prata durante períodos de anomalias positivas no Índico, assim como, uma relação com EN. Porém, o IOBW compreende toda a área equatorial do Índico, que corresponde aos dados de anomalia de TSM do primeiro modo principal. Contudo, é possível identificar correlação positiva nessa área em relação à chuva na MRCM.

Partindo deste mapa, optamos em realizar investigação nas seguintes áreas: Áreas dos Niños ou Pacífico Central-leste, Área da PDO, Antártica, Atlântico Norte, Atlântico Tropical Sul e o Índico Tropical. Estas áreas serão melhor analisadas aqui, verificando alguma evidência sobre a real relação entre elas e a variabilidade pluviométrica na MRCM (Figura 26).

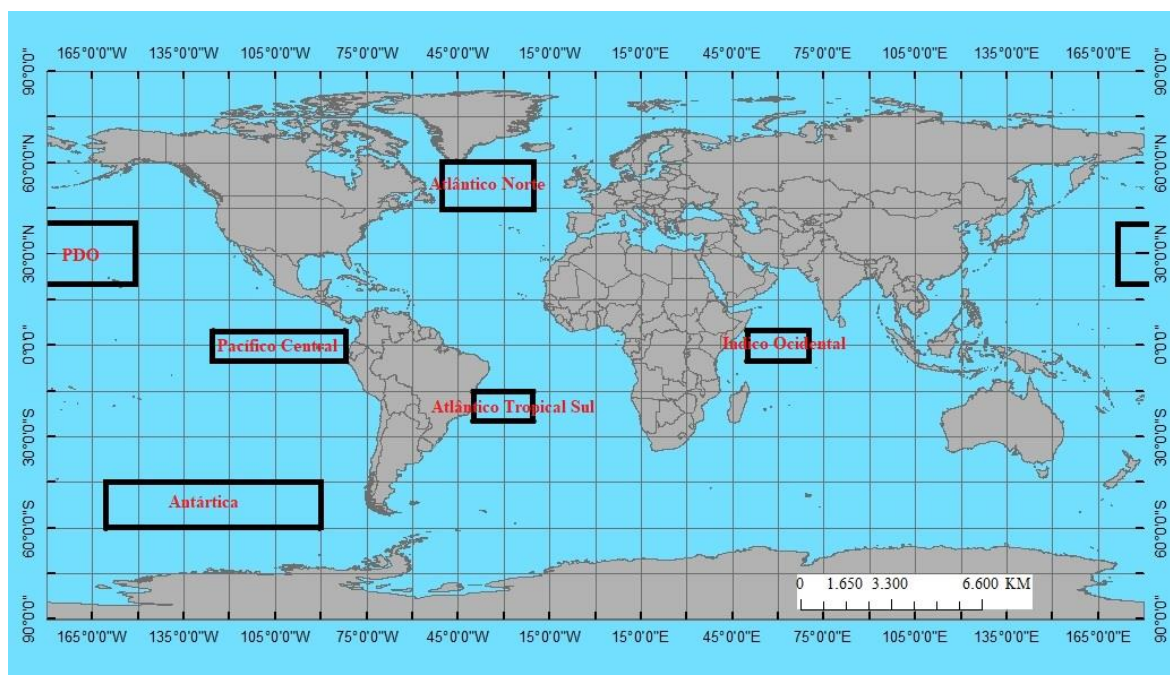


Figura 26 - Mapa de Localização das áreas de maior correlação entre a TSM e a chuva na MRCM.

Fonte: Autor

Com a identificação dessas áreas de TSM passou-se à obtenção dos valores médios para o período da pesquisa, que estão apresentados nos gráficos de 8 a 13, após cálculo de anomalia, juntamente com a anomalia de chuva para a MRCM. A seguir são apresentadas as descrições das informações sobre o comportamento da TSM em cada uma das áreas selecionadas para, a partir disso, proceder análise mais aprofundada após o cálculo da regressão linear.

No Gráfico 11, que retrata a área do Índico Ocidental, verifica-se que a correlação linear com a chuva na MRCM é positiva no valor de 0,124. Em alguns momentos as curvas dos dois dados são coincidentes, como no caso de uma anomalia positiva em julho de 1983, julho de 1998 e entre os anos de 2015 e 2016. Identifica-se que esses anos foram marcados por fenômenos EN, ou seja, a correlação linear com a área do Índico pode ser “forçada” por uma correlação com o ENOS, já que é difícil encontrar uma associação física de circulação atmosférica entre o Índico e a MRCM, apesar de que a circulação na faixa subtropical é marcada pelos jatos subtropical e polar, que podem trazer anomalias atmosféricas do Índico para a América do Sul.

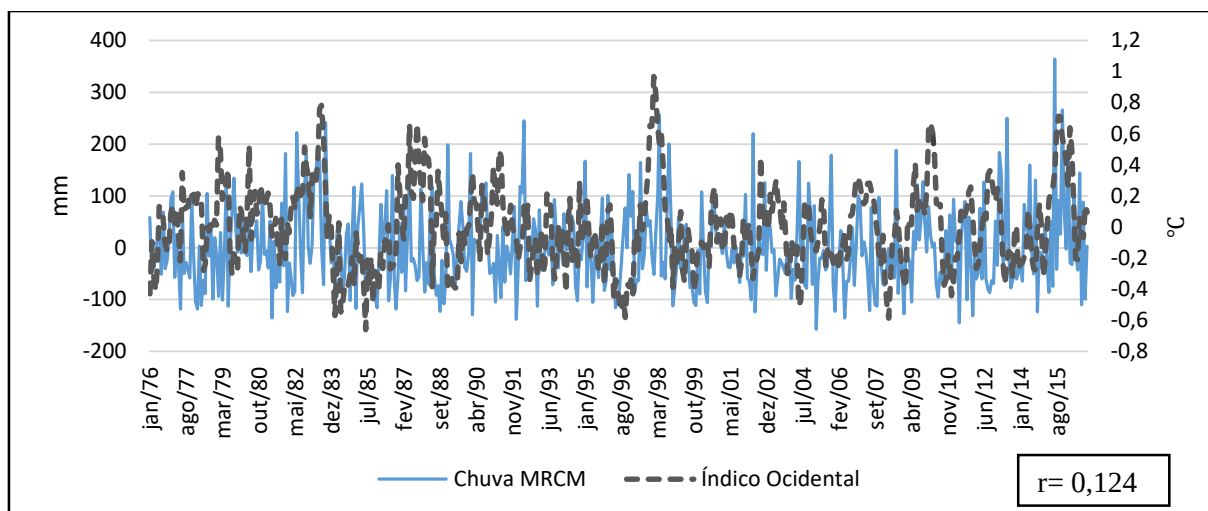


Gráfico 11 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Índico Ocidental para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

Já no Gráfico 12, que mostra o comportamento dos dados de TSM da região do Pacífico Central (ligado ao ENOS) e da chuva na MRCM verifica-se uma associação mais forte do que com o Índico, com um valor de $r=0,247$. A correlação linear também é positiva. Há coincidência das curvas para os períodos mais chuvosos registrados na série histórica, como 1982/1983, 1997/1998 e 2015/2016, períodos com EN muito forte. Observa-se que as anomalias negativas de chuva de 1988, 1999 e 2007 correspondem a períodos com LN. Entretanto, as anomalias negativas de chuva de 1981/82 e 1991, por exemplo, não coincidem com períodos de LN.

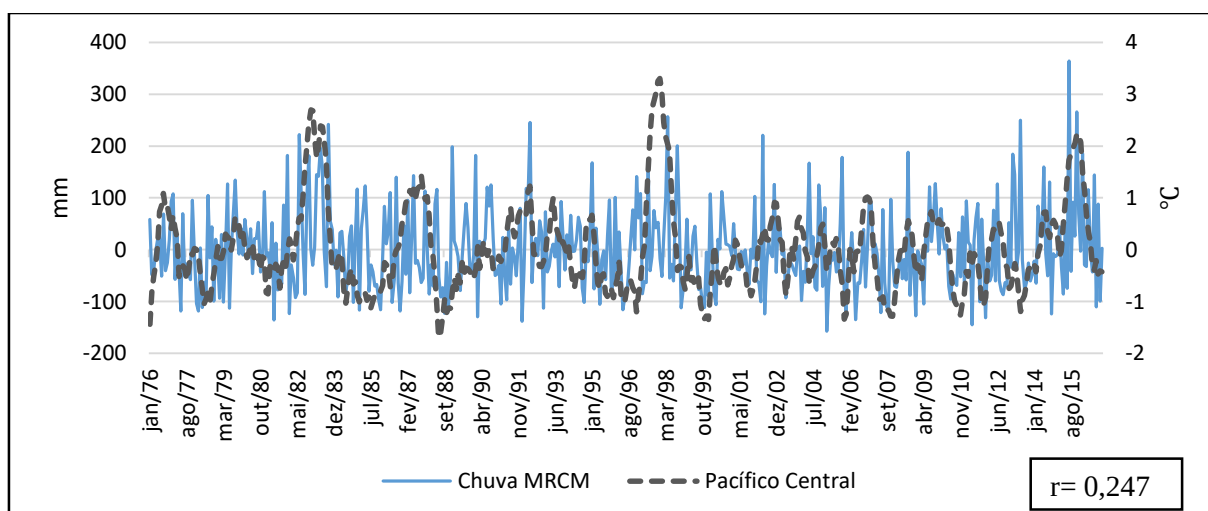


Gráfico 12 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Pacífico Central para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

No caso da área de TSM próxima da Antártica (Gráfico 13) o valor da correlação linear com a chuva na MRCM é 0,165. No entanto, verifica-se que, assim como ocorreu com a área do Índico, os períodos de coincidência entre as linhas remetem à períodos de ENOS, que, como já descrito, Yuan (2004) acredita que na correlação entre as áreas adjacentes à Antártica e a área dos Niños.

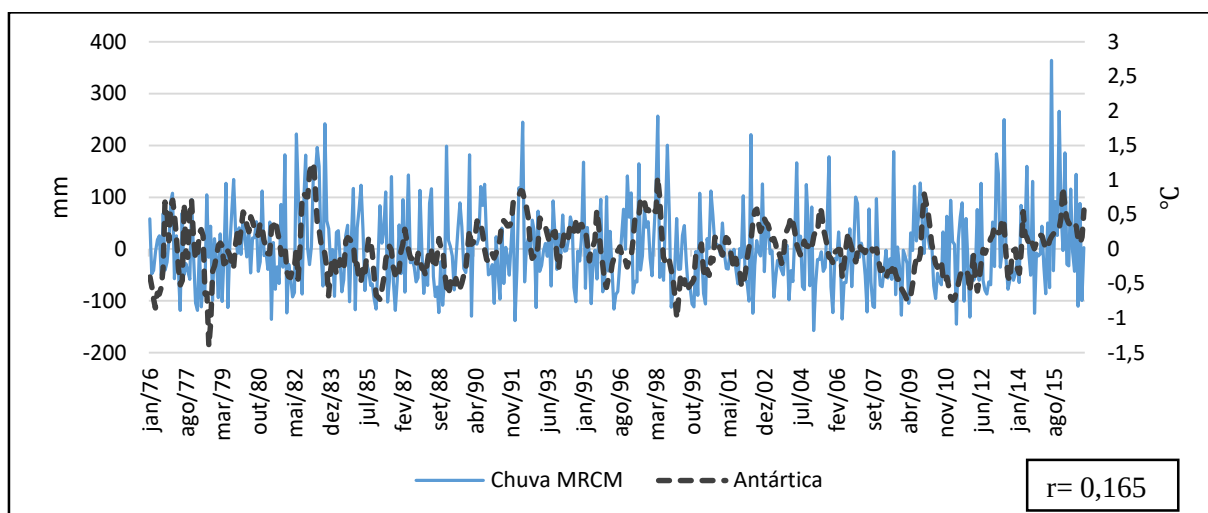


Gráfico 13 - Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Antártica para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

No Gráfico 14 representa-se a média de TSM referente à área da PDO. Ressalta-se que o comportamento da TSM não é semelhante ao índice da PDO, pois não se pode identificar fases positivas e negativas da PDO, lembrando que esta tem oscilação decenal. Neste caso, a correlação linear com a chuva na MRCM é negativa, ocorrendo períodos mais secos quando a PDO é positiva, como entre 1976 e 1980 e períodos mais chuvosos quando a PDO é negativa, com entre 1995 e 1999, por exemplo.

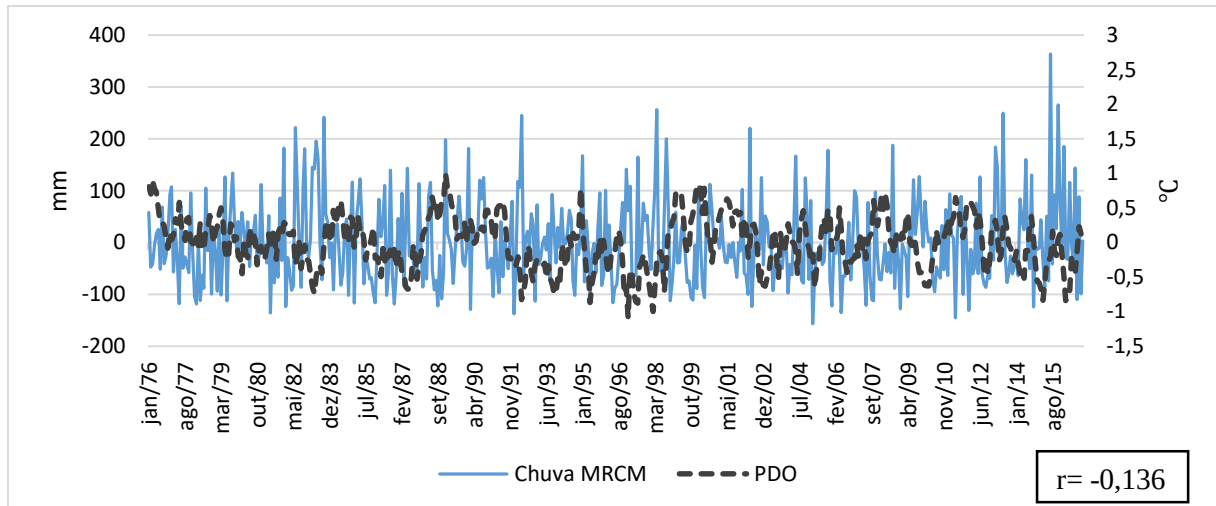


Gráfico 14 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM PDO para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

Passando para a verificação do comportamento da TSM no oceano Atlântico, no Gráfico 15 é apresentada a anomalia de TSM no Atlântico Norte, com um valor de correlação linear negativa com a chuva na MRCM no valor de 0,135. Interessante notar que o comportamento da anomalia da TSM no Atlântico durante os 3 eventos de EN muito fortes (1982/83, 1997/98 e 2015/16) não é similar nos 3 eventos, sendo correlacionado negativamente com a chuva na MRCM nos eventos de 1982/83 e 2015/2016 e positivamente no evento de 1997/98.

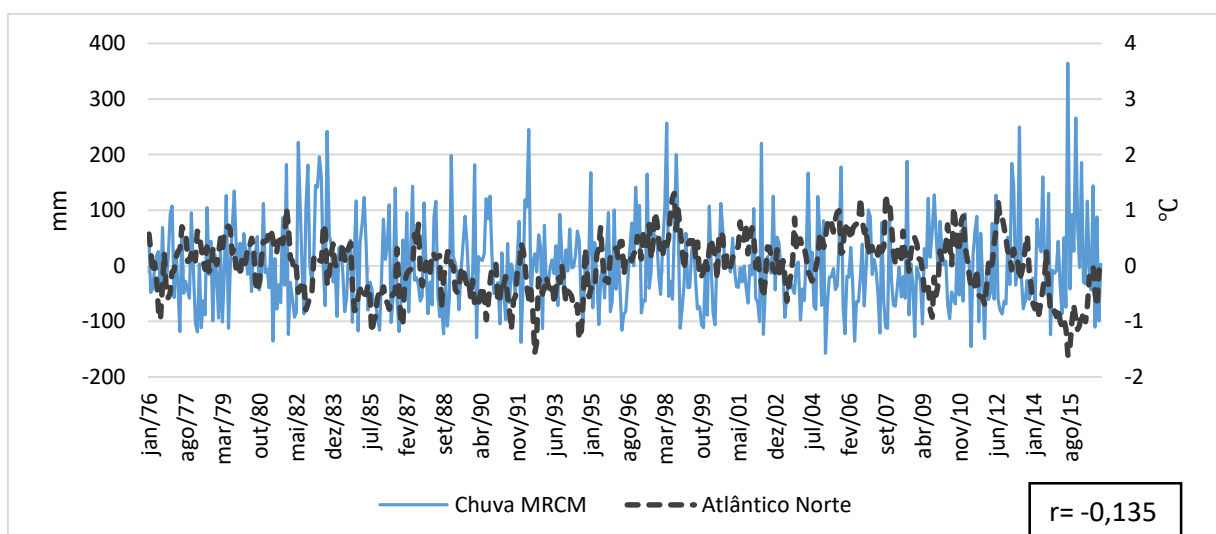


Gráfico 15 – Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Atlântico Norte para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

Já, quanto ao Atlântico Tropical Sul (Gráfico 16), a correlação linear é ligeiramente maior do que com o Norte e positiva, sendo $r=0,158$. Apesar do valor de correlação, o que tudo indica é que o Atlântico Sul tende a ter uma característica mais lenta, algo parecido foi notado por Silva (2012). Além disso, é mais convincente com períodos de anomalia negativa de chuva da MRCM e da TSM.

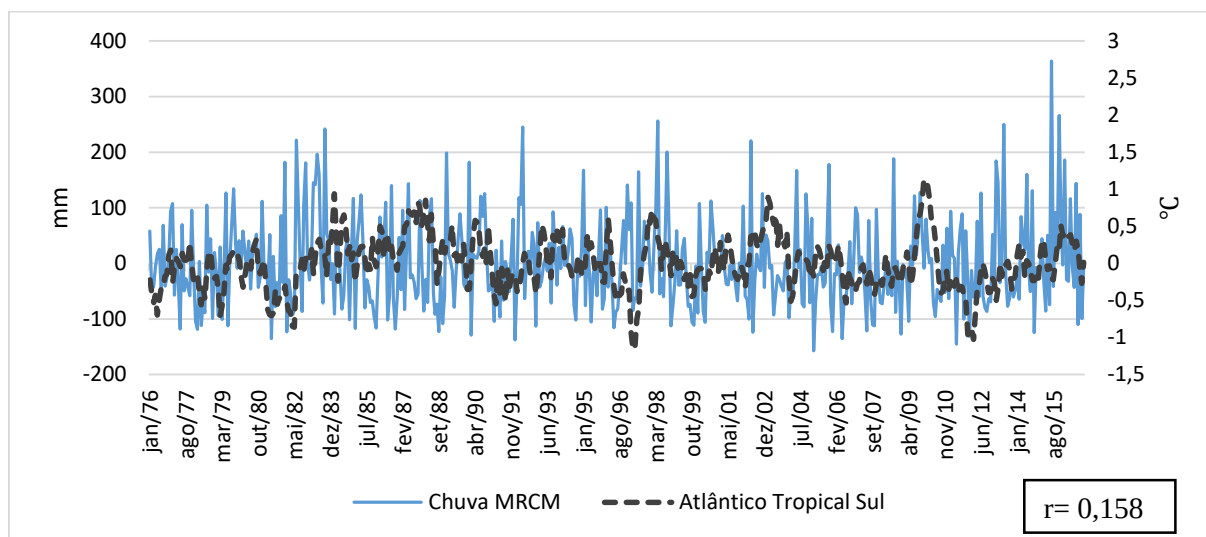


Gráfico 16 - Anomalia da série temporal mensal da chuva na MRCM e da área de TSM Atlântico Tropical Sul para o período de 1976 a 2016.

Fonte: Autor

Essa descrição e uma análise visual pouco traz de informação específica quanto a associação das áreas de TSM na modulação da variabilidade pluviométrica da MRCM. Por isso, procedeu-se ao cálculo de regressão linear múltipla, que é apresentado a seguir.

5.3 REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA: MODELO ESTOCÁSTICO COMO SIMULAÇÃO DA CHUVA NA MRCM PARTINDO DOS DADOS DE TSM

A produção dos modelos estocásticos para a realização da simulação da variabilidade pluviométrica da MRCM foi obtida a partir dos dados de anomalia de chuva da MRCM e de anomalia das áreas de TSM com maior valor de correlação com chuva, como apresentado no tópico anterior. Além de os dados de chuva e TSM serem de anomalia também foi retirada a tendência linear, para que somente a variabilidade fosse considerada no modelo. A chuva é a

variável dependente e os valores de TSM das áreas selecionadas são as variáveis independentes. Foram elaboradas simulações com dados sem suavização e com média móvel de 3 e 6 meses.

As simulações foram obtidas com base no resultado da regressão entre janeiro de 1976 a dezembro de 1997, contando com 264 meses. Para verificar a acurácia do modelo em prever a chuva a equação linear resultante da regressão foi aplicada para calcular os valores simulados para janeiro de 1998 a dezembro de 2016, somando 228 meses.

Na Tabela 7 são apresentados alguns parâmetros dos modelos gerados. O valor de R^2 mostra o ajuste do modelo à reta e o R^2 ajustado é um cálculo onde são removidos alguns erros (distância entre o observado e o simulado), o que o torna sempre menor do que o R^2 e também um valor mais significativo para interpretação do modelo. O que se observa é que quanto mais suavizado é o dado (média móvel de 6 meses) maior são os valores de R^2 e R^2 ajustado.

Tabela 7- Parâmetros para identificação da acurácia dos modelos gerados.

	R^2	R^2 ajustado	F	Pr > F	Correlação linear (r) entre o simulado e observado 1998 - 2016
0 mês	0,072	0,050	3,301	0,004	0,300
3 meses	0,188	0,169	9,846	< 0,0001	0,454
6 meses	0,308	0,292	18,704	< 0,0001	0,564

Fonte: Autor

Ainda analisando a tabela com os parâmetros de acurácia do modelo verifica-se que o F para 0 mês é muito baixo (3,301) e que existe um erro significativo ($Pr > F = 0,004$). Apesar de ser um erro baixo, ele existe, o que, para os modelos de 3 meses e 6 meses não ocorre, pois, o Pr é menor do que 0,0001. O valor de F para os modelos de 3 e 6 meses indica que os mesmos são confiáveis. Esses valores se refletem na associação entre o simulado e o observado, sendo que os valores de r são 0,300, 0,454 e 0,564.

Passando à uma análise mais detalhada dos modelos gerados para 0, 3 e 6 meses, verifica-se que, no caso de 0 meses o valor de correlação entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM (Tabela 8) é maior na área do Pacífico Central ($r=0,230$), seguido da PDO e Atlântico Tropical Sul, ambas com $r=0,128$ sendo a PDO com valor negativo e o Atlântico Tropical Sul, positivo e Antártica, com $r=0,120$. Já as áreas do Índico Ocidental e Atlântico Norte apresentam baixos valores de r.

Tabela 8 – Matriz de Correlação Linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM

	Índico Ocidental	Pacífico Central	Antártica	PDO	Atlântico Norte	Atlântico Tropical Sul	Chuva MRCM
Índico Ocidental	1	0,547	0,250	-0,154	0,127	0,092	0,085
Pacífico Central	0,547	1	0,515	-0,369	0,066	0,144	0,230
Antártica	0,250	0,515	1	-0,370	-0,029	-0,068	0,121
PDO	-0,154	-0,369	-0,370	1	-0,046	-0,068	-0,128
Atlântico Norte	0,127	0,066	-0,029	-0,046	1	-0,117	-0,073
Atlântico Tropical Sul	0,092	0,144	-0,068	-0,068	-0,117	1	0,128
Chuva MRCM	0,085	0,230	0,121	-0,128	-0,073	0,128	1

Fonte: Autor

Ainda considerando a Tabela 2 verifica-se que, quanto à correlação entre as áreas de TSM, destaca-se o Índico Ocidental e o Pacífico Central, com $r=0,547$, o maior valor registrado, podendo indicar que o Índico Ocidental possa ter um valor de correlação com a chuva na MRCM que é indireto, associado à variabilidade do Pacífico Central, que sem os fenômenos atmosféricos a ele associados mais bem explicados quanto ao efeito no sul do Brasil. O segundo maior valor de correlação entre áreas de TSM é registrado entre a Antártica e o Pacífico Central ($r=0,515$), que pode ser o mesmo caso de associação indireta e que já foi relatado por Yuan (2004). O terceiro maior valor de associação é entre PDO e Pacífico Central, está já explicada e que marca o “padrão ferradura” encontrado nos mapas de correlação linear.

No Gráfico 17 apresenta-se a representatividade das áreas de TSM no modelo de regressão e verifica-se que o Pacífico Central continua tendo papel preponderante na simulação da chuva na MRCM, seguido pelo Atlântico Tropical Sul e o Atlântico Norte. Ressalta-se a redução substancial do papel da Antártica na modelagem com relação ao valor de correlação linear com a chuva apresentado na Tabela 2.

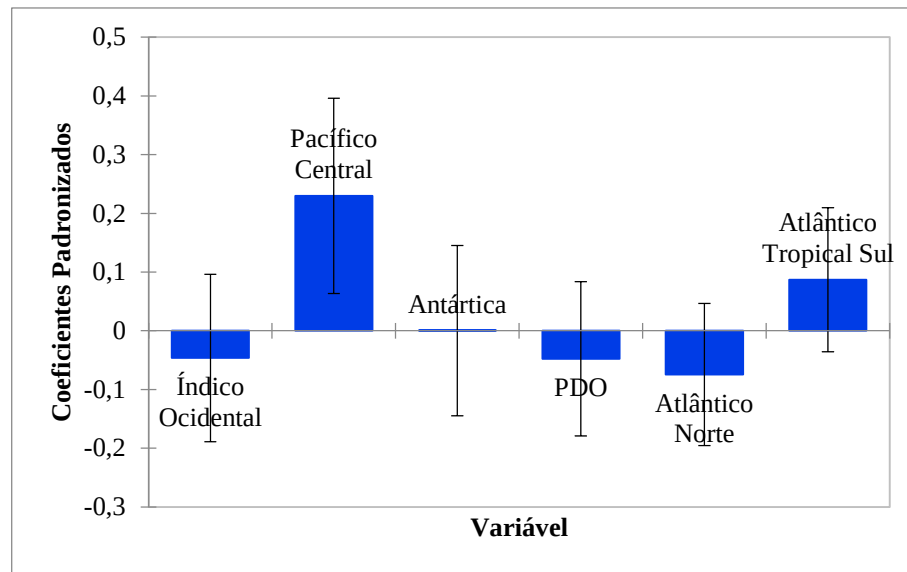


Gráfico 17 - Modelo, por regressão linear, para a chuva mensal da MRCM, com dados de 0 mês, para o período de 1976 a 1997.

Fonte: Autor.

No Gráfico 18 mostra-se em azul os valores observados na MRCM para período de 1998 a 2016 e, em preto, os valores simulados pelo modelo de regressão linear. O que se observa é que a associação entre as linhas é pequena, com $r=0,300$. Outro ponto a ser destacado é que o modelo não consegue prever os valores de precipitação, sendo um modelo “modesto” na previsão, ou seja, o modelo pode até prever que haverá um aumento ou redução na precipitação, porém, não consegue alcançar os valores registrados. Como a área do Pacífico Central tem o maior peso na modelagem da chuva na MCRM verifica-se que as linhas são mais coincidentes em eventos de EN, como em 1998, 2010 e 2015/2016.

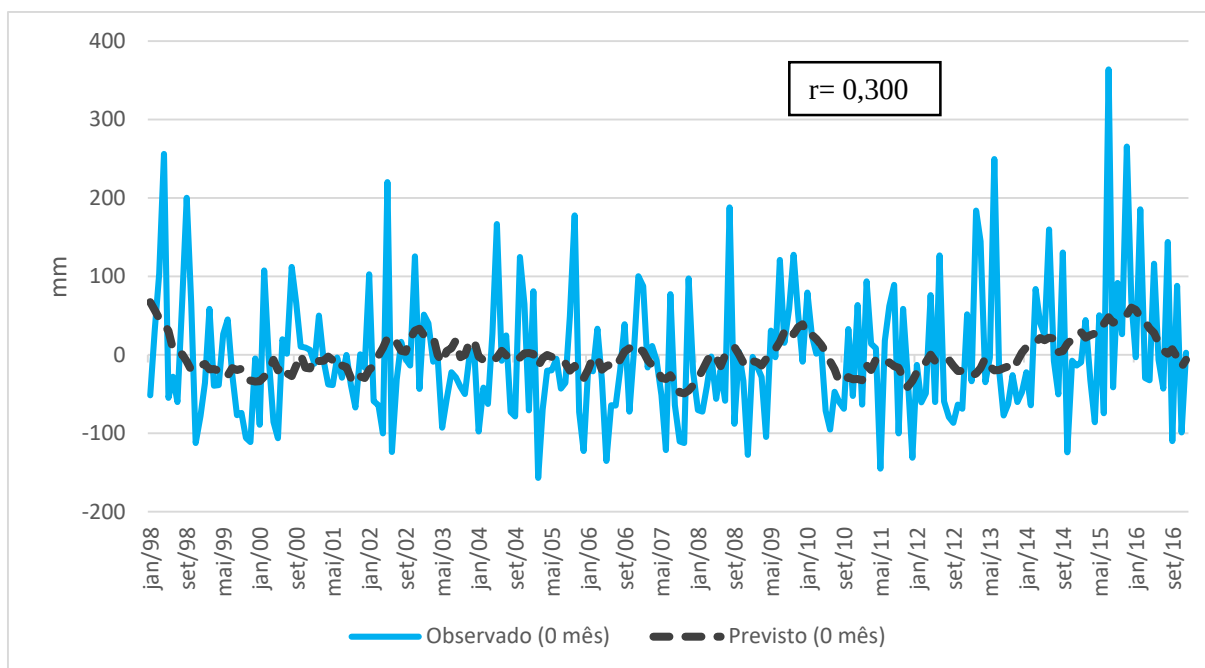


Gráfico 18 - Precipitação pluviométrica observada (linha azul), e prevista pelo modelo (linha cinza), para média móvel de 0 mês, de 1998 a 2016.

Fonte: Autor

Passando-se à análise do modelo para 3 meses, verifica-se, na Tabela 9, que o Pacífico Central continua tendo o maior valor de correlação linear com a chuva na MRCM ($r=0,382$), seguido pela PDO ($r=-0,251$). O que diferencia do modelo para 0 mês é que a Antártica aparece com um valor de r maior, sendo 0,224. As demais áreas têm valores de r menores.

Tabela 9- Matriz de Correlação Linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM, com dados suavizados com média móvel de três meses.

	Índico Occidental	Pacífico Central	Antártica	PDO	Atlântico Norte	Atlântico Tropical Sul	Chuva MRCM
Índico Occidental	1	0,595	0,313	-0,117	0,166	0,117	0,127
Pacífico Central	0,595	1	0,553	-0,392	0,066	0,127	0,382
Antártica	0,313	0,553	1	-0,408	-0,042	-0,087	0,224
PDO	-0,117	-0,392	-0,408	1	-0,035	-0,053	-0,251
Atlântico Norte	0,166	0,066	-0,042	-0,035	1	-0,163	-0,067
Atlântico Tropical Sul	0,117	0,127	-0,087	-0,053	-0,163	1	0,163
Chuva MRCM	0,127	0,382	0,224	-0,251	-0,067	0,163	1

Fonte: Autor

No entanto, no Gráfico 19 verifica-se, ao aplicar a regressão linear, o papel da Antártica não é importante na simulação da chuva, aparecendo o Pacífico Central, o Índico Ocidental e o Atlântico Tropical Sul com os maiores valores de coeficientes padronizados.

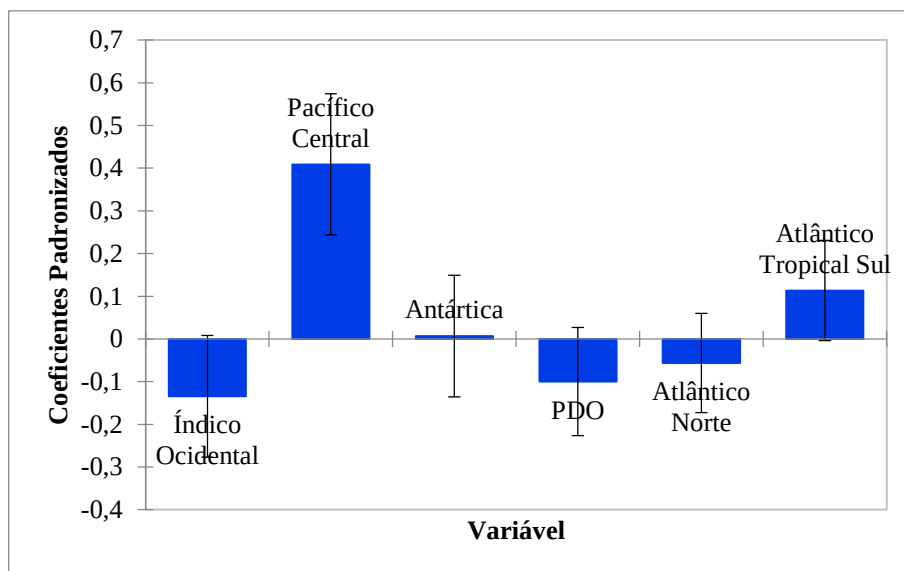


Gráfico 19 - Modelo, por regressão linear, para a chuva mensal da MRCM, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1976 a 1997.

Fonte: Autor

Aplicando a equação da regressão linear aos dados de chuva observados entre 1998 a 2016 verifica-se, no Gráfico 20, que este modelo conseguiu atingir mais os valores extremos de chuva e que os maiores “acertos” ocorreram em anos de EN, como em 1998, 2010 e 2015.

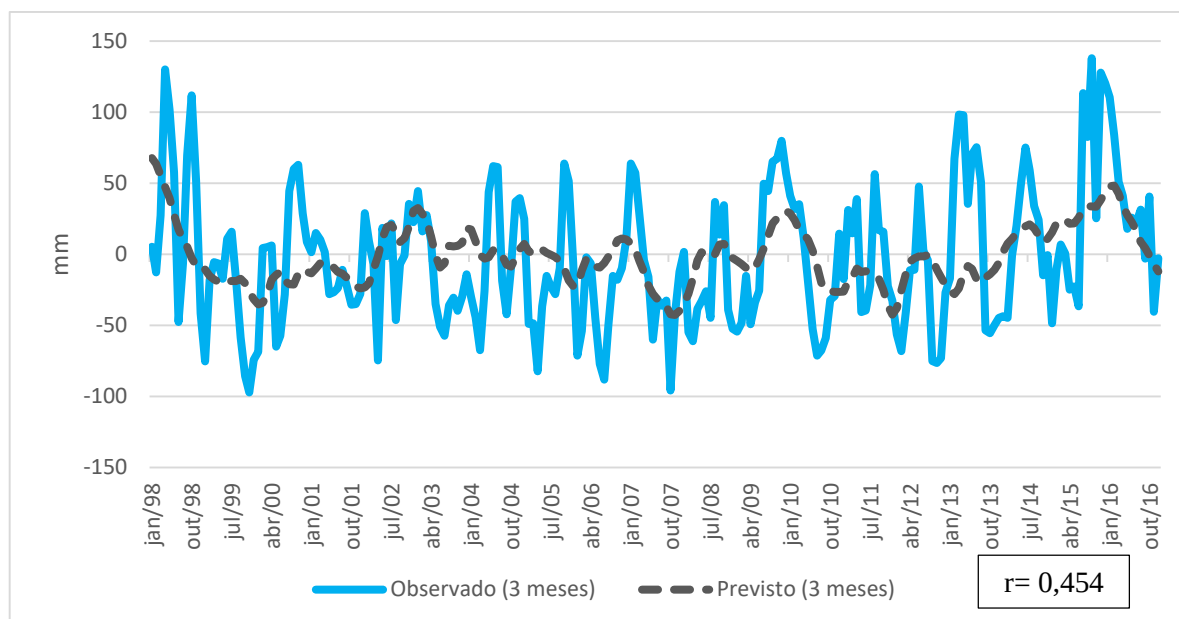


Gráfico 20 - Precipitação pluviométrica observada (linha azul), e prevista pelo modelo (linha cinza), para média móvel de três meses, de 1998 a 2016.

Fonte: Autor

Na Tabela 10 verifica-se que a área que apresentou o maior valor de correlação linear com a chuva na MRCM durante o período de 1976 a 1998 foi, novamente, o Pacífico Central ($r=0,504$), seguido de Antártica ($r=0,359$) e PDO ($-0,336$). Para os dados suavizados para 6 meses a Antártica passa a ter maior destaque que a PDO com relação aos dados de 3 meses. As demais áreas de TSM tem valores menores de correlação linear com a chuva na MRCM.

Tabela 10- Matriz de Correlação Linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM, com dados suavizados com média móvel de seis meses

	Índice Ocidental	Pacífico Central	Antártica	PDO	Atlântico Norte	Atlântico Tropical Sul	Chuva MRCM
Índice Ocidental	1	0,616	0,346	-0,071	0,200	0,132	0,189
Pacífico Central	0,616	1	0,587	-0,426	0,043	0,080	0,504
Antártica	0,346	0,587	1	-0,439	-0,036	-0,132	0,359
PDO	-0,071	-0,426	-0,439	1	-0,013	-0,007	-0,336
Atlântico Norte	0,200	0,043	-0,036	-0,013	1	-0,247	-0,083
Atlântico Tropical Sul	0,132	0,080	-0,132	-0,007	-0,247	1	0,139
Chuva MRCM	0,189	0,504	0,359	-0,336	-0,083	0,139	1

Fonte: Autor

No Gráfico 21 verifica-se que o Pacífico Central apresentou os maiores coeficientes padronizados, tendo, portanto, maior peso na modelagem da variabilidade da chuva na MRCM, seguido pelo Índice Ocidental e o Atlântico Tropical Sul. Destaca-se o caso da Antártica, que,

mesmo tendo o segundo maior valor de correlação linear com a chuva na MRCM, segundo o modelo de regressão linear, não tem tanto peso na simulação da chuva, provavelmente por apresentar co-correlação com outras áreas de TSM. O mesmo vale para a PDO.

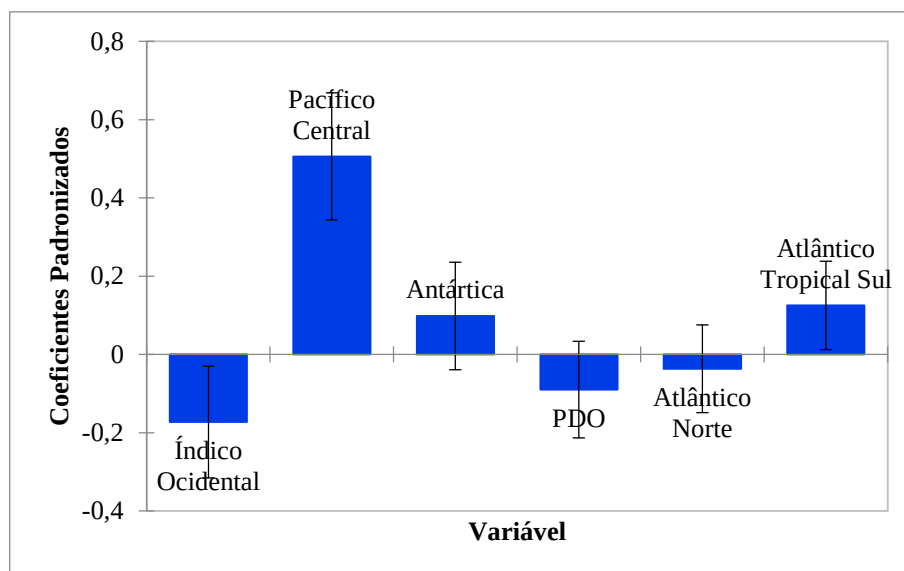


Gráfico 21 - Modelo, por regressão linear, para a chuva mensal da MRCM, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1998 a 2016.

Fonte: Autor.

Quando projeta-se o valor observado e o valor simulado da chuva para a MRCM (média móvel de 6 meses) para o período de 1998 a 2016 (Gráfico 22) verifica-se que o modelo foi capaz de prever os valores de precipitação nos períodos de 1998, 2002/03 e 2007/08 sendo que em 1998 houve um EN muito forte; em 2002/03, um EN moderado e 2007/08, LN moderada. Ou seja, a variabilidade de chuva causada pelos eventos ENOS foi bem compreendida pelo modelo, porém, as anomalias de chuva registradas (fora desses eventos) não conseguiram ser explicadas pelo modelo elaborado nesta pesquisa. Como há um valor de correlação linear importante entre a chuva e a Antártica e PDO, e um valor maior do Atlântico na modelagem (mesmo que isso não tenha contribuído para a acurácia do modelo) sugere-se que novas pesquisas sejam desenvolvidas de forma a procurar entender mais intimamente a relação entre essas áreas de oceano e a chuva na MRCM, com uso de diferentes metodologias.

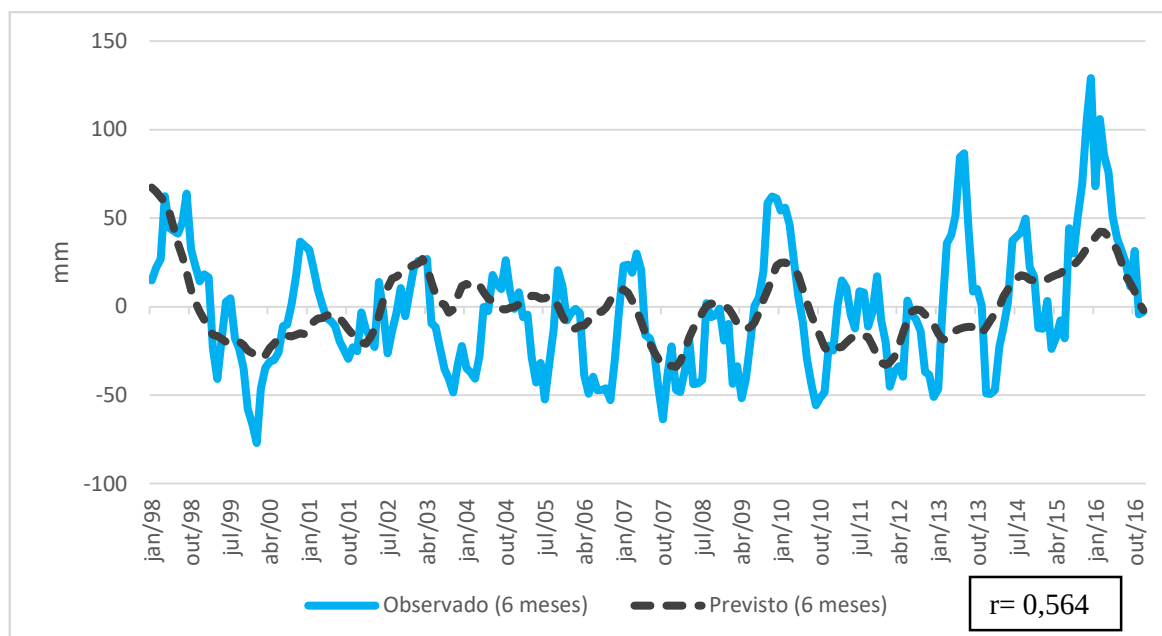


Gráfico 22 - Precipitação pluviométrica observada (linha azul), e prevista pelo modelo (linha cinza), para média móvel de seis meses, de 1998 a 2016..

Fonte: Autor

Neste sentido, a Tabela 11 sumariza os valores de correlação linear entre as áreas de TSM e a chuva na MRCM para os 3 tempos abordados na presente pesquisa. Evidencia-se o papel do Pacífico Central como o principal modulador, seguido da PDO e Antártica. O Atlântico Norte foi a área menos correlacionada com a chuva na MRCM, com valores muito baixos de r . O Atlântico Tropical Sul teve um papel importante para o 0 mês, mas com maior defasagem temporal o valor da correção linear não aumentou, como ocorreu com outras áreas, sendo que conclui-se que sua correlação com a chuva na MRCM é simultânea às anomalias de chuva, ou seja, a variação de sua TSM interfere nos sistemas de ação que estão atuando, como a ZCAS, os ciclones e anticiclones.

Tabela 11 - Modelo estocástico para simulação de chuva mensal, para a MRCM, para o mês 0, e dados suavizados em média móvel de três e seis meses.

r	Índico Ocidental	Pacífico Central	Antártica	PDO	Atlântico Norte	Atlântico Tropical Sul
0 Mês	0,085	0,230	0,121	-0,128	-0,073	0,128
3 Meses	0,127	0,382	0,224	-0,251	-0,067	0,163
6 Meses	0,189	0,504	0,359	-0,336	-0,083	0,139

Fonte: Autor.

A Tabela 12 mostra a porcentagem da variabilidade explicada por cada uma das áreas de TSM utilizadas como variáveis independentes. O valor mostrado é o R^2 resultante da

regressão linear, multiplicado por 100. Novamente verifica-se que o Pacífico Central explica quase 50% de toda a variabilidade explicada pelo modelo em cada um dos períodos calculados, porém, a variabilidade da chuva na MCRM explicada pela TSM é de 11,27% para 0 mês, 30,65% para 3 meses e 55,78% para 6 meses.

Tabela 12 – Porcentagem explicada da variabilidade da chuva para 0 mês, e dados suavizados em média móvel de três e seis meses, por cada uma das 6 áreas de TSM.

%	Índico Occidental	Pacífico Central	Antártica	PDO	Atlântico Norte	Atlântico Tropical Sul	Total da variabilidade explicada
0 Mês	0,73%	5,28%	1,46%	1,64%	0,53%	1,63%	11,27%
3 Meses	1,60%	14,62%	5,02%	6,29%	0,45%	2,67%	30,65%
6 Meses	3,56%	25,36%	12,92%	11,32%	0,68%	1,94%	55,78%

Fonte: Autor

Ou seja, apesar de a variabilidade da TSM explicar parte da variabilidade da chuva na MRCM, outros fatores contribuem para que as chuvas oscilem em torno de sua média no período analisado. Para que esses outros fatores sejam detectados, sugere-se que sejam utilizadas metodologias que captem melhor a periodicidade da variabilidade, dando mais importância a diferentes escalas temporais de análise, tanto à escala diária, mensal, anual, interanual e decenal.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente dissertação contribuiu para a compreensão da variabilidade da chuva na MRCM em várias frentes, tanto esmiuçando suas características climáticas, quanto analisando em pormenores a variabilidade espacial e temporal, associando com o que já é consagrado na literatura quanto à sua associação com eventos de anomalias de TSM. O estudo avançou na busca de identificação de quais áreas de TSM, além das já conhecidas, poderiam modular a variabilidade na área do estudo. Portanto, pode-se afirmar que o objetivo principal do trabalho que é “entender as anomalias de TSM global e a chuva mensal na MRCM” foi alcançado, assim como, os objetivos específicos.

No que se refere à caracterização do clima e da variabilidade da chuva na área do estudo identificou-se que a variabilidade espacial apresenta um padrão de maior precipitação na porção sul da MRCM em relação ao norte, um provável fator é o relevo, já que a área sul tem maior altitude, o que influenciaria a atuação dos sistemas meteorológicos. Isso deixa claro que esta é uma área de transição climática, com atuação de um clima subtropical, com maior participação dos sistemas frontais na faixa sul.

Quanto à variabilidade temporal, percebe-se que o ENOS tem um papel preponderante, principalmente nos eventos positivos de chuva. Porém, há eventos anômalos de chuva que não estão relacionados aos fenômenos ENOS, o que instigou a busca de compreensão de outras áreas de TSM poderiam modular esta variabilidade.

No mapa de correlação elaborado identificou-se que as principais áreas de TSM associadas à variabilidade da chuva na MRCM são o Índico Ocidental, Pacífico Central, Antártica, PDO, Atlântico Norte e Atlântico Tropical Sul.

Os resultados da regressão linear mostraram a importância e a relevância dos dados de TSM para simulação da variabilidade pluviométrica na MRCM, permanecendo, no entanto, o ENOS como o principal modulador. Destacam-se também as áreas da Antártica e da PDO, explicando parte da variabilidade da chuva. O Atlântico Tropical Sul não teve valor relevante de correlação linear, exceto para 0 mês de defasagem temporal.

No entanto, o modelo estocástico de modelagem da chuva na MRCM, tanto para 0 mês (que não é previsão) quanto para 3 e 6 meses, foi pouco “ousado” em prever os valores totais de chuva, sendo mais próximo para a previsão para 6 meses. Mesmo não indicando o valor exato das anomalias de chuva o modelo foi eficaz em indicar tendências positivas ou negativas de chuva para o período simulado.

Estatisticamente o modelo fica melhor para 6 meses porque consegue identificar melhor a ciclicidade dos eventos. Isso está relacionado ao que se conceituou como “variabilidade de baixa frequência”, ou seja, a partir do momento que a TSM começa a mudar há um longo tempo (normalmente em torno de 3 meses) para haver a conexão com a atmosfera e, a partir daí a propagação para outros locais.

Ressalta-se que foram retiradas a sazonalidade e a tendência dos dados, ou seja, o modelo prevê somente valores acima e abaixo da média do período e a maior ou menor precipitação ou TSM em determinada estação do ano não interferiu nos resultados obtidos.

Por fim, afirma-se que a variabilidade da chuva tem parte explicada pelas anomalias de TSM. No entanto, obviamente outros fatores interferem na variabilidade, o que não foi foco desta pesquisa.

Sugere-se que novas pesquisas sejam feitas no intuito de compreender as periodicidades de anomalias e a possível associação entre anomalias de TSM, tais como, períodos coincidentes de anomalias na Antártica e Atlântico, já que ambos podem se influenciar, o que poderia alterar os efeitos na MRCM. Também se sugere o uso de outras metodologias, como a Função Ortogonal Empírica (bastante utilizada em trabalhos de teleconexões atmosféricas) para conseguir identificar outros modos de variabilidade.

7 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, I. R. de. **Variabilidade pluviométrica interanual e produção de soja no Estado do Paraná**. 2000. 200f. 2000. Tese de Doutorado. Dissertação (Mestrado em Geografia) -Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente.
- AMBRIZZI, T. **El Niño/Oscilação Sul e teleconexões atmosféricas no hemisfério austral**. 2003. 201 f. Tese (Livre-Docência). IAG, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003.
- AMBRIZZI, T.; MARQUES, R.; NASCIMENTO, E. Bloqueios atmosféricos. **Tempo e clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, p. p279-296, 2009.
- AMBRIZZI, T.; SACCO, M. A. L.; FERRAZ, S. E. T. A importância das teleconexões para a Previsão Sazonal. **Ciência e Natura**, v. 36, 2014.
- ANABOR, V.; FERREIRA, V. Sistemas convectivos de mesoescala: serão todos CCMs. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. 2012.
- ANABOR, Vagner et al. **Sistemas convectivos de mesoescala no sul da América do Sul: propagação em série contra o escoamento em baixos níveis**. 2008. 78 f. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Santa Maria.
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 2005.
- ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Variabilidade, anomalia e mudança climática**. Material didático, 2007.
- AQUINO, F. E. **Conexão climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil**. 2012. 121f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2012.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 5º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- BALDO, M. C. **Variabilidade pluviométrica e a dinâmica atmosférica na bacia hidrográfica do Rio Ivaí –PR**. Tese de Doutorado. Presidente Prudente. 2006.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9º ed. Porto Alegre: Bhookman, 2013.
- BJERKNES, Jakob. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly weather review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.
- BOIN, M. N. **Chuvas e Erosões no Oeste Paulista: Uma Análise Climatológica Aplicada**. 2000. 264f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

BORSATO, F. P. **Variabilidade Pluviométrica e Produção Agrícola na Mesorregião Centro Ocidental Paranaense**. 2013. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Londrina, Londrina.

BORSATO, V. A., **O ritmo climático e episódios pluviométricos na bacia do rio Paraná no ano de 1980**. Tese (Doutorado) Nupélia, Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2006.

BRIDGMAN, H. A.; OLIVER, J. E. **The global climate system: patterns, processes, and teleconnections**. Cambridge University Press, 2006.

BUFFON, E. M.; BINDA, A. L. Variabilidade no regime pluvial do município de Abelardo Luz (SC) no período de 1958 a 2008: interações entre mecanismos de teleconexão decadal e interanual. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 13, 2014.

CAMPOS, E. J. D. O papel do oceano nas mudanças climáticas globais. **Revista USP**, n. 103, p. 55-66, 2014.

CAMPOS, C. R. J. de; EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 2, p. 331-345, 2011.

CARVALHO, L. M; 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.

CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. **Padrões de teleconexão associados a atividades convectivas na região tropical**. 2001. Disponível em:<
http://mtcm16b.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/08.10.16.12/doc/Castro_Padroles.pdf>. Acessado em: 15 abril 2018.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; et al (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de texto, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Parte I-Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: frentes frias sobre o Brasil. **Para entender tempo e clima. São Paulo: Oficina de Textos**, p. 135-147, 2009.

CAVIGLIONE, J. H. et al. **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina: IAPAR, 2000. 1 CD-ROM.

COHEN, J. et al. Linhas de instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; et al (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de texto, 2009.

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; XIE, S.-P.; PHILLIPS, A.S. Sea Surface Temperature variability: patterns and mechanisms. **Annual Review of Marine Science**. Vol. 2, p. 115-143, 2010.

DIAS, M. A. F. S. Complexos convectivos de mesoescala. **Climanálise especial: edição comemorativa**, v. 10, p. 173-182, 1996.

DIAS, M. A. F. S.; SILVA, M. G. A. J. Para entender tempo e clima. In: CAVALCANTI, I. F. A.; et al (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de texto, p. 15-21, 2009.

DIAS, M. A. F. S.; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. Complexos convectivos de mesoescala na América do sul. **Tempo e clima no Brasil**, 2009.

DURKEE, Joshua D.; MOTE, Thomas L.; SHEPHERD, J. Marshall. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590-4605, 2009.

ELY, D. F. Teoria e método da climatologia geográfica brasileira: uma abordagem sobre seus discursos e práticas. 2006. 208 f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 2006.

_____; ALMEIDA, I. R.; NETO, J. L. S. Variabilidade climática e o rendimento da cultura do milho no estado do Paraná: algumas implicações políticas e econômicas. **GEOGRAFIA** (Londrina), v. 12, n. 1, p. 495-508, 2003.

ENFIELD, David B. et al. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.

ESRL/PSD. **Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series**. Disponível em: < <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>>. Acesso em out. 2017.

FERREIRA, L. G. B. **Disponibilidade hídrica e produtividade de soja no Oeste do Paraná**. 2017. 75p. Dissertação Pós-Graduação – IAPAR (Mestrado em Agricultura Conservacionista, Área de Concentração em Manejo Conservacionista dos Recursos Naturais) – Instituto Agrônômico do Paraná – IAPAR, Londrina, PR.

FREIRE, V. H. N. **Análise da variabilidade espaço-temporal da precipitação pluviométrica na bacia do rio Mourão – PR**. Trabalho de conclusão de curso (Engenharia Ambiental), Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campo Mourão, 2014.

GAN, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. 2015. 195 f. Tese (Doutorado). INPE: São José dos Campos, 1992.

GAN, M. A.; SELUCHI, M. E. Ciclones e ciclogênese. **Tempo e Clima do Brasil**, p. 111-125, 2009.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L.R.; RAO, V.B. Monção na América do Sul. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.297-316.

GARRISON, T. **Fundamentos de oceanografia**. São Paulo: Cengage Learning. 2010.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical research letters**, v. 26, n. 4, p. 459-462, 1999.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.

_____. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A.; AL., E. **Tempo e Clima no Brasi**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Texto, v. 1, 2009a. Cap. 17, p. 259-275.

_____. Variabilidade Interanual do clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A.; AL., E. **Tempo e Clima no Brasi**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Texto, v. 1, 2009b. Cap. 17, p. 259-275.

_____; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal timescales. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. **Past climate variability in South America and Surrounding Regions: from the last glacial maximum to the Holocene**. 14^a ed. USA: Springer, 2009, p. 159-191.

_____; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of climate**, v. 13, n. 1, p. 35-58, 2000.

Guadarrama, M. C. M. **Rítmo pluvial e produção de arroz no estado de São Paulo no ano-agrícola de 1967-1968**. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1971.

HILDEBRANDSSON, H. H. Quelques recherches sur les contres d'action de l'atmosphère: Les écarts des moyennes barométriques mensuelles. Norstedt & Söner, 1897.

IBGE. **Mapa de clima do Brasil**. 2002. Disponível em: <http://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/climatologia/mapas/brasil/Map_BR_clima_2002.pdf>. Acesso em out 2018.

IBGE. **Estimativa da população**: 2018. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/estatisticas-novoportal/sociais/populacao/9103-estimativas-de-populacao.html?=&t=resultados>>. Acesso em out. 2018.

ITCG. **Clima**: Estado do Paraná. 2008. Disponível em: <http://www.itcg.pr.gov.br/arquivos/File/Produtos_DGEO/Mapas_ITCG/PDF/Mapa_Climas_A3.pdf>. Acesso em out. 2018.

JORGE, F. V. A dinâmica pluvial do clima subtropical: variabilidade e tendência no sul do Brasil. 2015. 166 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2015.

KALNAY, Eugenia et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-472, 1996.

KAO, Hsun-Ying; YU, Jin-Yi. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. **Journal of Climate**, v. 22, n. 3, p. 615-632, 2009.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C11, 2004.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R.; GARCIA, S. R.; CALHEIROS, A. El Niño e La Niña dos últimos 30 anos: diferentes tipos. **Revista Climanalise. Edição Comemorativa de**, v. 30, 2016.

LIMA, B. S.; SILVA, C. B.; SILVA, Maria E. S. Padrão Sazonal da Precipitação e Circulação na América do Sul Associado à Oscilação Decadal do Pacífico no Período 1970-2003. **Revista do Departamento de Geografia**, p. 140-147, 2018.

LIMBERGER, L. **Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira**: Teleconexão com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010. 2015. 483 f. Tese (Doutorado) - Geografia Física – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

_____. Estudos de teleconexão atmosférica e possibilidades de avanço na climatologia geográfica: conceitos, fontes de dados e técnicas. **Revista brasileira de climatologia**. Curitiba, v. 19, p. 10-19, jul. /dez. 2016.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections, **Rev. Geophys.**, 45. 2007.

LOON, H. V; ROGERS, J. C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 3, p. 296-310, 1978.

MACDONALD, G. M.; CASE, R. A. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 8, 2005.

MADDOX, Robert A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374-1387, 1980.

MANTUA, Nathan J. et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1080, 1997.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W. R. Jato de Baixos Níveis ao longo dos Andes. **Tempo e Clima no Brasil**. Oficina de Textos, São Paulo, p. 169-180, 2009.

MARINS, J. A. L.; LIMBERGER, L. Correlação linear entre índices climáticos e a chuva na microrregião de Campo Mourão-PR, 13., 2018, Juiz de Fora, **Anais ... Juiz de Fora: SBCG**, 2018a.

MARINS, J. A. L.; LIMBERGER, L. A relação entre a variabilidade pluviométrica da sub-região Norte da microrregião de Campo Mourão com a TSM global, 9., 2018, Londrina, **Anais ... Londrina: SIMPGEO**, 2018b. p. 394-406.

MARQUES, F. C.; RAO, V. B. Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul, 1980–1993. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 1996. p. 1078-1084.

MASSOQUIM, N. G. **Clima e Paisagem na Mesorregião Centro Ocidental Paranaense**. 2010. 398 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2010.

_____. AZEVEDO, T. R. interferência de fenômenos climáticos em culturas temporárias na microrregião de campo mourão. **Revista GEOMAE**, 2010.

MARTÍNEZ, R.; ZAMBRANO, E.; NIETO, J. J.; HERNÁNDEZ, J.; COSTA, F. Evolución, vulnerabilidad e impactos económicos y sociales de El Niño 2015-2016 en América Latina. **Investigaciones Geográficas**, (68), 65-78. 2017.

MENDES, D.; SOUZA, E. P.; TRIGO, I. F.; MIRANDA, P. M. A. On precursors of South-American Cyclogenesis. **Tellus**, v. 59A, p. 114-121, 2007

MENDONÇA, Francisco; DANNI-OLIVEIRA, Inês Moresco. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. Oficina de textos, 2017.

MO, K.C., WHITE, G.H., Teleconnections in the Southern Hemisphere. **Meteorological Weather Review**. Vol. 113; p. 22-37, 1985.

MOLION, L. C. B. Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3, 2008.

_____. Gênese do El Niño. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, 2017.

MÜLLER, G. V.; FERRAZ, S. E. T.; AMBRIZZI, T. Propagação das ondas de Rossby nos invernos de máxima frequência de ocorrência de geadas na pampa úmida. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 56-62, 2009.

NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, v.24, n. 4, p. 336-343, 1972.

NASCIMENTO JÚNIOR, L. **As chuvas no Paraná: variabilidade, teleconexões e impactos de eventos extremos**. Mestrado em Geografia. Universidade Estadual Paulista. Presidente Prudente, 2013. 162 p.

NERY, J. T. Dinâmica climática da região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de climatologia**, Curitiba, v. 1, n.1, 61-75, dez. 2005.

NEWMAN, M.; COMPO, G. P.; A., Michael A. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 16, n. 23, p. 3853-3857, 2003.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

NOGAROLLI, M. **Evolução climática do estado do Paraná: 1970-1999**. 102 f. 2007. Tese de Doutorado. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

NOGUES-PAEGLE J. and Coauthors. Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon, Meteorologica. 1 and 2. 3-32, 2002.

NWFSC. NorthWest Fisheries Science Center. **Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. Disponível em <www.nwfsc.noaa.gov/research/divisions/fe/estuarine/oeip/ca-pdo.cfm>. Acesso em 07 fev. 2019.

PAES, H. G.; VENTURI, L. A. B. Profissão Geógrafo. In: _____. **Geografia: práticas de campo, laboratório e sala de aula** (Org.). São Paulo: Sarandi, 2011. p. 495 - 518.

PAMPUCH, L.A, AMBRIZZI T. Sistemas Frontais sobre a América do Sul Parte I: Climatologia e intervalo de passagem em dados da Reanálise I do NCEP/NCAR. 2015. **Anais do IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, Santa Maria – RS. Em publicação.

PEDROSO, D. Bloqueios atmosféricos e sistemas frontais sobre a América do Sul em cenários de clima futuro. 2014. 93 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.

PEREIRA, H. P.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. Características da Atmosfera na Primavera Austral Durante o El Niño de 2015/2016. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 293-310, 2017.

POHL, B. et al. Relationships between the Antarctic Oscillation, the Madden–Julian oscillation, and ENSO, and consequences for rainfall analysis. **Journal of Climate**, v. 23, n. 2, p. 238-254, 2010.

POLITO, P. S.; CORNILLON, P. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 102, n. C2, p. 3215-3235, 1997

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, 2010.

REBOITA M.S., KRUSCHE N., AMBRIZZI T., ROCHA R.P.DA. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, 8(1):34-50. 2012.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. A influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**. n.10, v. 15. Curitiba. Jul./dez. 2014.

_____; 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.

RIBEIRO, C. M. O Desenvolvimento da climatologia dinâmica no Brasil. **Rev. Geogr. Ens.**, v. 1, p. 48-59, 1982.

ROCHA, V. M. et al. Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 387-398, 2017.

RODRIGUES, Regina R. et al. The impacts of inter–El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3402-3422, 2011.

SACCO, M. L. **Teleconexões atmosféricas e a previsão numérica na América do Sul**. 2010. 120f. Dissertação (mestrado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

SANTOS, I. de A.; FRANCO, NJ do N. Uso do Índice Mensal da Oscilação Antártica para Avaliação de algumas interações com a Circulação Troposférica na América do Sul e Oceanos Próximos. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 2010. p. 1-5.

SANTOS, J. G. M. **Introdução ao climate data operators** (versão atualizada). São José dos Campos: INPE, versão: 2016-11-18. 67 p. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3MQU4Q8>>. Acesso em: maio, 2018.

_____. **Introdução ao NCAR Command Language (NCL)**. São José dos Campos: INPE, 2014. 47 p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.14.18.23-PUD). Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G5LGP5>. Acesso em: out., 2017.

SCHMIDT, J. C. J. O clima da Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 4, n.3, p. 465-500, 1942.

SILVA, C. B. **Variabilidade climática nos oceanos e a vazão fluvial no Pantanal brasileiro**. 2012. 132 f. Dissertação (mestrado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Universidade De São Paulo, São Paulo, 2012.

_____; SILVA, M. E. S. Variabilidade climática – processos físicos e dinâmicos no oceano e na atmosfera. **Revista do Departamento de Geografia**, p.372-406, 2012.

SILVA, F.S.; COELHO, C. A. S. Avaliação da teleconexão atmosférica de verão associada à Oscilação Sul nas previsões climáticas retrospectivas do modelo climático do CPTEC. **Anais... XVI. Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Belém. P.13-17, set. 2010.

SILVA, G. A. M.; DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and applied climatology**, v. 106, n. 3-4, p. 307-319, 2011.

SILVA, Maria Elisa Siqueira; SILVA, Carlos Batista. Influência da Oscilação Decadal do Pacífico e do padrão Pacific South America no clima da América do Sul para o período 1970-2003. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, 2016.

SORRE, M. Objeto e método da Geografia. In:___ **Traité de Climatologie Biologique et Médicale**. Tradução de José Bueno Conti. Paris: M. Piery Masson et Cie Éditeurs, vol. I, p. 1-9, 1934.

SOUZA, E. B. DE; AMBRIZZI, T. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. **Atmósfera**, v. 15, n. 2, p. 105-120, 2002.

- SOUZA, P. **Estudo da variabilidade da precipitação no estado do Paraná associado à anomalia da TSM no oceano Pacífico**. 2006. 72 f. Dissertação (mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia Universidade Estadual de Maringá, Maringá. 2006.
- STAROSTIN, A.; ANABOR, V. Sistemas convectivos de mesoescala de longa vida. Parte 1: Variação temporal. In: **XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Foz Iguaçu**.
- STRAHLER, A. **Geografía Física**. 3ª ed. Barcelona: Omega. 1994
- TASCHETTO, A. S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall?. **Climate dynamics**, v. 38, n. 7-8, p. 1615-1628, 2012.
- TAVARES, A. C. **Variabilidade e Mudanças Climáticas**. 2001. 228 f. Tese (Livre-Docência) - Departamento de Geografia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2001.
- TEDESCHI, R. G. **As influências de tipos diferentes de ENOS na precipitação e nos seus eventos extremos sobre a América do Sul - observações, simulações e projeções**. 2013. 222 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of climate**, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.
- WALKER, G.T. e BLISS, E.M. World Weather. V Mem. **Roy. Meteor. Soc.**, 1932, 4:53-84.
- WALLACE, John M.; GUTZLER, David S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 784-812, 1981.
- WANG, B. Kelvin waves. In: **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, p. 1062-1068, 2002.
- WELHOUSE, L. J. et al. Composite analysis of the effects of ENSO events on Antarctica. **Journal of Climate**, v. 29, n. 5, p. 1797-1808, 2016.
- WOLTER, Klaus; TIMLIN, Michael S. Measuring the strength of ENSO events: How does 1997/98 rank?. **Weather**, v. 53, n. 9, p. 315-324, 1998.
- YNOUE, Rita Yuri et al. **Meteorologia: noções básicas**. Oficina de Textos, 2017.
- 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. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarctic Science**, v. 16, n. 4, p. 415-425, 2004.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020–1040, 1998.