



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL**

TYHAGO ARAGÃO DIAS

**PALEOSECAS NO NORDESTE DO BRASIL: DIAGNÓSTICO E MODELAGEM
DOS PADRÕES DE OCORRÊNCIA EM MÚLTIPLAS ESCALAS ESPACIAIS E
TEMPORAIS**

**FORTALEZA
2019**

TYHAGO ARAGÃO DIAS

PALEOSECAS NO NORDESTE DO BRASIL: DIAGNÓSTICO E MODELAGEM DOS
PADRÕES DE OCORRÊNCIA EM MÚLTIPLAS ESCALAS ESPACIAIS E
TEMPORAIS

Tese apresentada à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho

FORTALEZA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

D536p Dias, Tyhago Aragão.

Paleosecas no nordeste do Brasil: Diagnóstico e modelagem dos padrões de ocorrência em múltiplas escalas espaciais e temporais. / Tyhago Aragão Dias. – 2019.
150 f. : il. color.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil: Recursos Hídricos, Fortaleza, 2019.
Orientação: Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho.

1. Paleoclimatologia. 2. Baixa frequência. 3. Paleosecas. I. Título.

CDD 627

TYHAGO ARAGÃO DIAS

PALEOSECAS NO NORDESTE DO BRASIL: DIAGNÓSTICO E MODELAGEM DOS
PADRÕES DE OCORRÊNCIA
EM MÚLTIPLAS ESCALAS ESPACIAIS E TEMPORAIS

Tese apresentada à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil. Área de concentração: Recursos Hídricos.

Aprovada em: 31/05/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Francisco de Assis de Souza Filho (Orientador)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Cleiton da Silva Silveira
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. José Maria Brabo Alves
Universidade Estadual do Ceará

Prof. Dr. Francisco das Chagas Vasconcelos Júnior
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

Prof. Dr. Francisco Osny Éneas da Silva
Universidade Federal do Ceará

A todos aqueles que estiveram ao meu lado,
meus pais, meus amigos que sempre me
incentivaram e apoiaram

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Raimundo Felix Dias Filho e Olindina de Aguiar Aragão, por sempre apoiarem as minhas decisões, me incentivarem e, acima de tudo, pelo exemplo de vida.

Aos meus amigos, pelos momentos de felicidade e parceria. A todos que fazem parte de DEHA - têm um pouco de vocês em cada linha. Aos companheiros que participaram e me ajudaram na construção para que esse trabalho não ficasse tão ruim.

Meu especial agradecimento ao Prof. Dr. Francisco de Assis de Sousa Filho, por acreditar no meu potencial, por sempre me incentivar, pelo otimismo e paciência, até pelos muitos puxões de orelha, mas principalmente pela amizade e respeito.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior Brasil (CAPES) Código de Financiamento 001.

“Sou o que sou pelo que nos somos.
Ubuntu”

RESUMO

A variabilidade climática de baixa frequência é natural ao sistema climático terrestre e faz parte da evolução climática, identificar tais modos de variabilidade é um desafio devido aos dados instrumentais que apresentam limitação no tamanho da série temporal. Tais modos de variabilidade tem relação com os impactos sobre a frequência e a intensidade dos eventos de secas/cheias que ocorrem no NEB, tornando a avaliação desse risco dinâmico, os sistemas de gestão de recursos hídricos se baseiam em séries estacionárias com um risco estático o que pode induzir ao erro de avaliação. Uma alternativa para diminuir essa incerteza e incorporar o risco dinâmico nos instrumentos de gestão, levando em consideração a variabilidade de baixa frequência com os modelos paleoclimáticos do Projeto de Intercomparação de Modelagem Paleoclimática (PMIP) e as *proxies do Centro Nacional de Informação Ambiental (NCEI)*. Essas informações interpretadas junto com uma base de dados instrumentais Unidade de Pesquisa Climática (CRU) assim como os dados Kaplan et al (2001) e dados históricos. Utilizando técnicas de decomposição de séries temporais é avaliado a variabilidade de baixa frequência no século XX, para os dados observados e modelos paleoclimáticos para o período *Historical* (1950 a 2005), verificando o desempenho dos modelos em representar a região de estudo, e reproduzir a estatísticas dos eventos de secas/cheias. A análise das simulações do período *Past1000* (850 a 1850), pode ser utilizados para detectar os modos de variabilidade na escala decadal e multidecal, caracterizando as secas/cheias para todo o período estudado. Os resultados sugerem a existência de uma variabilidade de baixa frequência, modificando a distribuição da precipitação e com consequências na intensidade e frequência dos eventos de secas/cheias no NEB, indicando que esses eventos estão associados ao acoplamento oceanos atmosfera. Isso sugere que o risco dinâmico associado a variabilidade de baixa frequência precisa ser incorporado aos instrumentos de gestão de recursos hídricos. Essa informação pode ser utilizada como suporte para elaboração de um planejamento adaptativo, auxiliando os tomadores de decisões a uma visão mais ampla para o risco de secas.

Palavras-chave: Paleoclimatologia, Baixa frequência, Paleosecas,

ABSTRACT

Low-frequency climate variability is natural to the climate system and is part of the climatic evolution. Understanding the climate variation modes is challenging due to the time-limited data. Such modes of variability are related to the impacts on the frequency and intensity of drought / flood events occurring in NEB, making the assessment of this risk dynamic. Water resource management systems are based on stationary series with a static risk, which may lead to misjudgment. An alternative to reduce the uncertainty and incorporate the dynamic risk in the management instruments, taking into account the low frequency variability with the paleoclimatic models of the Paleoclimatic Modeling Intercomparison Project (PMIP) and the proxies of the National Environmental Information Center (NCEI). This information was interpreted together with an instrumental database of Climate Research Unit (CRU) as well as data from Kaplan et al (2001) and historical data. Using time series decomposition techniques, the low frequency variability in the 20th century was evaluated for the observed data and paleoclimatic models for the Historical period (1950 to 2005), verifying the performance of the models in representing the region of study, and reproducing the statistics of drought / flood events. The analysis of the simulations of the Past1000 period (850 to 1850), can be used to detect the modes of variability in the decadal and multidecadal scale, characterizing the droughts / floods for the whole studied period. The results suggest the existence of a low frequency variability, modifying the precipitation distribution and with consequences in the intensity and frequency of the events of droughts / floods in the NEB, indicating that these events are associated with the coupling oceans atmosphere. This suggests that the dynamic risk associated with low frequency variability needs to be incorporated into water resource management tools. This information can be used as support for adaptive planning, assisting decision-makers with a broader view of the risk of droughts.

Keywords: Paleoclimatology, Low frequency, Paleodroughts.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	- Anomalia de TSM na fase positiva da ODP.....	22
Figura 2	- Variações orbitais terrestres: Excentricidade orbital.....	25
Figura 3	- Variações orbitais terrestres: Obliquidade.....	26
Figura 4	- Precessão.....	28
Figura 5	- Relação entre as variáveis nas múltiplas escalas.....	31
Figura 6	- Localização das regiões de Niño para medir a temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico.....	35
Figura 7	- Precipitação média acumulada anual Nordeste Brasileiro.....	40
Figura 8	- Localização dos estados no Nordeste Brasileiro.....	42
Figura 9	- Localização dos campos de concentração e número de prisioneiros....	44
Figura 10	- Relação entre tempo e escala para transformada de ondeleta.....	49
Figura 11	- Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. R1 corresponde ao sudoeste da AS; R2 ao norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina; R3 ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai; R4 ao sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai; R5 ao noroeste a sudeste do Brasil; R6 ao norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste; R7 ao sertão nordestino do Brasil e R8 ao norte da AS incluindo o estado de Roraima.....	52
Figura 12	- Região do Atlântico Norte utilizada para o índice OMA observado , usando o conjunto de dados HadISST para o período 1870-2015.....	54
Figura 13	- Campo de correlação espacial dos anéis de árvores com TSM de NDJ durante 1871-1992. As letras sombreadas denotam áreas onde os anéis de árvores são sensíveis ao ENSO.....	56
Figura 14	- Localização dos 46 registros de proxy de 1500-1967.....	57
Figura 15	- Fluxograma de estratégia metodologica.....	60
Figura 16	- Áreas combinadas de terras agrícolas e pastagens nos conjuntos para o conjunto de dados.....	66
Figura 17	- Registros proxy das mudanças climáticas ao longo do último milênio..	68
Figura 18	- Boxplot da precipitação mensal 1984-2014: a) CRU; b) GPCPC; c) FUNCEME/SUDENE.....	84

Figura 19 - Diagrama de Taylor: CRU como referência, a) GPCP; b)FUNCEME/SUDENE.....	85
Figura 20 - Mapa de correlação de Pearson para climatologia entre o conjunto de modelos e CRU.....	86
Figura 21 - Mapa de correlação de Pearson para climatologia entre o conjunto de modelos e GPCP.....	87
Figura 22 - Climatologia para todos os modelos e dados observados.....	88
Figura 23 - Diagrama de Taylor – a) CRU b) GPCP. A: bcc_csm1; B: CCSM4; C: CSIRO_Mk3L; D: HadCM3; E: MPI_ESP_P; F: MRI_CGCM3.....	89
Figura 24 - Boxplot da precipitação dos modelos <i>historical</i> 1850-2005.....	90
Figura 25 - Distribuição de frequência dos modelos paleoclimáticos.....	91
Figura 26 - Espectro de potência para precipitação acumulada: CRU e FUNCEME/SUDENE.....	92
Figura 27 - Decomposição das bandas de maior energia. Vermelha: 2-8 anos. Azul 32-64ano. Preta: Origina.....	93
Figura 28 - Espectro de potência para precipitação acumulada para os modelos paleoclimáticos.....	94
Figura 29 - Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo dados do CRU sobre o NEB para o período de 1911 a 2014.....	96
Figura 30 - Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo dados do FUNCEME/SUDENE sobre o NEB para o período de 1911 a 2014. 96	
Figura 31 - Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo simulação do período <i>Historical</i> dos modelos bcc_csm1 e CCSM4 do sobre o NEB para o período de 1860 a 2005.....	98
Figura 32 - Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo simulação do período Historical dos modelos CSIRO-MK3 e HadCm3 do sobre o NEB para o período de 1860 a 2005.....	98
Figura 33 - Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo simulação do período Historical dos modelos MPI_ESP_P e MRI_CGCM3 do sobre o NEB para o período de 1860 a 2005.....	98
Figura 34 - Sequência dos eventos de secas documentas sobre o NEB.....	99
Figura 35 - Espectro de potência da série binaria de secas históricas para o período de 1600 a 2018.....	101
Figura 36 - Decomposição das bandas de maior energia para a série binaria de	

histórico de secas. Vermelha: 2-8 anos. Azul 32-64ano. Preta: Origina.	102
Figura 37 - Série binária de secas históricas, série de precipitação acumulada anual do CRU filtradas na banda de 32 a 64 anos para o período de 1901 a 2014 na mesma escala.....	103
Figura 38 - Sazonalidade dos modelos paleoclimática para o período Past1000, 850 a 1850, divididas por séculos.....	105
Figura 39 - Distribuição de frequência da precipitação média acumulada anual...106	
Figura 40 - Espectro de potência da precipitação média acumulada anual, segundo os modelos paleoclimáticos do período Past1000 - 850 a 1850.....	109
Figura 41 - Filtro das banda de 64 a 128 anos e 128 a 256 anos para o modelo bcc_csm1, CCSM4, CSIRO-MK3. Linha vermelha 64 a 128 anos, linha azul 128 a 256 anos.....	110
Figura 42 - Figura 41: Filtro das banda de 64 a 128 anos e 128 a 256 anos para o modelo HadCM3, MIP_ESM_P, MRI_CGCM3: Linha vermelha 64 a 128 anos, linha azul 128 a 256 anos.....	111
Figura 43 - Número de secas/cheias por categoria segundo os modelos paleoclimáticos do PMIP3 para o período Past1000.....	112
Figura 44 - Distribuição de frequência da precipitação acumulada anual dos modelos paleoclimáticos do período Past1000. A- bcc_csm1; B-CCSM4; C-CSIRO; D- HadCM3; E- MPI_ESM; F- MRI-CGCM3.....	115
Figura 45 - Relação entre índices oceânicos OMA com a precipitação acumulada sobre o NEB.....	118
Figura 46 - Comparação do índice AMO para os dados reconstruídos de Kaplan et al. 2011 e Wang et al. 2017.....	119
Figura 47 - Comparação entre o índice AMO entre os dados Kaplan et al. 2011 e Wang et al 2017.....	119
Figura 48 - Espectro de potencia. Série wang2017 e Kaplan2011 para o período de 1856 a 2018.....	121
Figura 49 - Série de decomposição nas bandas de frequência com maior energia segundo Kaplan (2011).....	122
Figura 50 - Série de decomposição nas bandas de frequência com maior energia segundo Wang (2017).....	123
Figura 51 - Espectro de potencia. Série Goodink et al. (2008) para o período de	

1782 a 1998.....	124
Figura 52 - Zona de Convergência Intertropical.....	133
Figura 53 - Banda de Nebulosidade Associada a VCAN.....	135
Figura 54 - Alta da Bolívia e Cavado do NEB para uma média de 10 dias em 250hPa.....	136
Figura 55 - Linha de Instabilidade: Estado do Maranhão até o Estado do Rio Grande do Norte segundo satélite METEOSAT-7.....	138
Figura 56 - Distúrbio Ondulatório de Leste.....	140
Figura 57 - Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul.....	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	- Ocorrência das secas no Nordeste semiárido brasileiro.....	42
Tabela 4.1	- Lista de <i>proxies</i> utilizadas no trabalho.....	63
Tabela 4.2	- Lista dos nomes dos modelos, resolução e sigla de referencia para o PMIP. : Beijing Climate Centre System Model (BCC-CSM); Community Climate System Model (CCSM); Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM); Common wealth Science and Industrial Research Organization Mark version 3 (CSIRO Mk3); Hadley Centre Global Environment Model version 2 (HadGEM2); L’Institut Pierre- Simon Laplace Coupled Model (IPSL-CM); Max Plank Institute –Earth System Model (MPI-ESM); Meteorological Research Institute Coupled General Circulation Model (MRI-CGCM).....	64
Tabela 4.3	- Condições de contorno aplicadas ao modelos paleoclimáticos.....	65
Tabela 4.4	- Tabele de classificação de eventos de secas e cheias.....	79
Tabela 4.5	- Lista de <i>proxies</i> utilizadas no trabalho.....	81
Tabela 5.1	- Variância explicada entre os modelos e CRU para o período 1901 a 2005.....	95
Tabela 5.2	- Número de secas separados por categoria para os dados observados.....	96
Tabela 5.3	- Numero de secas segundo os modelos paleoclimáticos.....	97
Tabela 5.4	- Média da precipitação acumulada anual por século.....	107
Tabela 5.5	- Variância explicada entre as simulações do <i>Past1000</i> em relação ao <i>Historical</i>	108
Tabela 5.6	- Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo bcc_csm1_1.....	113
Tabela 5.7	- Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo CCMS4.....	113
Tabela 5.8	- Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo CSIRO.....	113
Tabela 5.9	- Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo HadCM3.....	114
Tabela 5.10	- Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo MPI_ESM_P.....	114

Tabela 5.11 - Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo MRI_.....	114
Tabela 5.12 - Média do acumulado anual segundo os modelos paleoclimáticos do PMIP3 para os períodos Historical e Past1000.....	116
Tabela 5.13 - Anos de início do ENSO extremos estratificados de acordo com as fases da AMO.....	117

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATN	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar Atlântico Norte
ATS	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar Atlântico sul
ATSMs	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
CMAP	Merged Analysis of Precipitation
CPC	Climate Prediction Center
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
ENSO	El Niño Oscilação Sul
FFT	Fast Fourier Transform
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	Junho, Julho e Agosto
LN	La Niña
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
NCEP	Centros Nacionais de Previsão Ambiental
NEB	Nordeste Brasileiro
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMJ	Oscilação de Madden Julian
PMIP	Paleoclimate Modeling ntercomparison Project
PNA	Pacífico América do Norte
PNM	Pressão ao Nível do Mar
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul

TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UMG	Último Máximo Glacial
VCN	Vórtices ciclônicos de altos níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.1	OBJETIVO GERAL.....	17
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	17
1.3	CONTRIBUIÇÃO CIENTÍFICA E TÉCNICA.....	17
1.4	ESTRUTURAÇÃO.....	19
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.1	VARIABILIDADE CLIMÁTICA DE BAIXA FREQUÊNCIA.....	21
2.2	VARIABILIDADE DECENAL E MULTIDECANAL.....	22
2.3	MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA ORBITAL.....	23
2.3.1	<i>Excentricidade (e)</i>	24
2.3.2	<i>Obliquidade</i>	26
2.3.3	<i>Precessão</i>	27
2.4	ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS.....	28
2.5	MODELOS PALEOCLIMÁTICOS.....	29
2.6	PROJETO DE INTERCOMPARAÇÃO DE MODELAGEM PALEOCLIMA - PHASE III.....	33
2.7	CONTRIBUIÇÃO DOS OCEANOS NA VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO SOBRE O NEB.....	34
2.7.1	<i>Oceano Pacífico</i>	34
2.7.2	<i>Oceano Atlântico</i>	36
2.8	INFLUÊNCIAS DE TELECONEXÕES SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO.....	37
2.9	CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO.....	39
2.9.1	<i>Secas no Nordeste Brasileiro</i>	41
2.10	ANÁLISE E PREVISÃO DE SÉRIES TEMPORAIS.....	44
2.10.1	<i>Tendência</i>	45
2.10.2	<i>Sazonalidade</i>	45
2.10.3	<i>Estacionariedade</i>	46
2.10.4	<i>Change-point</i>	46
2.10.5	<i>Fourier</i>	47
2.10.6	<i>Ondeletas</i>	48
2.11	ÍNDICE DE SECA.....	49
3	ÁREA DE APLICAÇÃO DO ESTUDO.....	50
3.1	AMÉRICA DO SUL.....	50
3.2	NORDESTE BRASILEIRO.....	51
3.3	REGIÕES OCEÂNICAS.....	51
3.3.1	<i>NINO3.4</i>	51
3.3.2	<i>Oscilação Multidecadal do Atlântico</i>	52
3.4	PROXIES.....	53
4	METODOLOGIA.....	57
4.1	ESTRATEGIA METODOLÓGICA.....	57
4.2	BASE DE DADOS.....	59
4.2.1	<i>Climatic Research Unit – CRU</i>	59
4.2.2	<i>Global Precipitation Climatology Project – GPCP</i>	60
4.2.3	<i>Fundação Cearense de Meteorologia – Funceme</i>	60
4.2.4	<i>Proxies paleoclimáticas</i>	61
4.3	MODELOS DE PALEOCLIMA.....	61
4.4	AVALIAÇÃO DOS DADOS OBSERVACIONAIS.....	67

4.5	ANALISE DE DESEMPENHO DOS MODELOS PALEOCLIMÁTICOS – SÉCULO XX.....	68
4.5.1	<i>Transformada de Ondeletas.....</i>	69
4.5.2	<i>Tendência.....</i>	70
4.5.3	<i>Sazonalidade.....</i>	72
4.5.4	<i>Changepoint.....</i>	74
4.6	ANALISE DE SÉRIE TEMPORAL: HISTÓRICO, CRU E MODELOS.....	75
4.6.1	<i>Caracterizar as secas do último milênio em duração e severidade...76</i>	
4.7	SÉRIE DE SECAS HISTÓRICAS.....	77
4.8	ANALISE DOS 1000 ANOS.....	78
4.9	ANALISE DAS PROXIES.....	78
4.9.1	<i>Oscilação Multidecadal do Atlântico.....</i>	79
4.9.2	<i>Pacífico.....</i>	80
5	RESULTADOS.....	81
5.1	AVALIAÇÃO DOS DADOS OBSERVADOS.....	81
5.2	AVALIAÇÃO DOS MODELOS PALEOCLIMÁTICOS PARA O SÉCULO XX.....	83
5.3	SÉRIE DE SECAS HISTÓRICAS.....	97
5.4	RESULTADOS MODELOS PAST1000.....	100
5.5	ANALISE DAS PROXIES.....	112
5.5.1	<i>Oscilação Multidecadal do Atlântico.....</i>	112
6	CONCLUSÃO.....	120
	REFERÊNCIAS.....	123
	APÊNDICE A - CLIMATOLOGIA DO NORDESTE BRASILEIRO.....	128

1 INTRODUÇÃO

A compreensão do risco climático associado aos eventos de secas e de cheias, frequência e intensidade é fundamental para a segurança hídrica da região do Nordeste Brasileiro (NEB); território marcado pela variabilidade do clima e escassez hídrica, com grande impacto sobre o semiárido. Logo, o gerenciamento dos recursos hídricos e o gerenciamento do risco climático são ferramentas necessárias para a adaptação da sociedade do semiárido a essa realidade (SOUZA, 2015).

O risco associado aos diversos usos da água faz necessário aos mecanismos preventivos de gestão destes recursos. Segundo Tucci et al. (2000) existem mecanismos estruturais e não estruturais para aumentar a resiliência dos sistemas às catástrofes naturais e antrópicas. Para o autor, o seguro é um dos mecanismos não estruturais para esse tipo de gestão.

Além disso, os riscos relacionados a eventos extremos do clima necessitam de mecanismos para proteção da população e podem ser divididos em prevenção e mitigação. A prevenção tem o papel de agir antecipadamente sobre o risco, reduzindo os possíveis prejuízos e desenvolvendo medidas de redução da vulnerabilidade social. O papel da mitigação envolve ações de redução dos impactos depois de ocorridos os eventos, plano de emergência, contendo mecanismos de prevenção como o alerta e a disponibilidade de infraestrutura suavizar os impactos devido ao evento (TUCCI, 2000).

As alterações climáticas oriundas da variabilidade natural de baixa frequência introduzem mais uma componente complexa no cenário climático, fazendo com que o risco climático se torne dinâmico, aumentando a incerteza às disponibilidades de demandas hídricas. Conforme se conhece, os estudos sobre a evolução climática do sistema terrestre têm como objetivo entender de que forma ocorre a variabilidade natural do clima e como a ação antrópica é capaz de interferir no sistema climático terrestre modificando o estado de equilíbrio.

Estudos paleoclimáticos oferecem a possibilidade de se compreender o comportamento do sistema climático sob uma ampla variedade de condições forçantes, bem como de mensurar a amplitude de possíveis variações naturais. Logo, tem como objeto de estudo a identificação de como o clima passa de um estado de equilíbrio para outro e de quais mecanismos fazem tal transição.

James Croll (1821-1890) foi um dos primeiros astrofísicos a tentar relacionar os ciclos orbitais que levariam a uma era do gelo, embora tenha sido o pesquisador Milutin Milankovitch (1879-1958), na década de 1940, quem mostrou que a intensidade dos efeitos da insolação variava com a latitude e a resposta do manto de gelo com as mudanças na radiação solar.

Avanços nos estudos paleoclimáticos se deram a partir de meados da década de 1970 (IMBRIE; IMBRIE, 1979) e hoje são impulsionados por investigações que subsidiam a elaboração dos relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*). Tais fatos podem ser constatados, por exemplo, no seu quinto relatório (AR5, IPCC 2009), mais especificamente no capítulo intitulado “*Climate Change 2013: The Physical Science Basis*”, que trata a relevância da incorporação dos estudos da variabilidade e dos ciclos climáticos em escalas além do último século, fenômenos considerados de baixa frequência.

Historicamente, o Nordeste do Brasil (de agora em diante NEB) é marcado por grandes impactos socioeconômicos associados a eventos climáticos extremos, como cheias e secas (SOUZA FILHO; MOURA, 2006). Especialmente, devido à grande variabilidade interanual, à semiaridez e a uma economia bastante dependente da agricultura, a região é muito vulnerável às secas. Segundo Keyantash e Dracup (2002), secas são os desastres naturais com maior custo no mundo, com relativa baixa previsibilidade quanto a sua duração e intensidade.

A convivência da região com período de secas recorrentes forçou os Estados que compõem a região NEB investirem em medidas estruturais e não estruturais. Como principal medida estrutural, eles criaram uma grande rede de reservatórios espalhada por todo território (CAMPOS; STUDART, 2003). Já como medidas não estruturais, há o uso de instrumentos de gestão, como alocação

negociada de água, mudanças nos termos de garantia e redução dos valores outorgados.

O gerenciamento de recursos hídricos é feito por meio da estocagem de água em reservatório, já que pequenos reservatórios podem reduzir os efeitos da variabilidade sazonal e reservatórios grandes podem reduzir a severidade média dos eventos de extremos de secas ou cheias. Contudo, em períodos de secas prolongadas, essa estocagem não é eficaz, pois a alta taxa de evaporação do espelho d'água tende a esvaziar os reservatórios.

Além disso, os órgãos gestores adotam como hipótese a estacionariedade das séries temporais e tornam os instrumentos de gestão limitados. A política de recursos hídricos, por exemplo, utiliza como critério de definição do volume outorgável (alocável em longo prazo) vazões de referência com garantia de 90% (noventa por cento). Ao utilizar toda a água em períodos consecutivos, de anos abaixo da média, esta regra de operação pode levar a eventos severos de secas, ou seja, ao esvaziando completo do reservatório para os períodos subsequentes.

Para mitigar esses impactos sobre a política de alocação e ter um planejamento mais eficiente sobre tais recursos, torna-se necessário aprofundar o conhecimento a respeito do clima do NEB e sobre os eventos de seca em uma escala de tempo maior. Identificando como esses mecanismos forçantes do clima em baixa frequência atuam para a mudança do equilíbrio climático terrestre e de que forma se pode inferir com um menor grau de incerteza qual o papel da ação antropogênica.

Em termos práticos, uma alternativa para melhor entender a mudança do clima forçado por mecanismos de baixa frequência e os impactos que tais processos têm na duração e na intensidade dos fenômenos de seca é o estudo paleoclimático, pois pode ajudar a contar a história do clima como a resposta a essas mudanças. Em suma, o Projeto de Intercomparação de Modelagem Paleoclima (PMIP) tem como proposta compreender os mecanismos de mudança do clima, identificar os fatores climáticos que moldam o nosso ambiente e avaliar a capacidade dos modelos em reproduzir diferentes respostas ao clima (BRACONNOT et al., 2012).

No presente estudo, analisou-se a variável precipitação pluviométrica para as simulações do período *Historical* entre os anos de 1850 a 2005 e *Past1000* entre os anos 850 a 1850, dos modelos CMIP5/PMIP3, descritos segundo Taylor et al., (2009) sobre o NEB setentrional, os dados do *Climatic Reserch Unit* (CRU), GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*) e os dados observados de estações meteorologias da Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME), incorporado aos dados da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

Para fornecer maior confiabilidade à análise, realizou-se um processo de validação que consiste em verificar: (a) se os modelos *Historical* têm capacidade de representar os sistemas de grande escala e a climatologia da região do NEB em comparação com os dados observados; (b) se o modelo *Historial* tem capacidade de representar a climatologia da região para o período presente. Desse modo, ao mudar as condições de contorno para cada período, espera-se que o mesmo possa ser feito para o período anterior.

Ao utilizar o *Índice de Precipitação Padronizada* (SPI) e a fim de detectar a intensidade e a frequência das secas e das cheias, os modelos com capacidade esperada de reproduzir o clima da região terão sua série temporal de precipitação para as simulações do período *Historical* e *Past1000* devidamente analisadas. Assim como os dados observados CRU, GPCP e FUNCEME/SUDENE e suas séries decompostas por técnicas de estatística *learning* para identificar quais modos de variabilidade são mais significativos.

Estatisticamente, durante o século XX, os eventos de secas e cheias mostram que tiveram a mesma consistência de distribuição dos resultados modelo para o período *Historical*. Os resultados das simulações do período *Past1000* e as *proxies* reforçam a existência de modos de variabilidade de baixa frequência com consequências na distribuição dos eventos de secas e cheias.

Diante disso, os instrumentos de gestão dos recursos hídricos precisam se adequar a essa realidade introduzindo a variabilidade de baixa frequência em seus planos, saindo da adoção do risco estático, como é adotado hoje para um risco dinâmico que leva em consideração tais alterações.

1.1 Objetivo geral

O presente estudo tem como objetivo identificar os modos de variabilidade de baixa frequência atuantes sobre o NEB, responsáveis pelas alterações climáticas, pelos impactos sobre a frequência e pela intensidade das secas e das cheias. Assim como o risco dinâmico associado à ocorrência de tais eventos para incentivar a adaptação a um sistema de gerenciamento de recursos hídricos que incorporem essa informação.

1.2 Objetivos específicos

- Avaliar a variabilidade de baixa frequência no século XX utilizando técnicas de “*estatística learning*” nas séries temporais;
- Verificar se os Modelos Paleoclimáticos têm capacidade de simular o clima do NEB e seus eventos de secas e cheias para o século XX;
- Formar um histórico para a distribuição de secas e cheias sobre o Nordeste do Brasil nos últimos 1000 anos utilizando Modelagem Paleoclimática;
- Caracterizar as secas do último milênio em duração e severidade;
- Modelar os padrões de variação de baixa frequência utilizando os modelos paleoclimáticos.

1.3 Contribuição científica e técnica

A pesquisa explora a variabilidade climática de baixa frequência sobre a América do Sul, com ênfase sobre o NEB, no intuito de identificar quais os impactos desses eventos na distribuição das secas e cheias em sua frequência e intensidade nos últimos mil anos. Para tanto, utilizam-se dados de *proxies*, modelos e dados instrumentais.

Sabe-se, por exemplo, que a variabilidade de baixa frequência introduz uma incerteza na alteração climática natural de longo prazo devido aos *feedbacks* não lineares de resposta do clima. Nesse sentido, conhecer a amplitude desses mecanismos ajudará a mensurar qual o papel e como a ação antropogênica pode ser capaz de deslocar o sistema climático terrestre para um novo estado de equilíbrio ainda desconhecido.

Marengo (2006) sugere que exista um aumento no número de secas na intensidade desses eventos; resultado associado às alterações climáticas. Assim como um aumento expressivo da densidade populacional, o que faz que a demanda sobre os recursos hídricos seja cada vez mais complexa entre seus múltiplos usuários.

Destaca-se que a base de dados instrumentais para século XX auxiliou no entendimento dos eventos de secas e cheias que atuaram sobre o NEB nesse período. Entretanto, é necessário que se estendam os estudos para reconstruir o clima, inferir quais mudanças e quais forçaram tais alterações.

Na última década, ao se tentar reconstruir o clima, os estudos sobre a evolução do climática para a América do Sul tiveram um grande impulsionamento. Para isso, foram utilizadas múltiplas fontes de informação, *proxies* paleoclimáticas, como dados históricos, núcleo de coral marinho, anéis de árvore, pólen fossilizado e sedimentos de lagos e oceanos. Ainda assim, muitas regiões ainda não possuem uma base de dados satisfatória ou até mesmo a escala temporal da fonte utilizada não corrobora para uma interpretação satisfatória da região.

Buscando sanar esse déficit, a estratégia adotada foi utilizar fontes de dados que apresentassem teleconexões com o NEB – por exemplo, dados oceânicos núcleo de coral e anéis de arvore – para assim, construir uma base sólida para a comparação com os modelos paleoclimáticos. De modo a corroborar com os registros paleoclimáticos e com o registro de secas documentadas nos últimos cinco séculos sobre o NEB, também fontes que pudessem oferecer hipóteses de como foi o clima passado.

Nesse contexto, a intenção é mitigar os instrumentos de gestão para os eventos de secas e cheias que tenham em seus critérios de avaliação o risco

dinâmico. Para isso, é necessário entender melhor como o clima transcorre de um estado de equilíbrio para outro; se existiu um período mais úmido ou mais seco, em relação a sua climatologia e o que levou a esse novo estado. De posse desse conhecimento, poderemos traçar políticas mais assertivas para redução dos possíveis impactos causados por eventos de secas, promovendo o desenvolvimento regional e garantir, portanto, a segurança hídrica em longo prazo.

1.4 Estruturação

O trabalho está dividido em 6 (seis) capítulos. Levando em consideração o risco dinâmico, no **Capítulo 1**, aborda-se o contexto da problemática das secas no Nordeste Brasileiro e o que caracteriza a importância do estudo de variabilidade de baixa frequência. Além disso, apresentam-se os objetivos da pesquisa e suas contribuições científicas para a melhoria dos instrumentos de gestão.

No **Capítulo 2**, contempla-se a revisão da literatura, artigos e livros, que serviram de base entendimento do clima, variabilidade climática em múltiplas escalas e a compreensão dos eventos de secas em sua frequência e amplitude. Além da compreensão de como os modelos numéricos aplicados ao clima contribuíram para o desenvolvimento do estudo paleoclimático.

No **Capítulo 3**, ao descrever a região de estudo, analisam-se os eventos de seca. Em suma, trata-se da América do Sul para validar os modelos que representam os mecanismos de grande escala, regiões oceânicas que apresentam teleconexões com o NEB e que exercem influência na variabilidade climática.

Já no **Capítulo 4**, apresenta-se toda a base e ferramentas utilizadas para extração e manipulação dos dados utilizados na pesquisa, além de uma compilação de todas as técnicas utilizadas para análises dos resultados.

No **Capítulo 5**, por meio dos resultados obtidos, aborda-se uma análise dos impactos das secas, sua frequência e intensidade no século XX. A representação da seca se apresenta por meio da correlação dos dados

instrumentais, dos modelos numéricos, da avaliação dos índices mensurados pela capacidade de representação dos modelos de eventos e da região de estudo.

Dessa forma, podem-se utilizar tais modelos para representar os eventos para o último milênio, fazer as devidas comparações com os dados de *proxies* e entender os mecanismos de baixa frequência forçantes do clima. Além de mitigar as incertezas ao analisar a alteração climática dentro de um risco dinâmico.

Por fim, no **Capítulo 6**, apresentam-se os dados obtidos em função da análise dos resultados das variáveis. Identificam-se, também, os módulos de variação do clima, os impactos associados às possíveis mudanças e seus mecanismos forçantes. Além de sugerir instrumentos de gestão que complementem esta pesquisa e subsidiem futuros trabalhos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A presente seção está estruturada em 11 (onze) tópicos que fundamentam o trabalho desenvolvido nesta Tese. A primeira parte discute a variabilidade de baixa frequência, seus impactos sobre as áreas de estudo e descreve as escalas decenal e orbital encontradas.

Realiza-se, também, um breve histórico sobre os estudos paleoclimáticos, sua atuação e relevância, acompanhada da iniciativa do PMIP3 e dos modelos que foram utilizados na pesquisa. Por conseguinte, mostra-se o papel dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre a precipitação do NEB, suas variabilidades internas e as escalas conhecidas, denotando as teleconexões existentes para o clima do NEB descrito, em seus mecanismos de grande escala.

2.1 Variabilidade climática de baixa frequência

A variabilidade climática é causada pela flutuação das variáveis meteorológicas e pelos mecanismos internos de *feedbacks* não lineares do sistema climático terrestre no entorno dos campos médios. Nas suas várias faixas de tempo, tal fenômeno é natural e não pode ser confundido com mudança do clima, que consiste em um novo estado de equilíbrio climático forçado por uma nova configuração da distribuição energética na atmosfera e constituído por fatores naturais, como a mudança dos parâmetros orbitais ou da ação antropogênica.

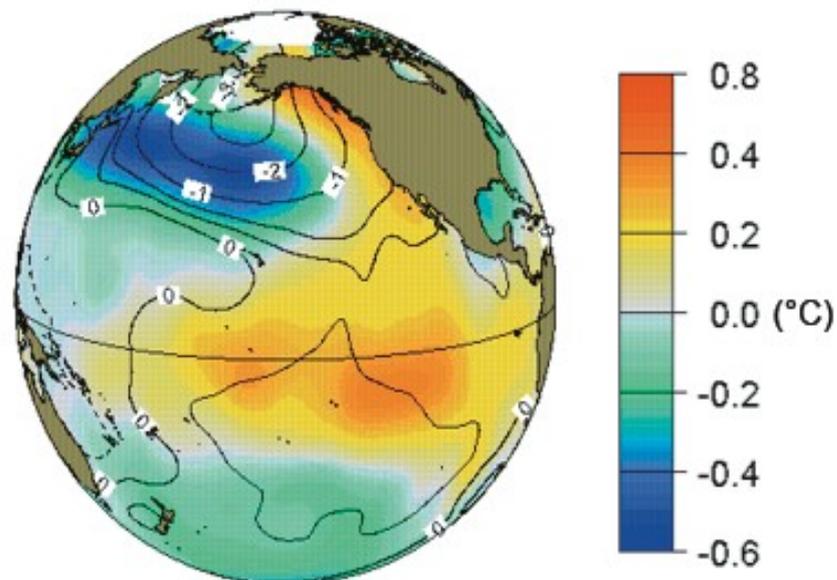
Ainda, a variabilidade climática ocorre em diferentes escalas de tempo, com seus respectivos impactos associados fazendo com que cada um tenha que ser estudado separadamente por causa da amplitude e dos efeitos que podem ser somados, fazendo com que o estudo da escala desejada tenha suas incertezas minimizadas. Assim, para execução do trabalho, é necessária uma revisão mais detalhada dos períodos importantes, partindo da frequência escala interanual até mesmo os fenômenos de escala orbital.

2.2 Variabilidade Decenal e Multidecanal.

No Pacífico, a sobreposição do modo interanual produz uma variabilidade de mais baixa frequência da TSM (GU; PHILANDER, 1997). Esse modo de variabilidade na ordem de decenal e multidecenal é chamado de Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), associada à TSM e PNM.

Destaca-se que o índice ODP proposto por Mantua *et al.* (1997) utiliza Funções Ortogonais Empíricas (FOE) sobre as anomalias de TSM do Pacífico Norte. Para valores positivos do índice, fase quente, a porção do Pacífico Central e leste apresentam TSM anormalmente quente, assim como o Pacífico Norte exibe anomalias negativas, configuração aproximadamente inversa para fase fria.

Figura 1: Anomalia de TSM na fase positiva da ODP.



Fonte: Mantua *et al.* (1997)

Segundo Minobe (1997) Mantua *et al.* (1997), Minobe (1999) e Chao *et al.* (2000), a fase fria da ODP esteve ativa nos intervalos de 1890-1924 e de 1947-1976; já a fase quente, nos períodos de 1925-1946 e 1977, até meados do início dos

anos 2000. Para Minobe (2000), a flutuação da ODP está em dois modos; nas ordens de 15-25 anos e entre 50-70 anos.

Quando a ODP se encontra na fase quente, as anomalias de precipitação sobre a América do Sul se tornam mais evidentes, momento em que o evento de El Niño se caracteriza (ANDREOLI; KAYANO, 2005).

Andreoli e Kayano (2004) apresentam resultados sobre o Atlântico tropical, mostrando que muito da variância da anomalia de TSM, que se encontra na escala decenal, é associada à oscilação decenal da anomalia de TSM do ATN ou ATS, porém não podem ser explicadas simultaneamente. As autoras sugerem, ainda, que esse modo se deve à propagação meridional das anomalias de TSM ou a sua redução. Enfield *et al.* (1999) mostraram que o dipolo de TSM ocorre entre 12 a 15% do tempo e o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM apresenta uma frequência de aproximadamente 50%.

Andreoli e Kayano (2004) propõem 4 (quatro) modos dominantes de variabilidade para o Atlântico: 1) Equatorial – com modo interanual; 2) o modo ATN – com variância decenal na ordem de 10 anos; 3) modo ATS – com variância na ordem de 13 anos; 4) modo do Dipolo de anomalias de TSM para a posição Sul/Norte da ZCIT na escala decenal. Em síntese, as autoras evidenciam que existe uma flutuação meridional das anomalias de TSM que é importante para o clima do Atlântico Tropical.

2.3 Mudanças Climáticas em Escala Orbital.

Destaca-se que a terra não ocupa uma posição constante em relação ao Sol. Uma hipótese é que a causa natural do final das glaciações ocorridas no passado tem levado à mudança nos parâmetros orbitais da Terra (CROLL, 1867a). Tal hipótese foi mais bem elaborada posteriormente por Milankovicht (1941) e mais recente por Berger (1977a, 1978, 1979, 1988) e uma teoria fundamentada para o estudo paleoclimático foi por Imbrie e Imbrie (1979).

Convém destacar que a Terra se move em uma trajetória levemente elíptica em torno do Sol, assim ocupa uma posição mais próxima (periélio) que no presente - em torno de 03 de janeiro, o que causa um acréscimo de 3,5% mais radiação solar em comparação com a média anual. Em contrapartida, quando está na posição mais afastada (afélio), cerca de cinco de julho, tem uma diminuição de 3,5% da radiação solar (BRADLEY, 1999).

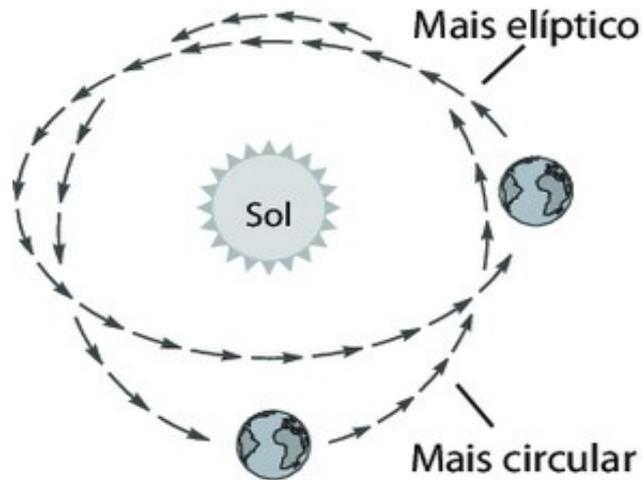
A teoria conhecida como ciclos de Milankovicht afirma que as variações da órbita terrestre levam a uma mudança na distribuição sazonal e geográfica da radiação solar (insolação) sobre a atmosfera superior.

2.3.1 Excentricidade (e)

A excentricidade é à medida que mostra o quanto a órbita da Terra se afasta da sua forma circular. Utilizando os dados de Tycho Brahe (1546-1601), Johannes Kepler (1571-1630) mostrou que a órbita dos planetas se desenvolvia ao redor do Sol e não eram circunferências perfeitas como se acreditava, mas elípticas, como pode ser visto na Figura 2.

A determinação da excentricidade (e) é obtida por meio das medidas dos parâmetros elípticos – o semieixo maior (a), o semieixo menor (b) e a distância para o foco da elipse (c) – e pode ser calculada de duas maneiras distintas como na equação 01.

Figura 2: Variações orbitais terrestres: Excentricidade orbital.



Fonte: modificado de Harper (2007).

$$e = \frac{c}{a}; \quad \sqrt{1 - \left(\frac{b}{a}\right)^2} \quad (1)$$

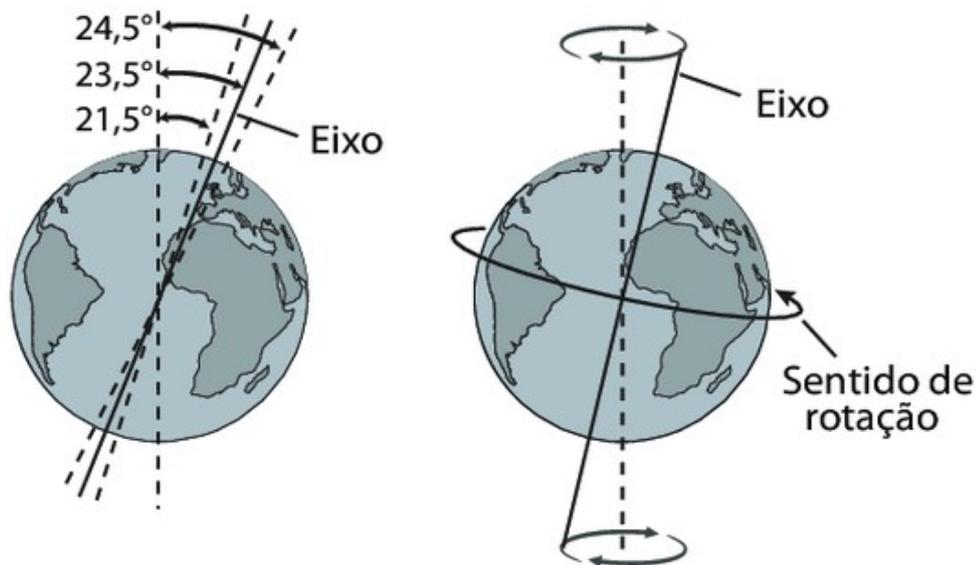
Quando o valor da excentricidade é igual à zero, temos uma órbita circular, em que o máximo de excentricidade experimentado seria $e = 0,05$. No presente, esse valor é, aproximadamente, tido como baixo sendo de $e = 0,0167$, (CRONIN, 2010).

Conin (2010) mostra que a mudança na excentricidade modifica pouco o total de insolação, comparado com outros parâmetros como obliquidade e precessão. Logo, a mudança introduzida pela variação da excentricidade é de aproximadamente poucos décimos de graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$), o que torna pouco significativo em comparação com o forçamento radioativo causado pelas concentrações de CO_2 atmosférico que, em uma deglaciação, contribui para o aquecimento em vários graus (CRONIN, 2010).

2.3.2 Obliquidade.

No presente, o eixo de inclinação da Terra apresenta inclinação próxima de $23,5^\circ$ em relação ao plano da eclíptica e encontra-se gradualmente declinado a uma taxa de $0,5''/\text{ano}$. Destaca-se que a inclinação da Terra vem variando ao longo do tempo, de valor entre $21,5^\circ$ a $24,5^\circ$ como indicado na Figura 3, com um ciclo completo de aproximadamente 41.000 anos.

Figura 3: Variações orbitais terrestres: Obliquidade.



Fonte: modificado de Harper (2007).

Com o aumento da obliquidade, os efeitos sazonais tendem a se amplificar em altas latitudes, pois, assim, as regiões polares passam a receber mais radiação em comparação com os trópicos. A variação líquida na radiação solar que atinge a parte superior da atmosfera em altas latitudes durante um ciclo de 41.000 anos é entorno de 17 W/m^2 (CRONIN, 2010).

2.3.3 *Precessão.*

A atração gravitacional do Sol e da Lua produz um torque que tende a consertar o eixo de rotação da Terra, o que não acontece, pois, o torque combinado com o momento angular de rotação da Terra faz com que o eixo de rotação precesse em torno da perpendicular à eclíptica. Ressalta-se que tal movimento de giro retrogrado de Leste para Oeste leva cerca de 26.000 anos para completar cerca de 50" por ano. Assim, a cada ano, ocorre a mudança de ponto da Terra que passa pelos equinócios e solstícios; variação que recebeu o nome de "precessão dos equinócios".

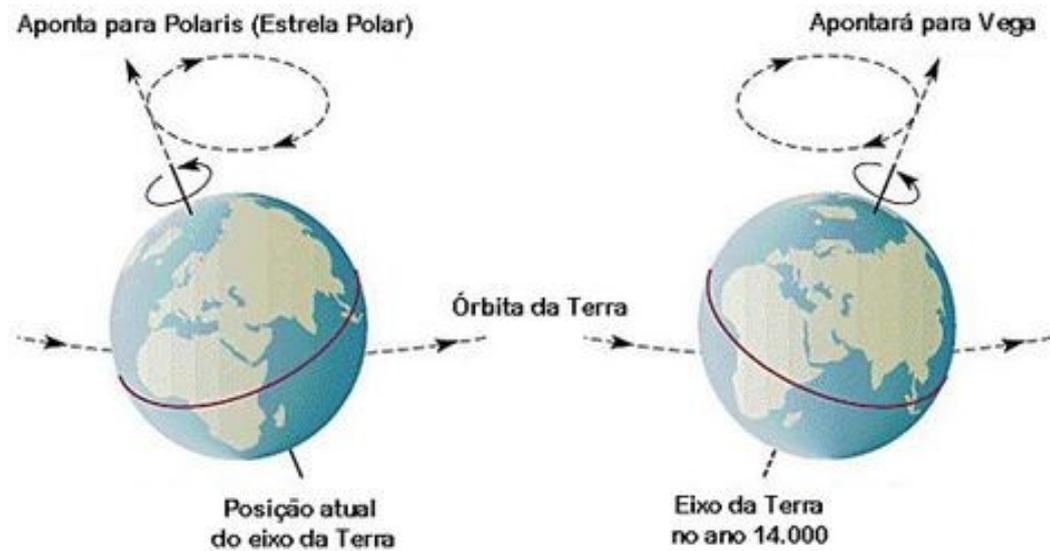
Quanto ao equinócio vernal, trata-se do ponto em que a Terra, em sua trajetória aparente, passa de sul para norte, podendo ser utilizado para definir a longitude do periélio; posição mais próxima do Sol que a Terra ocupa em sua órbita ao decorrer do ano. A longitude do periélio (ϖ) determina a posição angular do periélio com o referencial do equinócio vernal e é utilizada para determinar a distância da Terra ao Sol em qualquer época do ano. Entretanto, Loutre (2009) mostra que o parâmetro precessão mais utilizado é ($\sin(\varpi)$).

Conforme Badley (1999), os efeitos da precessão dos equinócios são fortemente modulados pela excentricidade. Assim, na excentricidade máxima, a diferença na radiação pode chegar a 30%.

Para cada estação, o impacto da mudança da precessão dos equinócios é maior perto do equador na mudança da insolação $\pm 10\%$. No solstício de verão, a mudança é de 8% em torno da média (40 W/m²), valor esse muito significativo, em comparação com 4 W/m² causados por uma possível duplicação na concentração CO₂ atmosférico (CRONIN, 2010).

Devido ao fato da eclíptica não ser fixa no tempo, o movimento giratório do periélio tem duração de 21.000 anos e resulta em uma combinação de vários períodos (BERGER, 1978; BERGER; LOUTRE, 1991), como indicado na Figura 4.

Figura 4: Precessão.



Fonte: modificado de Harper (2007).

2.4 Estudos Paleoclimáticos

Se o foco não está no passado e a finalidade do estudo das alterações climáticas em escala global é fornecer cenários seguros para a ação antropogênica no futuro, por que, então, estudar e compreender a mudanças ocorridas no passado? Na tentativa de responder a essa pergunta, utiliza-se o princípio do uniformitarismo proposto por James Hutton (Edimburgo, 1726 - 1797).

Considerado um expoente da geologia moderna, James Hutton (Edimburgo, 1726 - 1797) propõe: a) o princípio do atualismo geológico, em que os eventos acontecidos no passado são resultados das forças da natureza idênticas às que se observam atualmente; e b) o princípio do gradualismo, em que os acontecimentos geológicos são resultados de processos lentos e graduais (REPCHECK, 2003).

Pensadores como Charles Lyell (Kinnordy, 1797 - 1875) e Charles Darwin (Shrewsbury, 1809 - 1882) se utilizaram destas ideias para interpretar a história da evolução, seja dos planetas ou das espécies (ELIAS, 2018).

O intuito consiste em utilizar a mesma teoria e entender que o princípio do atualismo geológico precisa ser atualizado para os presentes estudos, pois o sistema climático agora apresenta uma nova força geológica: a ação antrópica segundo relatório. Destaca-se que o conhecimento do passado se constitui como um ponto importante para a compreensão dos eventos que ocorrem no presente e as possíveis alterações climáticas do futuro, entretanto o presente trabalho não se propõe a realizar projeções futuras.

Para realizar a reconstrução do clima, é necessário utilizar um conjunto muito maior de dados e de fontes plurais, já que esses dados paleoclimáticos têm geralmente a informação de variações de longo prazo forçadas por variações naturais.

2.5 Modelos Paleoclimáticos

O trabalho conjunto dos dados paleoclimático, *proxies*, nos fornecem maneiras de descrever o clima passado, aliado aos modelos numéricos que explicam e propõem hipóteses e é necessário para documentar e entender as variações ocorridas, assim como para ajudar a entender qual o papel da ação antropogênica na mudança do clima Terrestre (BARTLEIN, 2004).

Chamberllin (1897, 1899) utilizou um modelo conceitual para explicar as mudanças climáticas de longo prazo que apresentam um componente moderno dentro de seus *feedbacks*. A definição de modelo climático consiste na representação numérica ao se usarem métodos computacionais dos processos físicos envolvidos dentro do sistema climático, mesmo que os modelos conceituais ainda tenham um papel importante dentro da pesquisa paleoclimática.

A ideia é que os dados paleoclimáticos e os modelos numéricos desempenhem papéis complementares na interpretação do clima, fazendo com que toda vez que uma *proxie* seja analisada, quantitativa ou qualitativamente, um modelo numérico possa ser utilizado para sua interpretação. Tudo isso, porque os dados não têm capacidade de oferecer uma explicação inequívoca dos motivos pelos quais um

determinado estado climático sofreu uma mudança ou atingiu outro estado de equilíbrio e que, associado ao fato que as variações climáticas com registro geológico, têm múltiplas causas com respostas e *feedbacks* não lineares.

Os motivos que podem levar uma região à desertificação são os mais variados; desde mudanças dos regimes de circulação geral da atmosfera ou uso e ocupação do solo. Fazendo com que seja necessário desenvolver uma rede de informação, mapeamento multi-*proxies*, que possam ser corroboradas para atenuar o efeito que pode existir quando múltiplas respostas influenciam em um indicador paleoclimático, diminuindo a incerteza sobre a informação.

Desde que passem por um processo de validação, os modelos que têm como base os princípios físicos, possuem a capacidade de fornecer explicações e propor hipóteses dos mecanismos variações do clima passado. Além disso, mostram que têm capacidade de representar as componentes do sistema climático que estão diretamente ligadas as variações climáticas, como mudanças na distribuição de radiação (RANDALL, 2000).

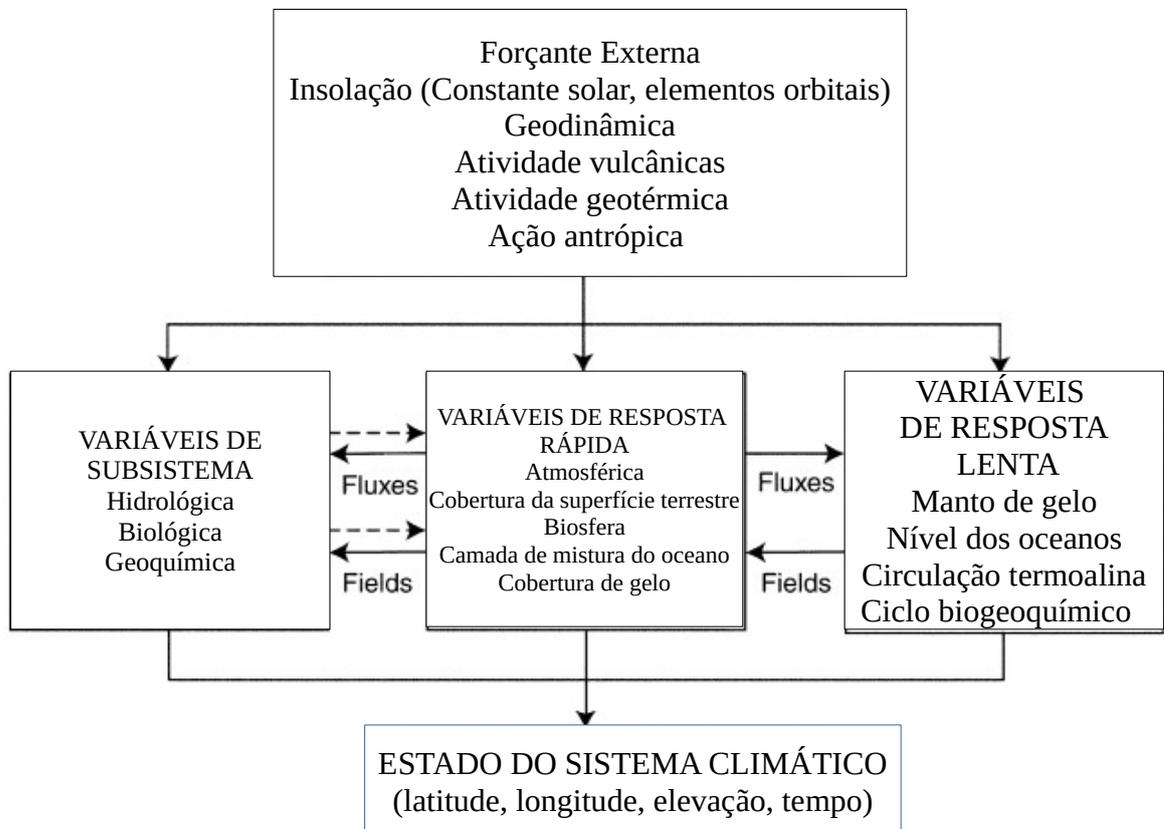
A interpretação e a disponibilidade dos dados paleoclimáticos, assim como as limitações presentes dos modelos em suas várias componentes (oceano, atmosfera, hidrosfera e criosfera) são uma barreira a ser transposta que vem sendo lapidada a cada ano (CROWLEY; NORTH, 1991).

Mesmo que a quantidade de componentes prioritárias do sistema climático não seja grande, o número de variáveis necessárias para descrevê-las é significativo. Para simplificar, Saltzman (2002) categorizou tais variáveis em três categorias: 1) aquelas que provocam uma forçante externa ao sistema, chamada como condição de contorno; 2) aquelas que descrevem uma variabilidade de baixa frequência, cujo indicador é a cobertura do manto de gelo; e 3) aquelas que descrevem variáveis internas que tem como características uma resposta mais rápida ao clima. Ainda temos, segundo Saltzman (2002), uma quarta categoria denominada de “variáveis de subsistema”, que descrevem o estado dos subsistemas modulados pelas evidencias paleoclimática.

A indicação de campos, ilustrada na Figura 5, denota que um conjunto de variáveis está correlacionado com outro por um padrão de circulação atmosférica.

Além da referência ao fluxo indicar o conjunto de variáveis que interfere no transporte de calor e massa. As linhas descontínuas representam a influência unidimensional que as variáveis de resposta rápida exercem sobre os subsistemas.

Figura 5: Relação entre as variáveis nas múltiplas escalas.



Fonte: (Saltzman, 2002) adaptada.

Podemos classificar as condições de contorno do clima como as variáveis que estão além da influência da resposta do clima da seguinte forma:

- Distribuição latitudinal e sazonal da radiação solar incidente, modulados pelas variações da atividade solar e dos elementos de configuração da órbita Terrestre;
- Configuração dos continentes e cobertura das bacias oceânicas, levando em consideração a topografia e profundidade e a localização;
- Concentração de gases de forçamento radioativo na atmosfera devido à atividade vulcânica;

- Fluxo de calor geotérmico, mesmo que exerça pouca influência em larga escala;
- Ação antropogênica, introduzindo gases de forçamento radioativo de forma artificial e modificação do uso e ocupação do sol.

As variáveis de resposta rápida estão ligadas a um acoplamento entre atmosfera, oceanos e continentes, tornando a análise e simulação da distribuição da temperatura, vento e umidade: características relevantes para atmosfera. Já para os continentes, temos a composição sazonal do manto de gelo, umidade do solo e escoamento superficial e cobertura vegetal.

Segundo Bradley (1999), os subsistemas apresentam muitas variáveis dentro dos processos ambientais para suas respostas dentro do clima, como a biosfera terrestre e marinha, sistemas hidrológicos superficiais, e elas podem ser utilizadas para reconstrução do clima. A definição de variáveis de subsistema é complexa. Temos como exemplo a vegetação que, ao modular a troca de energia e umidade, exerce um papel crucial no acoplamento instantâneo entre a camada limite da atmosfera e a superfície, fazendo com que tais taxas de transporte dependam do tipo de cobertura vegetal associada à região e com que a vegetação responda rápido às mudanças climáticas ao longo do tempo, na ordem interanual ou decadal (TINNER; LOTTER, 2001).

Os modelos numéricos aplicados ao clima têm três principais funcionalidades: 1) simular a evolução das componentes climáticas ao longo do tempo; 2) simular os padrões de grande escala do clima; e 3) simular detalhadamente um determinado componente ou processo.

A concordância entre resultado do modelo, dados observados e *proxies* é tida como satisfatória, mas quando isso não acontece não se entende como fracasso. Caso o cenário potencial não seja atingido, pode-se investigar o motivo de incompatibilidade, para melhorar a análise ou método.

Os motivos que fazem com que as simulações e os dados paleoclimáticos apresentem discordância podem ser a deficiência na interpretação dos dados e não adaptação do modelo climático às condições de contorno exigidas, mas o pior

resultado possível é termos um falso negativo, quando a análise equivocada dos dados é corroborada por um modelo inadequado levando a consolidação de uma ideia evolutiva do clima errônea.

2.6 Projeto de Intercomparação de Modelagem Paleoclima - Phase III

Com a fusão de interesses em comum, o *Cooperative Holocene Mapping Project* (COHMAP) junto com a comunidade de modelagem climática percebeu, em meados de 1980, que a utilização de modelos numéricos, uma vez associada à análise de dados paleoambientais para a compreensão dos mecanismos de mudanças do clima, que seria o melhor caminho para o desenvolvimento do estudo, fomentando sua interdisciplinaridade.

O principal foco do PMIP que se encontra na sua terceira fase é coordenar as atividades de modelagem paleoclimáticas e a avaliação dos modelos para compreender as mudanças climáticas, seus mecanismos e o complexo papel que os *feedbacks* climáticos exercem. Na sua primeira fase, PMIP1, o projeto teve com intuito compilar os *proxies* disponíveis e o desenvolvimento de um conjunto de dados para validação dos modelos. Neste momento, o projeto se concentrou nos modelos de circulação geral atmosféricos, pois os modelos acoplados oceano-atmosfera, assim como oceano-atmosfera-vegetação, ainda não estavam bem desenvolvidos, só tendo espaço na segunda fase PMIP2.

Em um trabalho em cooperação entre CMIP5/PMIP3, as simulações paleoclimáticas resultam na geração dos relatórios para o *Intergovernmental Panel on Climate Change*. Porém, o PMIP3 não se limita às simulações descritas dentro do CMIP5, realizando outros experimentos para outras escalas de tempo e analisando as simulações transitórias em intervalos de tempo para rápidas mudanças climáticas ocorridas no passado. O PMIP se caracteriza por ser uma comunidade aberta, com ampla difusão de seus dados (BRACONNOT *et al.* 2012).

Os principais experimentos no início do projeto eram o Último Máximo Glacial (UML, ~21000 anos atrás) e o Holoceno médio (HM, ~ 6000 anos atrás). Para

as fases seguintes, outras simulações para outros períodos foram realizadas, como o impacto nas alterações nas condições de contorno, cobertura do manto de gelo e parâmetros orbitais, por exemplo, assim como as respostas aos *feedbacks* e seus impactos, fazendo com que a comparação das diferentes respostas dos modelos forneça mais robustez na compreensão dos mecanismos que conduzem o clima para uma possível mudança.

Uma questão chave observada é que os modelos que têm uma capacidade de reproduzir o clima atual podem produzir respostas bem distintas para a cenarização do clima futuro, fazendo com que seja de suma importância avaliar e comparar tais modelos se os mesmo tem a capacidade de reproduzir o clima passado e assim diminuir a sua incerteza (BRACONNOT *et al.*, 2011).

2.7 Contribuição dos oceanos na variabilidade interanual da precipitação sobre o NEB

2.7.1 Oceano Pacífico

Devido à atuação dos ventos alísios, a porção tropical oeste do oceano Pacífico apresenta os maiores valores de TSM em comparação com a porção leste e central e tal fato está associado ao empilhamento das águas quentes no Pacífico Oeste. Provocando o aumento da profundidade da termoclina no lado oeste da bacia e, por consequência, uma diminuição da profundidade da termoclina na porção leste, resultando na ressurgência de águas frias na região.

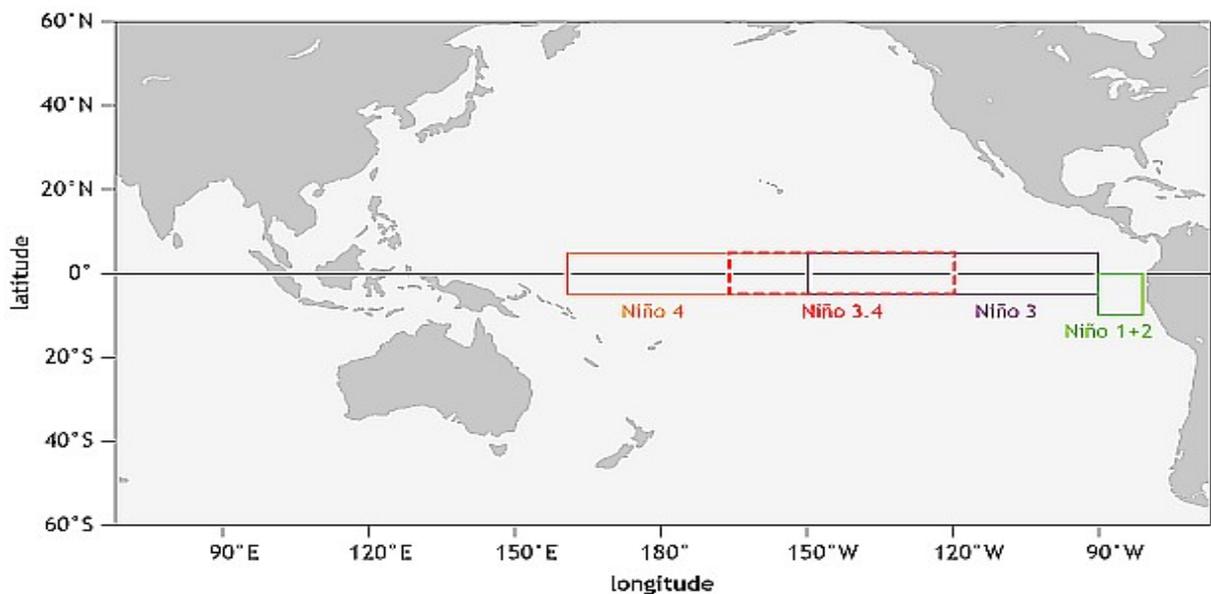
Logo, a porção oeste (leste) da bacia apresenta características de fonte (sumidouro) de calor, causando uma circulação com ascensão (subsistência) no Oeste (leste) e escoamento para leste (oeste) na alta (baixa) troposfera. A circulação é denominada célula de Walker (WALKER, 1924; BJERKNES, 1969), sendo a resposta atmosférica leste/oeste equatoriais para Pressão ao Nível do Mar (PNM) e

de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), integrantes da interação oceano atmosfera.

A variabilidade interanual se mostrará quando, em alguns anos, tais condições tidas como normais no Pacífico tropical sofrerem alterações no fenômeno de acoplamento oceano-atmosfera, El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (BJERKNES, 1969; RASMUS-SON; CARPENTER, 1982), o que apresenta uma série temporal não estocástica que pode variar entre 2 a 7 anos.

Na fase quente do ENOS, El Niño, exibe anomalias positivas de PNM na porção oeste, em contrapartida tais anomalias apresentam valores negativos na porção sudeste do Pacífico tropical, e simultaneamente temos um enfraquecimento dos ventos alísios, elevando anormalmente as temperaturas das porções leste e central do Pacífico (KOUSKY *et al.*, 1984; KAYANO *et al.*, 2005). Para a fase fria do ENOS, La Niña, temos aproximadamente uma inversão, pois a resposta ao clima não é linear, das características de PNM, TSM e vento exibidas na fase quente.

Figura 6: Localização das regiões de Niño para medir a temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico.



Fonte: NOAA

Uma maneira de determinar a intensidade e fase dos ENOS é utilizar o Índice Oscilação Sul (IOS), definido pela diferença normalizada entre a anomalia de PNM entre Darwin e Tahit. O IOS apresenta uma anticorrelação entre a fase do ENOS, ou seja, para um IOS positivo/negativo, temos o ENOS na fase negativa/positiva. Uma maneira de determinar a fase e intensidade do ENOS é utilizar o índice de TSM em regiões do Pacífico equatorial, Figura 6, definidas como a média de anomalia de TSM sobre a área limitada.

2.7.2 Oceano Atlântico

Sobre o oceano Atlântico, a variabilidade interanual segundo Carton *et al.* (1996) oscila entre os valores de 0,3 ° a 0,5 °C, sendo um forte modulador da precipitação na América do Sul, sobretudo a região do NEB. Segundo Carton e Huang (1994), existem modos de variabilidade no Atlântico tropical difíceis de serem identificados por não serem exclusivos dos trópicos, além da distribuição geométrica dos continentes subjacentes.

Zebiak (1993) mostrou a semelhança entre o modo de variabilidade entre os oceanos equatoriais Atlântico e Pacífico, um acoplamento oceano-atmosfera apresentando relação na variabilidade interanual, mesmo que só explique uma pequena parte da variância da Anomalia de TSM entre o Atlântico Tropical e os fenômenos de ENOS, de tal modo que apresenta variabilidade na ordem de 4 (quatro) anos.

Muitos trabalhos evidenciam que grande parte da variância explicada da anomalia de TSM no Atlântico tropical tem origem em uma estrutura antissimétrica, centrada no Atlântico Tropical Norte (ATN) e outro de sinal oposto no Atlântico Tropical Sul (ATS), formando o Dipolo Inter-hemisférico de anomalia de TSM (HASTENRATH, 1976; MOURA; SHUKLA, 1981). Outros trabalhos mostram que este dipolo não explica grande parte da variância total do Atlântico tropical (ENFIELD *et al.*, 1999; ENFIELD; MAYER, 1997).

Enfield *et al.* (1999) mostram que o Atlântico Norte e Atlântico Sul apresentam variabilidade independente. Já o trabalho Houghton e Tourre (1992)

revelou que o modo variabilidade de anomalia de TSM explica o fato de a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se posicionar mais ao Norte ou mais ao Sul: o posicionamento mais ao Sul é essencial para aumento da precipitação sobre o NEB.

2.8 Influências de teleconexões sobre o Nordeste Brasileiro

A variabilidade da precipitação sobre a América do Sul é influenciada por eventos de ENOS, que exercem impactos sobre a região do NEB. O El Niño pode causar secas devido a modificações na Célula de Walker e pela resposta no ATN às teleconexões do ENOS (GIANNINI *et al.*, 2000). Para a fase quente do ENOS, temos áreas de TSM apresentando anomalias positivas no Pacífico Tropical Oeste que se deslocam para leste, fazendo que a convecção mais a leste do Pacífico equatorial seja elevada. Isso faz com que o ramo ascendente da Célula de Walker exerça influência na porção central do Pacífico e descendente nas regiões da Amazônia, NEB e Atlântico Tropical, reduzindo a precipitação nestas regiões (KOUSKY *et al.*, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987).

Kane (2001) mostrou que, para os anos de 1871-1998, foram registrados cinquenta e dois (52) eventos de *El Niño*, os quais trinta e um (31) eventos foram associados com as secas no NEB. Logo, podem ocorrer secas no NEB, mesmo que não exista a ocorrência de *El Niño*, e secas em anos de *La Niña*.

Destaca-se que nos trabalhos de Giannini *et al.* (2004), Andreoli e Kayano (2007), foram documentados resultados sobre a precipitação do NEB e sua relação com os eventos de ENOS – que por sua vez tem relação com o Atlântico Tropical (com antecedência de seis meses). Casos em que a variabilidade de TSM do Atlântico Tropical e ENOS podem estar em antifase, fazendo com que o Atlântico tropical pode limitar ou até mesmo reverter os impactos possíveis do ENOS sobre a precipitação do NEB.

O dipolo de TSM exhibe valores positivos no Atlântico Tropical e está associado aos eventos de secas sobre o NEB (MOURA; SHUKLA, 1981). Moura e Shukla (1981) indicam uma circulação termodinâmica com ramo ascendente em

torno de 10°N do oceano Atlântico como uma região anormalmente aquecida e outro ramo descendente sobre NEB e oceanos subjacentes causando resfriamento anômalo. Os mesmos autores sugerem que a configuração de Dipolo de TSM positivo no Atlântico Tropical influencia a ZCTI deslocando para o norte, fazendo com que exista uma redução da precipitação disponível para o norte do NEB.

As secas no NEB também sofrem a influência do padrão de PNA de teleconexão associado ao ENOS devido à translação de trens de onda e fomentados pela divergência em altos níveis ocasionados pela intensa convecção no Pacífico central (HOREL; WALLACE, 1981; WALLACE; GUTZLER, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996). Na ocorrência de El Niño a PNA faz com que o Atlântico Norte apresente anomalias positivas de TSM, o que eventualmente causa uma assimetria inter-hemisférica de TSM. Tendo um gradiente meridional de anomalia de TSM do Atlântico, o vento é acelerado do hemisfério que apresenta anomalias negativas para o hemisfério de anomalia positivas.

Por conta da proporcionalidade entre a perda de calor do oceano por evaporação e o aumento da intensidade do vento, há um aquecimento ainda maior da atmosfera no hemisfério de anomalias positivas de TSM (CHANG *et al.*, 1997). Entretanto, segundo (DOMMENGET; LATIF, 2000) essa retroalimentação é fraca.

A Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) é o modo dominante de variabilidade no Atlântico Norte (KERR, 2000; ENFIELD *et al.*, 2001), com centros de anomalias 15°N e 55°N. Enfield *et al.* (2001) sugeriram um índice para quantificar a fase e a intensidade desta oscilação, tomando a média móvel de 10 anos da série de anomalias mensais de TSM do Atlântico Norte, depois de remover a tendência linear. Os resultados sugerem uma oscilação com um período de 65-80 anos, colocando a fase fria entre os anos de 1905-1925 e 1970-1990.

Knith *et al.* (2005), utilizando a consideração de Delworth e Mann (2000) de que a OMA está relacionada com a circulação termohalina, apresentaram simulações baseadas em 1400 anos de modelo climático, sugerindo assim que a OMA apresenta uma variabilidade interna quase que periódica.

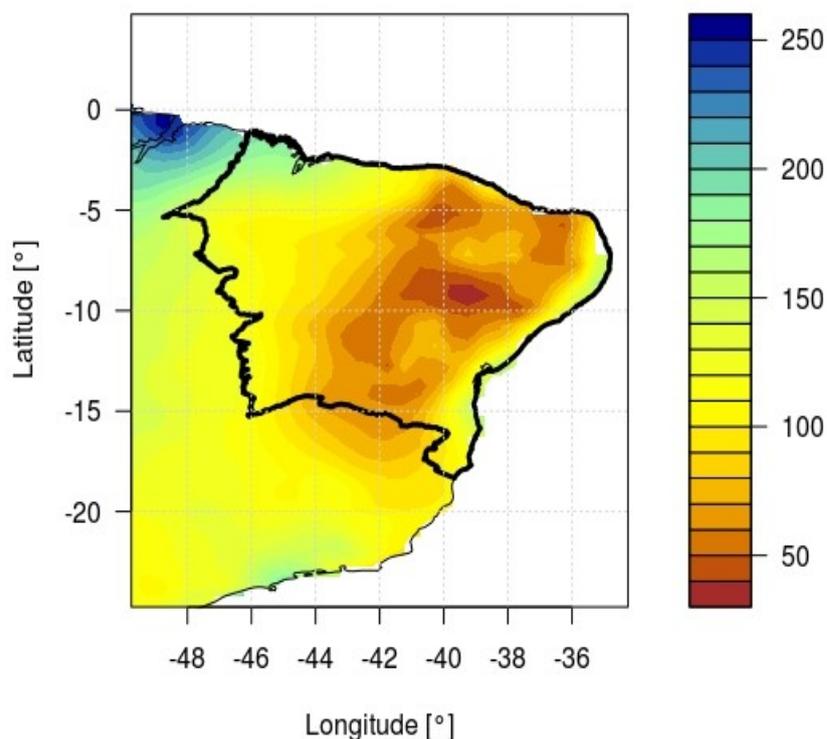
Os fatores que levam a OMA apresentarem variabilidade ainda são discutidos principalmente em causa e efeito. Delworth *et al.*, (1993) e Weaver *et al.*

(1993) sugerem que a variabilidade é causada por modificações da convecção oceânica profunda decorrentes da alteração da salinidade e temperatura do norte do Atlântico Norte. Timmermann *et al.* (1998) associam a OMA a um modo de variabilidade no sistema acoplado oceano-atmosfera. Mann e Emanuel (2006) colocam esse evento como uma ação das alterações climáticas antropogênicas.

2.9 Clima do Nordeste Brasileiro

Mesmo que esteja localizado na região tropical, o NEB apresenta três tipos de climas: 1) o clima litorâneo (que se estende do litoral da Bahia ao do Rio Grande do Norte) com vegetação atlântica; 2) o clima tropical (Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí); e 3) o clima tropical semiárido (em todo o sertão nordestino). A vegetação também é bem diversificada com mata Atlântica tropical, mata dos cocais, manguezais, caatinga, cerrado e restingas (CAVALCANTE *et al.*, 2009).

Figura 7: Precipitação média acumulada anual Nordeste Brasileiro.



Fonte: Autor.

O seu clima é influenciado pelos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Atlântico Norte (ASAN), e o cavado equatorial. A ZCIT está no eixo do cavado equatorial e sua posição e intensidade são sensivelmente modificadas pela intensidade e posição do ASAS e ASAN, seguindo regiões onde a temperatura da superfície do mar (TSM), no oceano Atlântico, é mais alta.

Hastenrath (1991) menciona que o sistema meteorológico mais importante nos máximos pluviômetros no NEB é a ZCIT, quando esta ocupa posições mais ao sul no primeiro semestre do ano. Outros mecanismos importantes são as brisas marítimas e as linhas de instabilidades (SILVA DIAS, 1987).

Para o litoral leste do NEB, temos as frentes frias (KOUSKY, 1979), ondas de leste (SOUZA FILHO, 2003) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) (GAN; KOUSKY, 1986). A alta da Bolívia e o cavado do NEB beneficiam a formação de um VCANs (KOUSKY; GAN, 1981).

Na escala interanual, os fenômenos de El Niño-Oscilação Sul (ENSO) têm uma grande influência na precipitação do NEB. Essa oscilação é causada pelo acoplamento oceano atmosfera, produzindo alteração na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), na pressão atmosférica, no vento e na convecção tropical, com ênfase no Oceano Pacífico. Em um episódio de El Niño (EN), a porção central leste da bacia do Oceano Pacífico apresenta anomalias positivas de TSM, favorecendo a convecção da atmosfera nessa região. Estas anomalias positivas aumentam o fluxo de calor e umidade, diminuindo a pressão na superfície e aumentando a convergência de baixos níveis. Em contrapartida, a porção do Pacífico Oeste tende a se esfriar, diminuindo junto à convecção e à precipitação nessa região.

A variabilidade da precipitação no NEB está também associada às anomalias de TSM no oceano Atlântico. Sendo assim, as anomalias de TSM no oceano Atlântico Norte (ATN) e no oceano Atlântico Sul (ATS) são um forte condicionante para a precipitação, pois atuam sobre a posição da ZCIT, o maior forçante de grande escala para a precipitação no NEB.

Observa-se, ainda, que quando as anomalias de TSM no Pacífico Leste e no ATN têm o mesmo sinal, os fenômenos de EN apresentam sua máxima influência sobre o NEB. Quando são positivos, causam grande decréscimo de precipitação

nessa região; se as anomalias mostram valores negativos, favorecem a precipitação. Para o clima do Nordeste Brasileiro, uma revisão bibliográfica completa consta no apêndice.

2.9.1 Secas no Nordeste Brasileiro

A seca para os Estados do Nordeste, Tabela 01, vai além de um fenômeno físico; pois a amplitude de seus impactos transcende as barreiras climatológicas e se coloca com um agente forçante de mudanças socioeconômicas capazes de modificar o curso da história de forma abrupta. Assim, existem eventos de êxodos significativos da população das áreas mais afetadas em busca de novas regiões mais amenas ou na sua maioria à procura dos grandes centros urbanos.

Na Figura 8, observa-se que as regiões geográficas do Nordeste Brasileiro (NEB) que denotam a pluralidade da região, assim como todos os estados que fazem parte. Na Tabela 1, temos os registros históricos das secas no Nordeste semiárido brasileiro. Notam-se os anos em que as secas apresentam seus impactos sociais mais significativos, ao ponto de serem documentadas em registros históricos, documentos públicos, artigos de jornais e outras formas documentais indiretas. Como exemplo, no início do século XVII, os relatos nas cartas do Padre Antônio Vieira relatando os impactos das secas, a severidade desses eventos e a difícil adaptação ao novo clima.

Na literatura, temos como exemplo o livro *O Quinze* da escritora cearense Raquel de Queiroz, que retrata o cenário da seca de 1915, desnudando a severidade da seca sobre a população mais pobre e denunciando o descaso do poder público diante dessa situação.

Figura 8: Localização dos estados no Nordeste Brasileiro.



Fonte: IBGE.

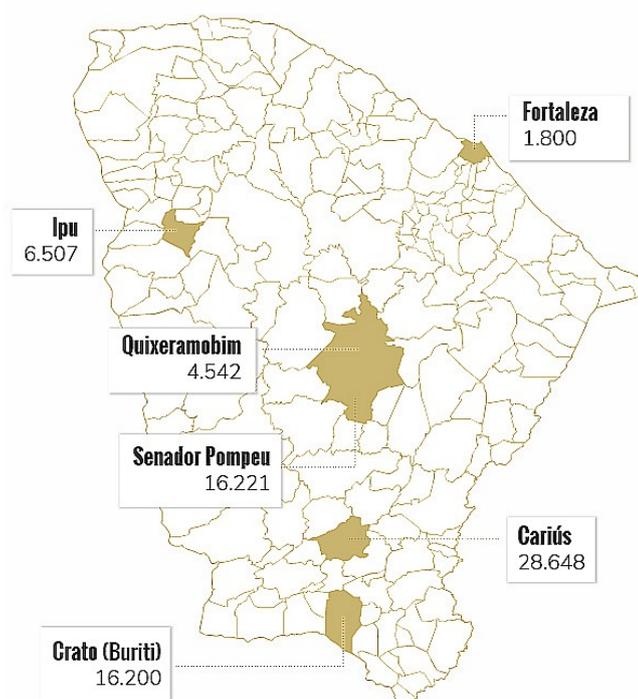
Tabela 2.1: Ocorrência das secas no Nordeste semiárido brasileiro

Década	Século XXII	Século XVIII	Século XIX	Século XX	Século XXI
00	1603, 1606	1707	1804, 1808/09	1900, 1903	2001, 2007/08
10	1614	1710/11	1814	1915, 1919	2012/18
20	-	1721/1727	1824/25	-	
30	-	1730, 1736/37	1829/30, 1833, 1835/1837	1932	
40	1645	1744/1747	1844/45	1942	
50	1652	1751, 1754	-	1951/53, 1958	
60	-	1760, 1766	-	1966	
70	-	1771/72, 1777/78	1870, 1876/78	1970	
80	-	1783/84	1888/89	1979/84	
90	1692	1791/92	1891, 1898	1993, 1997	

Fonte: Souza Filho, 2003, modificado

Destaca-se outro exemplo histórico contundente na obra *Isolamento e poder: Fortaleza e os campos de concentração na Seca de 1932*, da autora Kênia Rios, pois relata detalhadamente o contexto socioeconômico e todos os mecanismos utilizados pela elite dominante da época para manter a capital, Fortaleza, longe da miséria e dos problemas estruturais e sanitários causados pela migração em massa da população do interior do Estado do Ceará forçada pela grande seca de 1932.

Figura 9: Localização dos campos de concentração e número de prisioneiros.



Fonte: <http://plus.diariodonordeste.com.br/campos-de-concentracao-no-ceara/>

Como vistos na Figura 8, foram construídos - no total de 7 (sete), verdadeiros campos de concentração, aos arredores da capital e em cidades do interior para o aprisionamento dos flagelados. Da mesma forma que a implementação de frentes de trabalho que, hoje, poderiam ser enquadradas como análogas à escravidão e com uma política de migração forçada para outros Estados objetivando de diminuir a pressão populacional. Para termos um comparativo, o primeiro campo de concentração nazista oficial data de 20 de março de 1933.

Por dependerem, principalmente, da agricultura de subsistência para prover alimento para sua família e comunidade local, os eventos de seca severa atingem principalmente as populações mais pobres. Assim, temos que olhar para esses eventos de seca intensa e prolongada não somente como um fenômeno puramente climático, mas como um evento que requer uma ação de política pública, mitigação e redução de danos possíveis.

É nesse sentido que a melhora nas políticas públicas de combate à seca está diretamente ligada a uma compreensão mais clara da ocorrência de tais fenômenos, intensidade e frequência. Portanto, entender a variabilidade natural do clima, assim como os impactos da ação antropogênica, constitui-se como elemento essencial para que suas projeções tenham um menor grau de incerteza.

2.10 Análise e Previsão de Séries Temporais

Podemos definir uma série temporal como um conjunto de dados instrumental ou simulado ordenados de acordo com o parâmetro de tempo sequencial (SOUZA; CAMARGO, 2004).

Uma série temporal também precisa que os dados tenham uma dependência serial entre os seus passos de tempo, assim para uma variável aleatória Z em um determinado instante de tempo t , com t variando de 1 até n , ter a capacidade de expressar informações para o valor dessa variável em um instante $t+1$, onde n é o número de passos de tempo observados na série temporal.

Em termos práticos, uma série temporal pode ser definida como discreta quando seus dados têm uma frequência específica, geralmente equidistante, definindo o conjunto $T = \{t_1, t_2, t_3, \dots, t_n\}$ e será denotada por $\{Z_t : t \in T\}$. Para séries climatológicas, temos as frequências mais comuns em diário, mensal, anual, etc.

Podemos ter uma série temporal contínua quando as observações são definidas no conjunto $T = \{t : t_1 < t < t_2\}$ e denotada por $\{Z(t) : t \in T\}$. Já uma série temporal multivariada existe quando k variáveis são registradas a cada tempo (no

discreto, por exemplo) e quando se tem $\{Z_{1t}, \dots, Z_{kt}, t \in T\}$. Fazendo com que várias séries correlacionadas tenham que ser analisadas conjuntamente, para que cada passo de tempo tenha um vetor de observação.

Podemos representar as séries temporais com as componentes não observáveis dentro da combinação de três componentes, $Z_t = sazonalidade_t + tendencia_t + \varepsilon_t$. Tendência, Sazonalidade e erro (MENDENHALL, 1993).

2.10.1 Tendência.

Temos na componente de tendência uma mudança gradual de longo prazo, provocada em sua maioria por uma taxa de crescimento/decrescimento linear ou exponencial. Para determinar a tendência, podemos ajustar uma função (polinomial ou exponencial), suavizando os valores da série ao redor de um ponto, estimando a tendência desta região (MORETTI, 2006). Uma vez identificada, podemos removê-la para cada passo de tempo para obter uma série temporal capaz de separar a tendência de crescimento de longo prazo e possíveis variações sazonais de fenômenos cíclicos.

Um procedimento muito simples para identificar e eliminar a tendência é realizar as diferenças consecutivas para determinar se a série tem o mesmo valor a tornando uma série estacionária.

2.10.2 Sazonalidade

Empiricamente consideramos como fenômenos sazonais, os eventos periódicos que ocorrem de ano para ano, como, por exemplo, verões chuvosos e invernos secos. Ao analisar uma série de precipitação mensal para o NEB, esse

padrão se apresentará, mostrando uma semelhança a cada 12 meses. Podemos observar que existem relações em séries temporais com sazonalidade.

Ao analisar a série temporal, encontraremos informações entre os dados de sua vizinhança, assim como relação com o dado ocorrido no ciclo anterior, o que muito provavelmente terá informações com o dado do próximo ciclo, ou seja, ao analisar os valores precipitação acumulada para o mês de janeiro de uma cidade, tal valor mostra uma correção com os janeiros dos anos anteriores servindo como referência para o janeiro do próximo ano.

2.10.3 Estacionariedade

Séries temporais têm características estacionárias quando seu desenvolvimento no tempo gira em torno de uma média constante, mostrando um equilíbrio estável, de modo que a escolha da origem do tempo se torna irrelevante (MORETTIN, 2006).

De acordo com Moretin (2006), temos que determinar suposições para analisar determinadas classes nos processos estocásticos. Se a série é estacionária ou não, com dependência a origem dos tempos, se os processos são normalizados de acordo com funções de densidade de probabilidade que caracterizam.

O autor também define duas formas de estacionariedade: fraca (segunda ordem) - se a média para o domínio de tempo é constante e covariância é função da diferença sucessiva dos passos de tempo; e o forte (estrita) - que apresenta um comportamento evolucionário.

2.10.4 Change-point

Change-ponit - em tradução livre “ponto de mudança” - é um ponto no tempo em que os parâmetros da distribuição da série temporal ou os parâmetros do modelo que estão sendo utilizados sofrem uma alteração repentina (BEAULIEU *et al.*, 2012). Identificar alguma mudança na série, podemos utilizar a análise de *change-point* para a variável aleatória, assim como estimar o número de mudanças

ocorridas e sua posição (CHEN; GUPTA, 2012) e nesse âmbito, os estudos são recentes.

Page (1954) estudou um método de somas acumulativas, focado nas mudanças das médias, despertando a curiosidade sobre o assunto e seu desenvolvimento para outras técnicas com utilização métodos computacionais, com ampla aplicação nas ciências do clima.

Um entrave para detecção e análise de *change-point* está associado aos seus diferentes níveis de alteração do comportamento da série temporal que podem ocorrer na média, na variância, em ambas ao mesmo tempo, em mudanças e em modelos de regressão linear. Podemos encontrar essa descrição para os diferentes tipos de *change-points* em Chen e Gupta (2012) e Bealeulieu *et al.* (2012).

2.10.5 Fourier

A análise de Fourier é utilizada para decompor a série temporal em componentes oscilatórias e no domínio da frequência, representando a função com séries infinitas de senos e cossenos. Ressalta-se que sua aplicação nas ciências climáticas ocorre no processamento de sinais, estatística e probabilidade.

Evans (1998) coloca as funções exponenciais como autofunções de diferenciação, representando a transformada em equações diferenciais lineares com coeficientes constantes em equações algébricas. Portanto, temos um sistema linear invariante no tempo que pode ser analisado em cada frequência de forma independente.

Com o uso computacional mais avançado, podemos utilizar a Transforma Rápida de Fourier (TRF), uma aplicação para séries discretas (CONTE; DE BOOR, 1980).

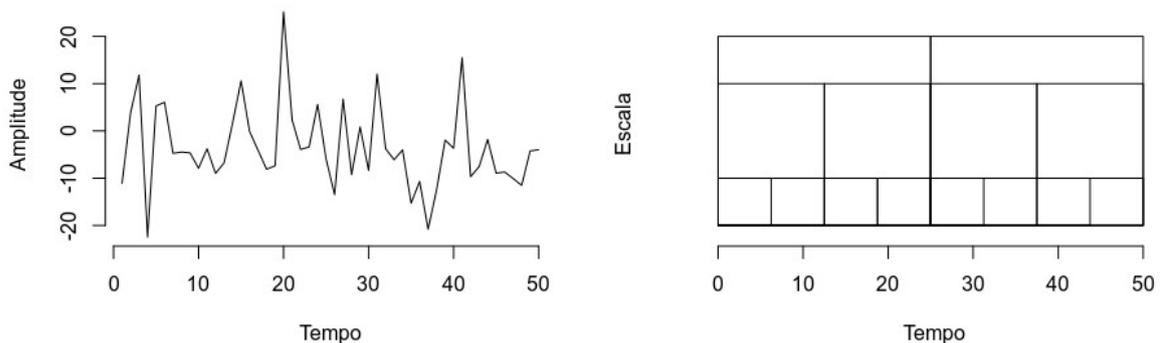
2.10.6 Ondeletas

A primeira menção ao estudo das *ondeletas* consta no apêndice da tese (HAAR, 1909), permanecendo no anonimato por muitas décadas, até ser redescoberta por Paul Levy, que a utilizou para investigar o movimento Browniano.

Ao longo do tempo, novas bases ortogonais de *ondeletas* foram surgindo e ampliando suas aplicações. Temos como exemplo Meyer (1989) construindo a primeira *ondeletas* não trivial, continuamente diferenciável. Uma análise de multirresolução vista como uma forma de algoritmo de pirâmide que é utilizada para o cálculo da transformada de ondeletas (MALLAT, 1989).

A transformada de *ondeletas* tem por vantagem apresentar características que podem variar tanto no tempo como na frequência (escala), representação gráfica na Figura 10.

Figura 10: Relação entre tempo e escala para transformada de ondeleta



Fonte: Autor.

Ainda, a transformada de *ondeletas* permite decompor o sinal em um conjunto de bases de funções, com uma gama de níveis de resolução (escala) e tempo de localização, para os coeficientes desses níveis apropriados.

Segundo Graps (1995), as *ondeletas* são ondas de curta duração com energia concentrada em um determinado espaço de tempo, que detêm certas propriedades matemáticas definidas dentro de um espaço funcional integrável.

2.11 Índice de seca

O índice de seca consiste em uma variável utilizada para avaliar as condições das secas, em sua intensidade, duração e severidade. Logo, se o índice for feito para uma região, podemos ter a extensão espacial da seca. Muitas vezes, o índice é calculado a partir de variáveis meteorológicas, hidrológica ou uma combinação das duas, assim é possível entender a dimensão e complexidade do nível que a seca se encontra, fazendo com que essa informação possa ser utilizada para as tomadas de decisão (BARRA *et al.*, 2002; STEINEMANN, 2003).

Kayantash e Dracup (2002) evidenciam que, para determinar uma seca meteorológica, o *Standardized Precipitation Index* (SPI) apresenta um bom desempenho. O SPI foi elaborado por McKee *et al.* (1993, 1995), baseados na distribuição de probabilidade da precipitação podendo ser calculado para múltiplas escalas de tempo. Como se trata de um índice normalizado, admite de forma adequada realizar comparações entre diferentes regiões e até mesmo climas.

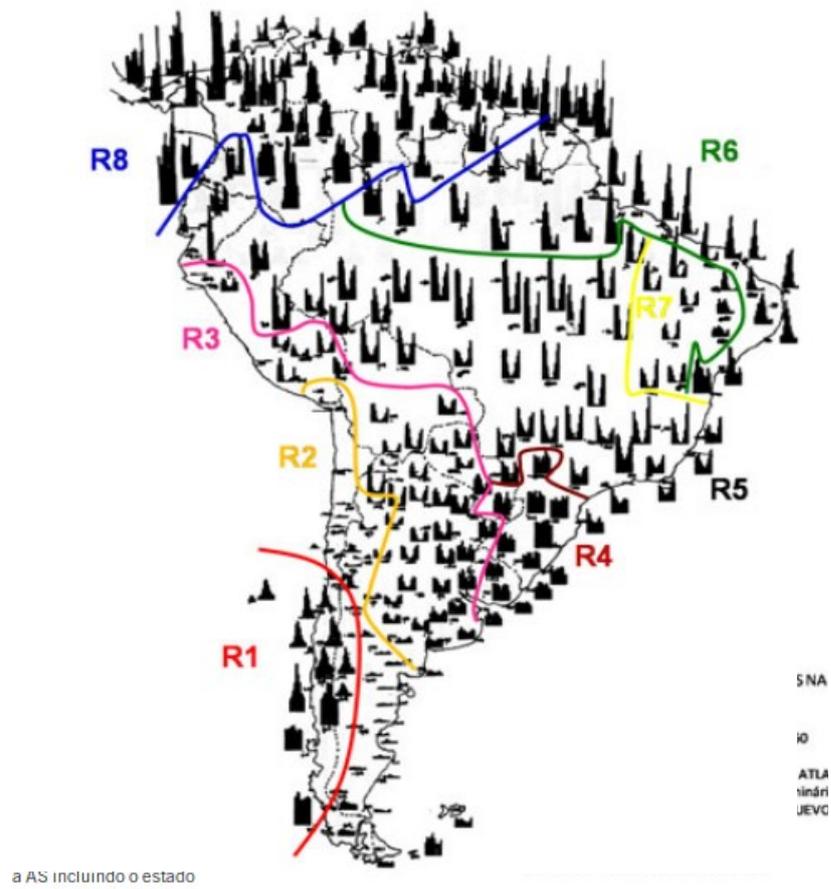
Muitos trabalhos evidenciam a importância do índice de seca para denotar as possíveis transições do grau de intensidade das secas, utilizando técnicas adequadas como a cadeia de Markov homogênea ou não-homogênea, assim como modelos log-lineares (LOHANI; LOGANATHAN, 1997; STEINEMANN, 2003; PAULO *et al.*, 2005; MOREIRA *et al.*, 2006; PAULO e PEREIRA, 2007; PIRES; SOUZA, 2010).

3 ÁREA DE APLICAÇÃO DO ESTUDO

3.1 América do Sul

A América do Sul (AS) é um subcontinente pertence ao continente Americano, que ainda é formado pelo América Central e América do Norte. Os limites da América do Sul são definidos a leste com o oceano Atlântico, a oeste pelo oceano Pacífico e a norte pelo mar do Caribe. A AS possui várias formas de relevo, como a cordilheira dos Andes, diversos planaltos e planícies e uma cobertura vegetal bem diversificada.

Figura 11: Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. R1 corresponde ao sudoeste da AS; R2 ao norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina; R3 ao oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai; R4 ao sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai; R5 ao noroeste a sudeste do Brasil; R6 ao norte da região norte do Brasil e litoral do nordeste; R7 ao sertão nordestino do Brasil e R8 ao norte da AS incluindo o estado de Roraima.



Fonte: Reboita et al. (2010a)

Com base em análises visuais da similaridade do ciclo anual da precipitação, Rebiota *et al.* (2012) classifica a precipitação da AS em 8 (oito) regiões, mostrando os principais fatores que contribuem para os diferentes regimes de precipitação presentes na AS. De tal modo, a autora dividiu em: Sudoeste da América do Sul (R1), Norte do Chile, Noroeste e Centro-Sul da Argentina (R2), Oeste do Peru ao Leste da Argentina (R3), Sul do Brasil, Sul do Paraguai e Uruguai (R4), Noroeste a Sudeste do Brasil incluindo ainda o Equador e norte do Peru (R5), Norte da região Norte do Brasil e litoral do Nordeste do Brasil (R6), Sertão Brasileiro (R7) e Norte da América do Sul (R8).

3.2 Nordeste Brasileiro

O Nordeste Brasileiro é formado por 9 (nove) Estados (Alagoas, Bahia, Maranhão, Paraíba, Piauí, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Sergipe), fazendo do NEB a região com o maior número de Estados da Federação. Devido à diversidade geomorfológica, a região é dividida em 4 (quatro) sub-regiões: (1) Meio-Norte, (2) Sertão, (3) Agreste e (4) Zona da Mata.

Dentro da classificação de Rebiota *et al.* (2012), o NEB está nas regiões, R5, pois apresenta um verão chuvoso associado ao posicionamento mais ao sul da ZCIT e um intensificação dos ventos alísios de nordeste (DRUMOND *et al.*, 2008; DURÁN-QUESADA *et al.*, 2009).

3.3 Regiões oceânicas

As descrições das regiões oceânicas utilizadas no trabalho apresentam teleconexão climática com a América do Sul e Nordeste Brasileiro.

3.3.1 NINO3.4

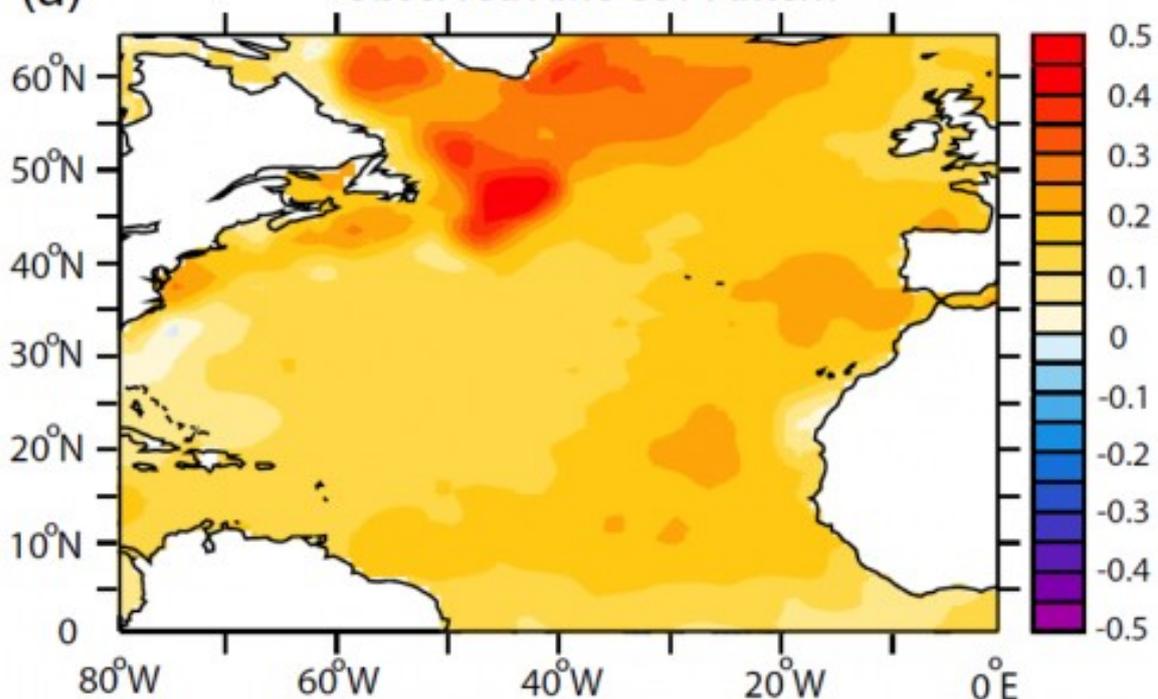
O Pacífico Tropical é uma região de interesse para nossas análises, pois existem muitos índices que monitoram essa porção do oceano. Em grande parte, baseados em anomalias de TSM calculadas em relação a um período de base de 30

anos em uma determinada região específica. O índice Niño 3.4, Figura 6, é calculado na região 5°N a 5°S, de 170°W a 120°W. Tal porção do oceano tem grande variabilidade nas escalas de tempo do El Niño e a identificação de evento de El Niño ou La Niña é feita com a média de 5 meses do índice NINO3.4 ultrapassando de 0.4 °C para El Niño ou -0.4 °C para a La Niña por seis meses consecutivos.

3.3.2 Oscilação Multidecadal do Atlântico

A Oscilação Multidecadal do Atlântico é baseada na média da anomalia de TSM entre o oceano Atlântico Norte e o equador do oceano Atlântico, entre 0°N a 60°N, 75°W a 7,5°W. Trenberth e Shea (2006) recomendam que se faça uma correção na série, subtraindo as séries temporais de anomalias de TSM da média global das séries, Figura 12.

Figura 12: Região do Atlântico Norte utilizada para o índice OMA observado, usando o conjunto de dados HadISST para o período 1870-2015.



Fonte:(Rayner et al. 2013)

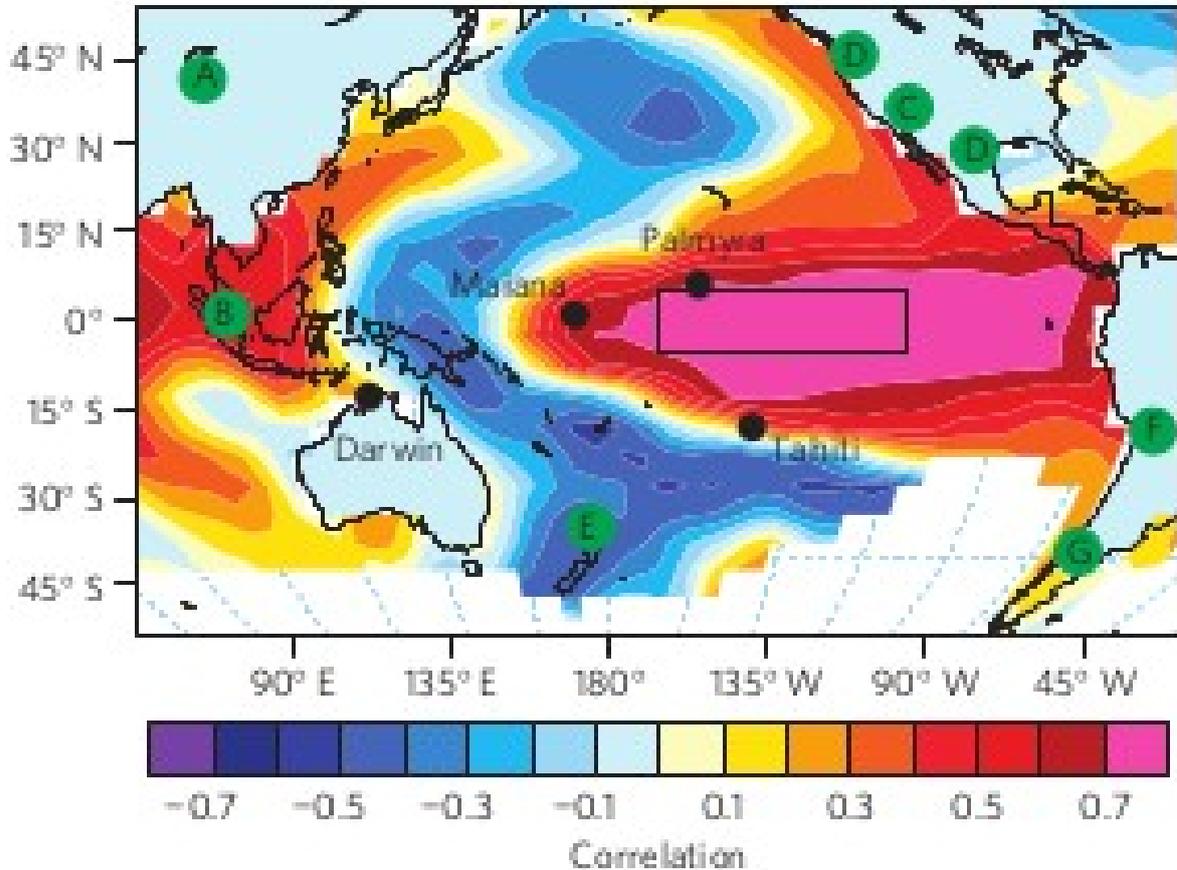
3.4 Proxies

As proxies paleoclimáticas são impressões criadas durante o clima passado, utilizadas por cientistas para interpretar o paleoclima. Podemos citar os núcleos de gelo, os anéis de árvore e os núcleos de sedimentos (diatomáceas, microbiota, pólen e carvão). Assim, podemos reconstruir o clima passado usando uma combinação de diferentes tipos de registros de *proxies*. Isso faz que esse banco de dados possa ser usado para interligar as observações do clima atual e alimentar modelos computacionais para inferir o clima passado.

Li *et al.* (2011) utilizam anéis de árvore para reconstruir a variabilidade dos ENOS em escala anual para os últimos 1.100 anos (900 a 2002 anos DC). Os autores mostram que os registros estão de acordo com os ENOS, indicando que o ciclo do evento é de 50 a 90 anos intimamente ligado ao estado médio do Pacífico tropical. Nos resultados, iremos nos referir a essa fonte como Li2011, para facilitar a identificação.

Li *et al.* (2013) evidenciam que os registros disponíveis para os últimos 150 anos não são suficientes longos para capturar o comportamento variabilidade dos ENOS, Figura 13, mostra posição dos dados.

Figura 13: Campo de correlação espacial dos anéis de árvores com TSM de NDJ durante 1871-1992. As letras sombreadas denotam áreas onde os anéis de árvores são sensíveis ao ENSO.



Fonte: Li et al. (2013)

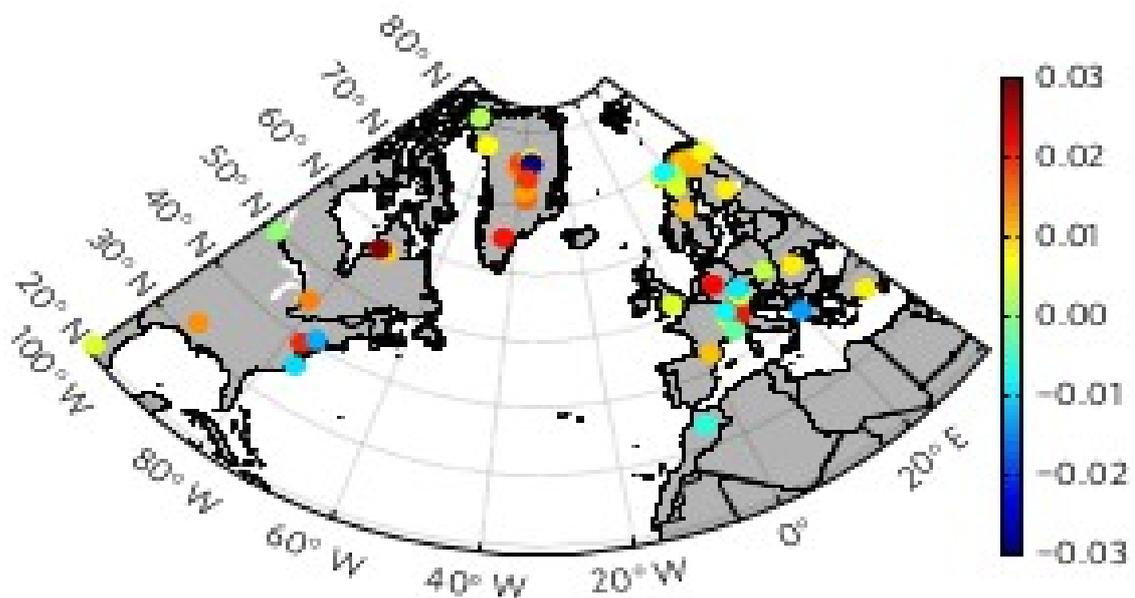
Os autores desenvolveram uma reconstrução do ENOS com análise de componentes principais testados com procedimento de regressão; os registros de anéis de árvore foram extraídos para tal construção de um modelo de regressão linear calibrado para Novembro, Dezembro e Janeiro do índice de NINO3.4 durante 1871 a 1992. O índice foi estendido para 2005 e a reconstrução final foi obtida pela fusão de três regressões, com média e variância ajustada para o período de 1301-1992. Destaca-se que, nos resultados, iremos nos referir à informação como LI2013.

Cook *et al.* (2008) utilizaram anéis de árvore para a região do México e do Texas para reconstruir os índices Niño 1 + 2, 3, 3.4, 4. A reconstrução remonta de 1300 d.C. com a melhor parte verificada de 1400 d.C. Os dados pós-1979 são

instrumentais, e a reconstrução vai de 1300 a 1979 d.C. Iremos nos referir ao dado como Cook2008.

Wang *et al.* (2017) apresentam evidências para o Atlântico no período do verão, com a variabilidade multidecadal de 800 a 2010. Essa reconstrução do clima é realizada por uma rede de *proxies* terrestres em resolução interanual para a região do Atlântico Norte. O autor evidencia que a OMA é a maior contribuinte para a variabilidade multidecal nos últimos 1.200 anos. A esses dados iremos nos referir com Wang2017.

Figura 14: Localização dos 46 registros de proxy de 1500-1967.



Fonte: Wang et al. (2017)

Goodink *et al.* (2008) utilizam a razão de estrôncio e cálcio (Sr/Ca), para como um *proxie* de temperatura da superfície do mar, retirado de um coral da Bermudas de 1781 a 1999 d.C. Os autores reconstruíram a variabilidade da OMA em múltiplas frequências da escala multidecal durante o final do século XX em comparação com o final da Pequena Idade do Gelo (PIG 1800 a 1850 d.C.),

evidenciando que a variabilidade da Oscilação do Atlântico Norte está ligada à temperatura média do Hemisfério Norte e que deve ser considerada em qualquer previsão de longo prazo. A referência a este dado será Goodink2008.

Wurtzel *et al.* (2013) apresentam uma reconstrução baseada na razão de Magnésio e Cálcio (Mg/Ca) de alta resolução das temperaturas da superfície do Atlântico tropical ao longo dos últimos 2000 mil anos, usando foraminíferos sazonalmente representativos dentro da Bacia do Cariaco, Costa Central Norte da Venezuela e forma o Golfo do Cariaco. Destaca-se que definimos a série como Wurtzel2013.

4 METODOLOGIA

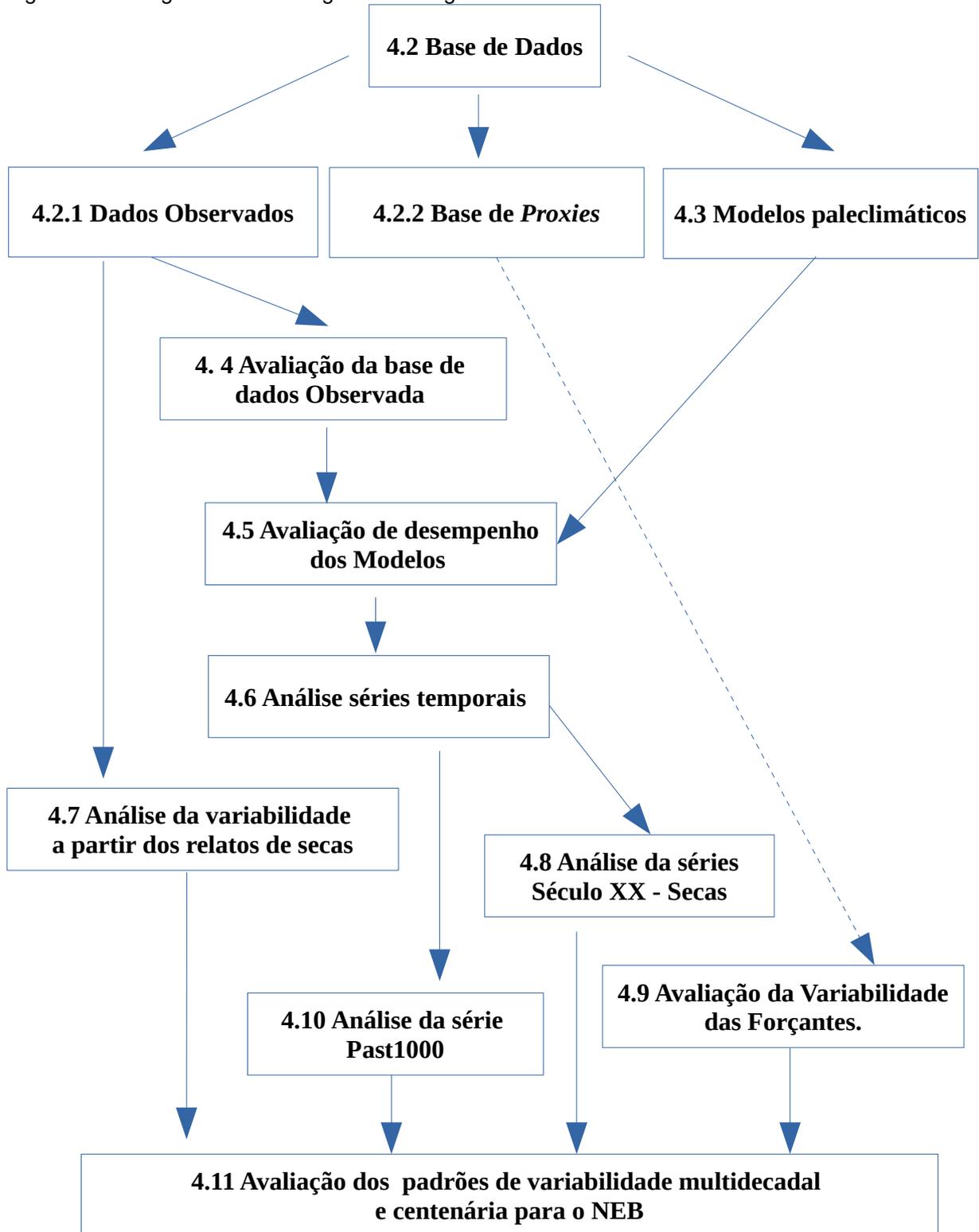
4.1 Estrategia Metodológica

Neste Capítulo, apresenta-se a metodologia desenvolvida no trabalho, que pode ser observada pelo fluxograma de estratégia metodológica. A primeira seção aborda os dados utilizados na pesquisa por meio de instrumentais, histórico, modelos paleoclimáticos e *proxies*, referências bibliográficas, resolução temporal e espacial.

Em seguida, é verificado se a base de dados observada é capaz de representar o clima das regiões de estudo, padrões de grande escala e sazonalidade, para que se possa utilizar tal base de dados para validar os modelos paleoclimáticos. Todo esse conjunto de informação será utilizado para reconstruir o clima do século XX e reconhecer seus padrões de distribuição espacial das variáveis estudadas e estatísticas de eventos.

Estabelecido o conjunto de dados a ser utilizado faremos a análise dos modelos com maior série temporal, *Past1000*, analisando a variabilidade de baixa frequência identificadas nos modelos e nas *proxies* e assim inferir quais os padrões de variabilidade de baixa frequência exercem influência sobre o NEB na escala multidecadal e centenária.

Figura 15: Fluxograma de estratégia metodológica.



Fonte: Autor.

4.2 Base de dados

Para realizar um estudo de variabilidade climática de baixa frequência é necessário que os dados apresentem uma série temporal longa e realista com a climatologia da região de estudo. Os dados instrumentais apresentam uma limitação justamente na longevidade dos dados, o que torna necessário a utilização de modelos numéricos do clima, assim como informações indiretas que corroboram tais resultados *proxes*.

Nesse sentido, foi realizado um trabalho de pesquisa no intuito de compilar em múltiplas fontes e construir uma base de dados que possa ajudar a reconstruir os eventos de seca ocorridos no Nordeste Brasileiro.

4.2.1 Climatic Research Unit – CRU

O conjunto de dados do CRU contém séries temporais de precipitação, temperatura máxima e mínima diárias, cobertura de nuvens e outras variáveis que cobrem a superfície terrestre de 1901 a 2016 com resolução de 0,5x0,5 graus. Temos 720 pontos de longitude, 360 pontos de latitude e 1.392 passos de tempo com frequência mensal em sua grade global, baseado na análise de mais de 400 registros de estações meteorológicas individuais espalhadas pelo mundo. Entretanto, para este trabalho vamos nos limitar a utilizar apenas a variável de precipitação pluviométrica¹.

Para selecionar as variáveis como AS_CRU e NEB_CRU como a precipitação em pontos de grade para as regiões descritas, reduzindo da grade global de 720x360 pontos para, AS_CRU passa a ter uma resolução espacial de 120x160 pontos o NEB_CRU fica 15x25 pontos de grade, ambas com 1.416 passos de tempo.

¹Material disponível para download no site: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/cru_ts_4.02/cruts.1811131722.v4.02/pre/>. Acesso em: 15 mai. 2019.

4.2.2 Global Precipitation Climatology Project – GPCP

A *Earth System Science Interdisciplinary Center* (ESSIC) em conjunto com o *National Centers for Environmental Information* (NCEI) compilando dados de estações pluviométricas, satélites e observações de radar para estimar a precipitação mensal com uma resolução espacial de 2,5x2,5 graus com início em 1979 até o presente (Huffman et al. 2009). A utilização de dados de satélite possibilita a estimativa de precipitação em regiões oceânicas, fornecendo uma análise mais completa sobre a distribuição da precipitação sobre a Terra².

Em suma, declara-se as variáveis AS_GPCP e NEB_GPCP como a precipitação em pontos de grade para as regiões descritas, reduzindo da grade global de 144x72 pontos para, AS_GPCP que passa a ter uma resolução espacial de 24x32 pontos o NEB_GPCP fica 7x12 pontos de grade ambas com 468 passos de tempo.

4.2.3 Fundação Cearense de Meteorologia – Funceme

A Fundação Cearense de Meteorologia e Chuvas Artificiais foi criada em 1972 para desenvolver métodos para lidar com as secas severas que impactavam o Ceará. Depois de 15 (quinze) anos sofreu uma reestruturação modificando o nome da instituição para Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (Funceme), integrando a Secretaria de Recursos Hídricos do Ceará (SRH).

A rede de estações meteorológicas espalhadas por todo o Estado do Ceará permitiu o cálculo da precipitação pluviométrica média para todo o Estado, construindo uma série temporal de forma instrumental confiável, iniciando em 1911 a 2016. Ressalta-se que a referência a esta série temporal será FUN, pois representa apenas um Estado do NEB.

²

Material disponível para download no site: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcp.html> >. Acesso em: 10 mai. 2019.

4.2.4 Proxies paleoclimáticas

Os dados de *proxies* foram catalogados dentro do *Paleo Data Search*³, mantidos pelo NCEI, que oferece dados de *proxies* paleoclimáticas e reconstruções, com mais de 10 mil conjuntos de dados derivados de múltiplas fontes espalhadas por todo o mundo.

Mesmo com esse grande número de dados disponíveis para pesquisa, a compilação dos dados tinha que se enquadrar nas regiões especificadas. Além disso, mostrar dados dentro do período estudo e uma série temporal que tivesse capacidade de reproduzir os fenômenos de baixa frequência.

As *proxies* descritas na seção 3.4 serão utilizadas para validar os modelos e corroborar as análises validando os resultados. Na Tabela 2 temos os nomes das séries, localização, períodos e referências.

Tabela 4.1: Lista de *proxies* utilizadas no trabalho

Nome da série	Localização	Período	Referencia
LI2011	Pacífico Tropical	900 a 2002	Li et al. 2011
LI2012	Pacífico Tropical	1301 a 1992	Li et al. 2013
Cook2008	Pacífico Tropical	1300 a 1979	Cook et al. 2008
Wang2017	Atlântico Norte	800 a 2010	Wang et al. 2017
Goodink2008	Atlântico Norte	1781 a 1999	Goodink et al. 2008
Wurtzel2013	Atlântico Norte	850 a 2008	Wurtzel et al. 2013

Fonte: Autor

4.3 Modelos de Paleoclima

Os modelos escolhidos para análise preliminar se encontram em frequência mensal em formato *Network Common Data Form* (netCDF), disponíveis no site, <https://esgf-node.llnl.gov/projects/esgf-llnl/> mediante a cadastro simples.

³ Material disponível no site: <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/> >. Acesso em: 3 mai. 2019.

Como o PMIP3 é um projeto complexo com muitas variáveis e os modelos com diferentes resoluções, passos de tempo, neste trabalho vamos analisar a precipitação pluviométrica em frequência mensal, para as simulações *past1000* (850 a 1850, DC) e *historical* (1850 -2005), os modelos selecionados apresentam simulações para ambos os períodos para que seja possível comparar a evolução dos modelos assim como suas possíveis mudanças, reconstruindo os possíveis cenários para o clima do último milênio sobre o NEB, a Tabela 3 mostra os modelos utilizados, resolução espacial do modelos atmosférico e oceânico assim como as referências de cada modelo.

Tabela 4.2: Lista dos nomes dos modelos, resolução e sigla de referência para o PMIP. : Beijing Climate Centre System Model (BCC-CSM); Community Climate System Model (CCSM); Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM); Common wealth Science and Industrial Research Organization Mark version 3 (CSIRO Mk3); Hadley Centre Global Environment Model version 2 (HadGEM2); L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model (IPSL-CM); Max Plank Institute –Earth System Model (MPI-ESM); Meteorological Research Institute Coupled General Circulation Model (MRI-CGCM).

Modelos	Atmosférico	Oceânico	Referência
	Lat. x Lon.	Lat. x Lon.	
BCC-CSM-1	T42L26	360 x 384 L40	Wu (2012)
CCSM4	0.9° x 1,25° L26	320 x 384 L60	Gent et al. (2011)
CNRM-CM5	T127 x L31	362 x 292 L42	Voldoire et al (2012)
CSIRO-MK3-6-0	T63 x L18	192 x 192 L31	Collier at al. (2011)
EC-EARTH-2-2	T159 X L62	362 x 293 L31	Martijn Brandt (2010)
HadGEM2-CC	1.25° x 1.875° L38	360 x 216 L40	Martin et al. (2011)
HadGEM2-ES	1.25° x 1.875° L38	360 x 216 L40	Martin et al. (2011)
IPSL-CM5A-LR	1.875° x 3.75° L39	182 x 149 L31	Dufresne et al. (2012)
MPI-ESM-P	T63L47	256 x 220 L40	Giorgetta et al. (2012)
MRI-CGCM3	T159L48	364 x 368 L51	Yukimoto et al. (2012)

Fonte: Autor.

Foram introduzidas as seguintes mudanças nos parâmetros orbitais da Terra (obliquidade, excentricidade e posição do periélio), pois elas implicam uma mudança da distribuição da insolação, levando a uma mudança significativa da circulação geral da atmosfera e tornando as condições do clima diferente da atual. Para o estudo realizado os parâmetros orbitais nas simulações *historical* e *past1000* são os mesmos como mostrado na Tabela 4.

Tabela 4.3: Condições de contorno aplicadas aos modelos paleoclimáticos

Parâmetros orbitais	[ecc= 0.016724] - [obl= 23.446°] - [peri-180°= 102.04°]
Concentração de Gases	[CO ₂ = 280 ppm] - [CH ₄ = 760 ppb] - [N ₂ O= 0.2658 ppm] - [CFC= 0] - [O ₃ = Modern - 10 DU]

Fonte: (Taylor *et al.*, 2009)

Para as simulações *historical* (século XX, 1850 – 2006) e *past1000* (último Milênio, ~850-1850) foram utilizados os dados de (Kaplan, *et al.* 2011) para uso e ocupação do solo em função dos trabalhos de (Pongratz *et al.* 2008; Hurtt *et al.* 2009; Klein Goldewijk *et al.* 2011).

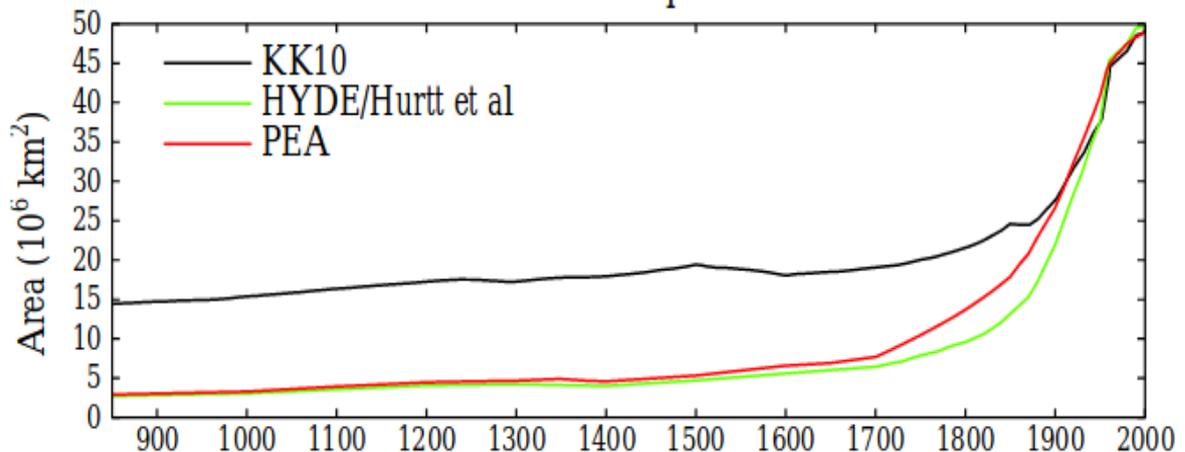
Os dados têm dependência com as estimativas populacionais históricas incluindo as reconstruções utilizando dados de desmatamento sem mudança do tipo de vegetação, como áreas exploração de madeira e mineração, como visto na Figura 16.

Os resultados distintos segundo (Schmidt *et al.* 2012), associa-se a três fatores, as fontes semelhantes, mas não idênticas, diferentes hipóteses para o uso *per capita* do solos e diferentes quantidades reconstruídas para área agrícola em relação a cobertura florestal.

Fazendo com que a área total desmata estejam ligadas as implicações causadas pelas emissões de gases de carbono e mudanças no albedo de superfície, mesmo que este aumento de CO₂ atmosférico ainda apresente uma incerteza

devido a absorção em longo prazo pela pelo ciclo biogeoquímico e pela variabilidade natural em curto prazo do ciclo de carbono.

Figura 16: Áreas combinadas de terras agrícolas e pastagens nos conjuntos para o conjunto de dados.



Fonte: Schmidt et al. (2012). “Kaplan and Krumhardt 2010” (KK10), Pongratz e outros (2008) (PEA) e nos conjuntos de dados estendidos HYDE 3.1 (Hurt et al., 2009; Klein Goldewijk et al., 2011).

Calibrações recentes para as atividades mínimas solar através dos dados de *proxies* para a radiação solar segundo (Shapiro et al., 2011; Schrijver et al., 2011; Foukal et al., 2011).

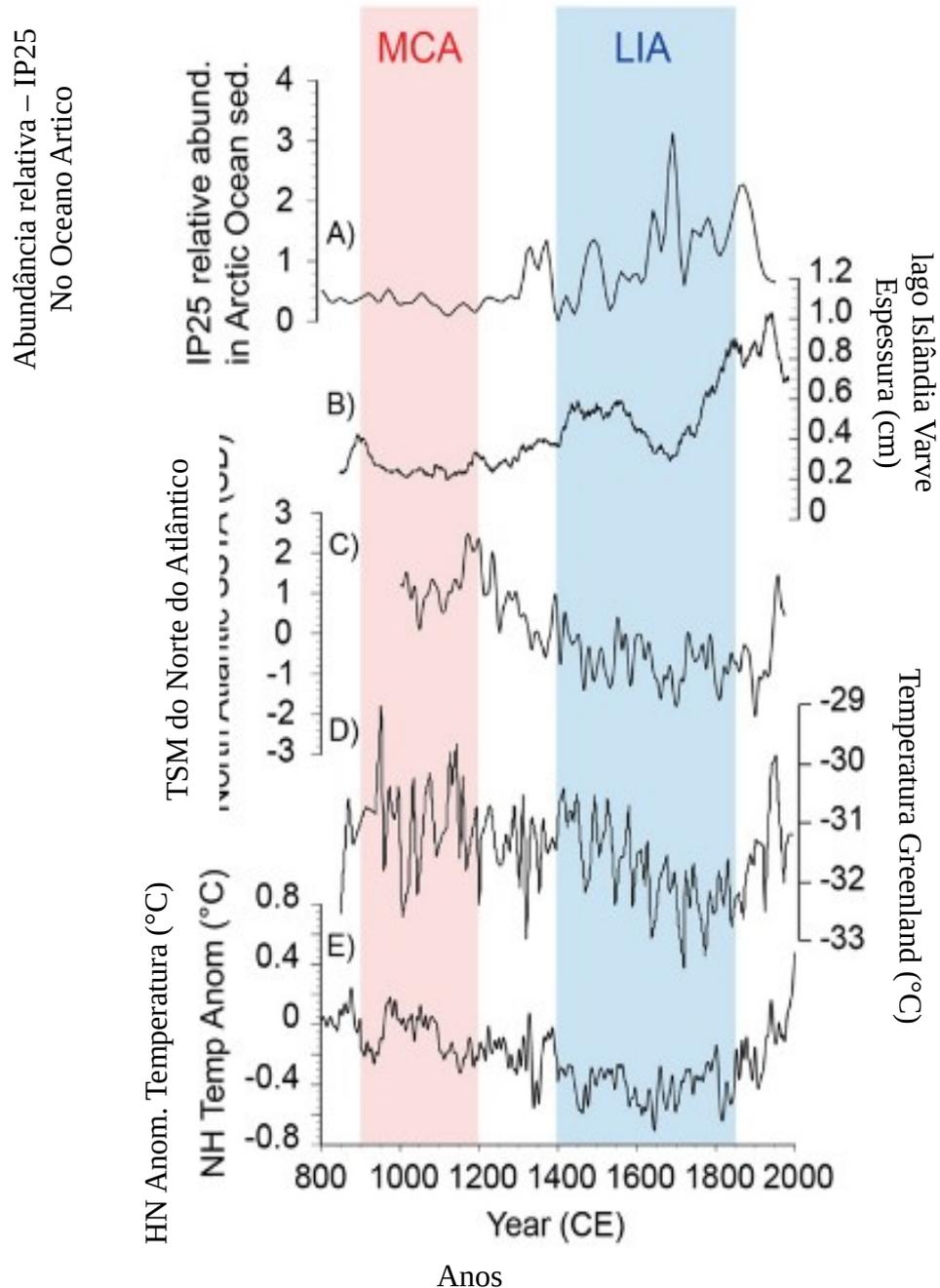
A interpretação da reconstrução da temperatura para o último século é importante para a paleoclimatologia, pois a contextualização para as mudanças climáticas na modernidade separa os impactos antropogênicos da variabilidade climática natural (Wu et al. 2015).

Estudos apontam dois períodos no último milênio em que tivemos eventos de anomalia climática, o período medieval quente (900 – 1200) e a pequena idade do gelo (1300 – 1850), descrita por Crowley 2000; Jones et al. 1998 Cordeiro 1965; Mann et al. 2009), onde apontam a características heterogêneas nos registros paleoclimáticos relevantes no espaço de tempo, amplitude e extensão espectral para estes períodos.

Mostrando uma característica regionalmente específica na temperatura além de uma tendência global de resfriamento entre os anos de 1200 a 1500 DC, mesmo que apresentem eventos de aquecimento.

A reconstrução dos aerossóis vulcânicos para as simulações *past100* segundo (Gao et al. 2008; Ammann et al. 2007; Crowley et al. 2008) a depender do modelo utilizado (Schmidt et al. 2011). Mudança na concentração dos principais gases de efeito estufa estão relacionadas tanto por fatores naturais quanto por fatores antrópicos, para os últimos séculos da simulações, (Gerber et al. 2003). Mudanças na radiação solar total (RST) são dadas por Vieira et al. (2011) e Stepinilber et al. (2009) decritas por Schmidt et al. (2011).

Figura 17: Registros proxy das mudanças climáticas ao longo do último milênio.



Fonte: Atwood et al. (2016): (a) mudanças no Oceano Ártico, baseadas na abundância relativa do biomarcador IP25 em um núcleo de sedimentos da costa norte da Islândia (Massé et al. 2008), (b) extensão do gelo no centro da Islândia de Hvítárvatn Espessura de lagos variando (Larsen et al. (2011), (c) composto multiproxy NE Atlantic SST (Cunningham et al. 2013), (d) reconstrução da temperatura da Gronelândia (Kobashi et al. (2011), e (e) NH anomalias de temperatura com base em uma rede multiproxy e método de reconstrução de campo climático (Mann et al. 2009) . Tempos aproximados de tempo para o MCA (900-1200 CE) e LIA (1400-1850 CE) são destacados em sombreamento rosa e azul, respectivamente

4.4 Avaliação dos dados observacionais

Conforme literatura reconhecida, o primeiro passo para análise dos dados do CRU consiste em avaliar se o mesmo possui capacidade de representar os padrões de grande escala da América do Sul e Nordeste Brasileiro.

Em seguida, a série temporal apenas para região do NEB é comprada os dados da FUNCEME/SUDENE e GPCP apenas para os últimos 30 anos. Por se tratarem de dados instrumentais de estações meteorológicas, os dados da FUNCEME/SUDENE apresentam confiabilidade, mas como os dados representam apenas o Estado do Ceará, porém esses dados apresentam a limitação de representar apenas o Estado do Ceará.

Para reduzir essa limitação também são analisados os dados do GPCP, mesmo que sua série temporal não tenha longevidade grande o bastante para analisar a variabilidade de baixa frequência sobre o NEB, a comparação com os dados do CRU se efetiva para analisar o efeito da grade espacial, visto que o CRU tem uma grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ enquanto GPCP $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, essa comparação é para verificar se existe alguma discrepância entre as fontes.

Essa avaliação consiste em calcular a climatologia mensal média sobre a região do NEB, para CRU e GPCPC e FUNCEME/SUDENE, posto em *boxplot* para o mesmo período de 1984 a 2014, testando o desempenho em representar a sazonalidade, como é visto a precipitação acumulados anuais bem como o número de secas para o período.

Todos os dados são sumarizados com o diagrama de Taylor (Taylor, 2001), colocando o coeficiente de correlação (CCOR), desvio padrão e raiz do experimento (DPE), raiz do erro quadrático (REQ).

$$CCOR = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (A_i - \bar{A})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^{i=n} (A_i - \bar{A})^2}} \quad (2)$$

$$DPE = \sqrt{(A - \bar{A})^2} \quad (3)$$

$$EQE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{100 \cdot P_i}{\sum_{j=1}^n P_j} - \frac{100 \cdot A_i}{\sum_{j=1}^n A_j} \right)^2} \quad (4)$$

Destaca-se que n são os meses, P representa os dados de GPCP e FUNCEME/SUDENE de cada mês e A são os dados do CRU considerados como observação a ser avaliada.

4.5 Análise de desempenho dos modelos paleoclimáticos – Século XX

Uma vez que os dados do CRU são validados colocam-se como referência para as validações dos dados dos modelos paleoclimáticos. Avulta-se que o mesmo método foi utilizado no capítulo anterior. Onde os dados dos modelos são submetidos a uma análise de sazonalidade, assim como o diagrama de Taylor.

Os modelos têm diferentes resoluções, horizontal e vertical, como visto na Tabela 3, e apresentam representações físicas dos processos de maneiras distintas o que faz com que os resultados sejam algumas vezes tendenciosos ou não realísticos. Portanto, pode-se afirmar que a comparação das simulações para o período *historical* com os dados do CRU cumpre a função de conferir confiabilidade aos modelos.

Para identificar quais modelos tem capacidade de representar a região de estudo foram analisado os padrões de grande escala utilizando mapas para a América do Sul com foco no NEB, comparando os dados dos modelos para a simulações do período *historical* com os resultados do CRU, para identificar quais modelos apresentam possíveis problemas na representação espacial da variável.

Partindo do pressuposto de que se os modelos conseguem reproduzir os padrões de grande escala e, dada as novas condições de contorno, os padrões regionais têm a capacidade de reproduzir as condições do passado.

Segundo Wilks (2006), pode se realizar as análises das séries temporais quanto à variabilidade interanual e interdecal; análise no domínio do tempo e o domínio da frequência.

Em função do tempo a série é caracterizada considerando o mesmo domínio em que os dados foram coletados/observados. Para a análise do domínio da frequência é procurada a contribuição das múltiplas escalas temporais para um dado valor. Essa análise será feita utilizando a transformada de ondeletas para cada conjunto de dados, modelos paleoclimáticos do período *historical* e CRU para o período de 1901 a 2005, onde todas as séries são homogêneas.

4.5.1 Transformada de Ondeletas

As funções $\psi_{(a,b)}(t)$, definidas por dilatações e/ou compressões transladando de uma função $\psi(t)$ denominada *ondeleta* mãe. Nessa equação os parâmetros a e b variam continuamente R . Matematicamente, a transformada contínua de ondeleta da função $f(t)$ é definida por:

$$(W_{\psi}f)(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\psi_{a,b}(t)dt \quad (5)$$

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (6)$$

As funções $\psi_{a,b}$ são denominadas ondeletas filhas, oriundas da dilatações e contrações da translação de uma ondeleta “mãe” $\psi(t)$. O termo \sqrt{a} da Equação 6 atende a função de normalizar a energia de cada ondeleta para manter a mesma energia de ondeleta “mãe” para manter a escala dentro das outras.

Dentre muitas ondeletas possíveis, ressalta-se que a escolhida para este trabalho foi a ondeleta de Morlet (VITORINO, 2003; SCHNEIDER, 2004), cuja função é dada por:

$$\psi(t) = e^{i\omega_0 t} e^{-\eta^2/2} \quad (7)$$

onde w_0 é a frequência não dimensional, $\eta=t/s$, t é o tempo e s é a escala da ondeleta. A função ondeleta de Morlet obedece as seguintes propriedades:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0 . \quad (8)$$

Garantia de que a função ondeleta ofereça uma forma de ondulatória e que a localização espacial ocorra, fazendo com que o decaimento da amplitude ocorra rápido.

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1 . \quad (9)$$

Por serem transformadas de ondeletas, as séries temporais analisadas têm o intuito de identificar os períodos e as bandas de maior variabilidade dentro da série temporal. Dessa forma, busca-se identificar, inferir ou propor a hipótese para os mecanismos físicos que corroboram para tal estrutura. Para isso, aplicou-se a biblioteca *Waveletcomp disponível* no repositório CRAN para filtrar as bandas das séries temporais, assim como decompor as bandas de maior energia.

4.5.2 Tendência.

Segundo Xu et al. (2003), os testes de tendência e a hipótese nula H_0 ocorre na ausência de tendência na série temporal, enquanto a hipótese não nula H_1 existe quando a série temporal apresenta tendência.

Os testes estatísticos podem ser classificados em *Paramétricos* - que se baseiam na hipótese de que os dados amostrais são oriundos da população que apresenta distribuição conhecida ou especificada; e em *Não-Paramétricos* - que não se conhece a distribuição da população sendo proposto com base nas características da amostra (Naghetini & Pinto, 2007).

A média, Equação 9, é uma medida de tendência central (WALPOLE et al, 2007), para uma amostra x_1, x_2, \dots, x_n sendo n o tamanho da mostra.

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad (10)$$

Segundo (Kahya & Kalayci, 2004), se uma tendência linear está presente na série temporal, a mudança por unidade de tempo pode ser evidenciada usando um método não-paramétrico. No método de Sen (1968) é computado a declividade de N partes de dados pela equação

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{(j - k)} \quad \text{para } i=1,2,3,\dots,N \quad (11)$$

Onde x_j e x_k são os valores de x para os períodos j e k respectivamente, com $j > k$. A mediana dos N valores de Q_i será a declividade de Sen. Para uma referência em cada período de tempo. Se houver apenas uma referência em cada período de tempo, então:

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad (12)$$

Destaca-se que n é o tamanho da série. Se N for ímpar, a declividade de Sen é dado pela Equação 13, se N for par a declividade de Sen é dada na Equação 14.

$$Q_{\text{mediana}} = Q_{(N+1)/2} \quad (13)$$

$$Q_{\text{mediana}} = \frac{[Q_{(N)/2} + Q_{(N+2)/2}]}{2} \quad (14)$$

O valor de Q_{mediana} é submetido ao teste bicaudal com grau de confiança de $100(1 - \alpha)\%$ e a declividade estimada é dada pelo teste na paramétrico (Kahya & Kalayci, 2004).

Segundo (Hamed, 2009) o teste de Mann Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975; Kendall & Gibbons, 1990) é um dos testes mais indicados para análise de tendência de séries temporais para variáveis climatológicas. Para este teste, os dados tidos como aleatoriamente distribuídos são mencionados por (Burn et al. 2002):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(X_j - X_i) \quad (15)$$

onde X_i e X_j são valores sequenciais, n é o tamanho da série e

$$\text{Sgn}(\theta) = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \text{se } \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (16)$$

Segundo (Burn et al, 2002) o teste de Mann Kendall apresenta os parâmetros de análise da série temporal, α sendo o nível de significância e β é a declividade. Onde a declividade é determinada por (Hirst et al, 1982).

4.5.3 Sazonalidade

A sazonalidade é definida como fenômenos que ocorrem regularmente dentro do ciclo anual; comportamento aproximadamente periódico com verões úmidos e invernos secos. Observa-se que, em séries sazonais, ocorrem relações:

- a) entre observações para meses sucessivos;
- b) entre as observações para um mesmo mês em anos sucessivos.

Assim, ao observar um mês específico Z_t sendo que fevereiro de 1901 está relacionado com os demais meses deste ano, assim como os fevereiro dos anos seguintes. Temos Z_t relacionado com $Z_{t+1}, Z_{t+2}, \dots, Z_n$. Assim como também temos Z_{t+S}, Z_{t+2S}, \dots , denotando que séries que apresentam sazonalidade são caracterizadas com uma correlação alta em espaçamentos sazonais, múltiplos de períodos s .

Uma série temporal mensal com um total de N observações, em um múltiplo de 12, assim a série tem um tamanho $N = 12p$, onde p corresponde ao número de anos. Assim, é possível descrever as equações para média mensal e média anual, respectivamente 3 e 4.

$$Z_i = \frac{1}{12} \sum Z_{ij}, \quad i=1,2,3,\dots,p \quad (17)$$

$$\bar{Z}_{.j} = \frac{1}{p} \sum Z_{ij}, \quad j=1,2,3,\dots,12 \quad (18)$$

Logo, temos a média da variável na equação 18.

$$\bar{Z} = \frac{1}{12p} \sum \sum Z_{ij} = \frac{1}{N} \sum Z_t \quad (19)$$

Dessa forma, é admissível escrever os modelos de série temporal de duas formas: (1) Com sazonalidade constante - que não se modifica de um ano para outro;

$$Z_{ij} = T_{ij} + S_j + a_{ij} \quad (20)$$

Ou (2) com sazonalidade não constante – em que a equação pode ser representada;

$$Z_{ij} = T_{ij} + S_{ij} + a_{ij} \quad (21)$$

Ainda é viável estimar a sazonalidade determinística, que pode ser prevista a partir dos meses anteriores, utilizando um método de regressão. Do mesmo modo que podemos representar a série temporal;

$$T_t = \sum \beta_j t^j \quad (22)$$

$$S_t = \sum \alpha_j d_{jt} \quad (23)$$

$$Z_t = \sum \beta_j t^j + \sum \alpha_j D_{jt} + a_t \quad (24)$$

Onde d_{jt} estão as variáveis periódicas, variáveis sazonais, o termo aleatório é considerado branco, com média zero e variância σ_j^2 . Podemos, ainda, utilizar a teoria de mínimos quadrados e obter os estimadores de α_j e β_j .

Já a sazonalidade estocástica pode ser encontrada por meio da utilização do método de médias móveis; onde a componente sazonal varia com o tempo, mesmo que a série apresente padrão sazonal constante. Logo, uma vez que a

tendência esteja estimada, as componentes sazonais supondo ser constantes podem ser dadas por;

$$\bar{Y}_{.j} = \frac{1}{n_j} \sum Y_{ij} \quad j=1,2,3,\dots,12 \quad (25)$$

Como a soma dos termos $\bar{Y}_{.j}$ em sua maioria não é zero, podemos estimar as componentes sazonais;

$$\hat{S}_j = \bar{Y}_{.j} - \bar{Z} \quad (26)$$

Fazendo a série livre de sazonalidade;

$$Z_t^{SA} = Z_t - \hat{S}_t. \quad (27)$$

Um teste para sazonalidade determinística consiste em analisar se os α_j não são todos nulos;

$$H: \alpha_1 = \dots = \alpha_{11} = 0 \quad (28)$$

é aceita, não se torna necessário ajustar a série para uma componente sazonal.

4.5.4 *Changepoint*

Uma abordagem para a detecção de pontos de mudanças pode ser feita por meio da minimização do custo total, dada pelo somatório do custo associado à adequação e à propriedade estatística que se deseja analisar ao seu conjunto de observações:

$$C_t = \sum^{m+1} [C(y_{\tau_i-1})] + \beta f(m) \quad (29)$$

Onde m é o total de pontos de mudanças, o primeiro termo da Equação 29 é a função de custo de cada segmento, e o segundo termo é o fator de penalidade assim C_t se torna o custo total (HAYNES; ECKLEY; FEARNHEAD, 2014).

Para as observações que apresentam distribuição normalizada, com média e variância definidas, a verossimilhanças logarítmicas dos dados ate um

incremento $y_{(s+1):t}$ pode ser dada pela seguinte equação, para t assumindo o incremento.

$$l(y_{(s+1):t}; \mu, \sigma) = \frac{-(t-s)}{2} \log(\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{j=s+1}^t (y_j - \mu)^2 \quad (30)$$

Para identificar os pontos de mudanças na propriedade da média, assumindo que a variância é igual para toda a observação e utilizando a verossimilhança logarítmica para maximizar a relação com a média. Além disso, o custo do para este segmento pode ser considerado como duas vezes a máxima verossimilhança negativa.

$$C(y_{(s+1):t}) = (t-s) \log(\sigma^2) + \frac{1}{\sigma^2} \sum_{j=s+1}^t \left(y_j - \frac{1}{t-s} \sum_{i=s+1}^t y_{subi} \right)^2 \quad (31)$$

Para a elaboração das análises dos resultados neste trabalho utilizamos a biblioteca em R *changpoint* disponível no repositório CRAN segundo (KLLCK; ECKLEY, 2014).

4.6 Análise de Série temporal: Histórico, CRU e Modelos

Definidos os modelos com capacidade de representar o clima e a variabilidade para o NEB, seus dados são submetidos às análises para definição da tendência e da variabilidade de baixa frequência; elementos possíveis de serem vistos dentro do tempo observado (de 1901 a 2005). Assim como os pontos de mudanças utilizando a mesma metodologia citada no capítulo anterior.

Definidos os modos de variação por análise de ondeleta, as bandas mais significativas dentro de cada série temporal, os modelos paleoclimáticos e os dados observados, realiza-se o teste da razão entre a variância do modelo observado.

Nesse ponto, utiliza-se a análise sobre os eventos de secas e o índice SPI para descrever tais eventos dentro do século XX.

4.6.1 Caracterizar as secas do último milênio em duração e severidade.

Para caracterização dos anos de secas sobre NEB, utilizamos o *Standardized Precipitation Index* (SPI) - útil para definição de secas meteorológicas em uma série temporal na escala de 12 meses, podendo definir se um ano é seco ou úmido. Numa análise de curto espaço de tempo, o SPI tem uma relação com a umidade do sol, para escala de tempo maior tem relação com o armazenamento de água subterrânea e em reservatórios.

A análise foi calculada conforme (McKee et al. (1993, 1995) o SPI (*Standard Precipitation Index*), em que exhibe a intensidade da seca para os respectivos anos, assim como os anos consecutivos secos e úmidos denotando a severidade. Para o período observado, CRU (*Climatic Research Unit*, 1901-2016), *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP, 1981-2010) e FUNCEME/SUDENE (1911-2016), como para os modelos nos dois períodos estudados. Contando o número de secas por século e classificando por intensidade conforme o SPI mostrado na Tabela 4, comparando a distribuição dos eventos ao longo de cada século.

A contagem dos eventos de secas e de cheias divididas por categoria de intensidade para cada século mostrará quais séculos apresentaram maior frequência de eventos intensos e se existe uma mudança em sua distribuição. Tais resultados serão apresentados em tabelas na próxima seção.

Tabela 4.4: Tabela de classificação de eventos de secas e cheias.

SPI	Classificação	Categoria
2.0 ≤	C3	Cheia extrema
1.99 a 1.5	C2	Cheia severa
1.49 a 1.0	C1	Cheia moderada
0.99 a 0.5	C0	Cheia leve
0.49 a -0.49	N	Normal
-0.5 a -0,99	S0	Seca leve
-1,00 a -1.49	S1	Seca Moderada
-1,50 a -1,99	S2	Seca Severa
≤ -2,00	S3	Seca Extrema

Fonte: McKee et al. (1993, 1995)

4.7 Série de secas Históricas

Na Tabela 1 da seção 2.9.1, apresentam-se as secas históricas catalogadas em múltiplas fontes de dados, documentos públicos, artigos de jornais e até mesmo obras literárias dentre outras fontes.

Essa informação, interpretada de forma qualitativa, será utilizada de modo a reconstruir e detectar a frequência de ocorrência das secas. Parte-se de 1600 até o ano de 2018, onde a série documenta um evento de seca em que o valor 1 é inserido para o ano com evento de seca e o valor 0 para o ano normal. Dessa forma, mesmo que não se tenha informação direta sobre a intensidade, pode-se inferir a frequência dos eventos.

A série binária será submetida à transformada de ondeleta para identificar as bandas com maior energia e os modos de variabilidade de baixa frequência. Logo, uma série com tais bandas filtradas podem ser analisadas e comparadas com os dados observados do CRU para o período de 1901 a 2014.

4.8 Análise dos 1000 anos

A análise das séries temporais para as simulações do período *Past1000*, 850 a 1850 d.C. tem a capacidade de capturar a variabilidade de baixa frequência da variável analisada. Tais resultados vistos em paralelo com os dados de *proxies* corroboram as análises, dando robustez ao resultado.

Com objetivo de inferir se existe mudança nos padrões de distribuição, a sazonalidade média dos séculos, de todos os modelos, é calculada e correspondente ao período de 850 a 1850 e este dado é comparado com a sazonalidade média do período *Historical*. Calcula-se, portanto, a tendência de Mann Kendall por século e para toda a série de 1000 anos para cada modelo, identificando se existe algum viés que possa induzir a um resultado não realístico.

Quanto aos pontos de mudança - *changepoints* - são calculados em toda a série temporal para precipitação anual acumulada das simulações no período *Past1000* em todos os modelos com a contagem dos números de mudanças por século.

No intuito de inferir quais os mecanismos físicos que, possivelmente, estão envolvidos no fenômeno, as análises de ondeletas irão decompor o sinal da precipitação anual acumulada para identificação dos modos de variabilidade de baixa frequência. Sendo assim, a série original pode ser filtrada dentro dos modos de maior energia.

A série de precipitação mensal, em cada modelo paleoclimático, é submetida à análise do índice de seca SPI, para o acumulado de 12 (doze) meses. Por fim, a contagem das categorias de secas, feita por século para cada modelo, investiga se existe uma mudança relevante na distribuição dos eventos.

4.9 Análise das *Proxies*

Destaca-se que utilização das *proxies* precisa também passar por um processo de validação. Para isso, utilizamos como referência os dados de Kaplan, assumindo como dados observados, para as regiões descritas na área de aplicação do estudo, NINO3.4 e OMA.

A Tabela 2 apresenta os dados de *proxies* paleoclimáticas indicados, em frequência anual, em suas múltiplas fontes dividida para cada região.

Tabela 4.5: Lista de *proxies* utilizadas no trabalho

Nome da série	Localização	Período	Referencia
LI2011	Pacífico Tropical	900 a 2002	Li et al. 2011
LI2012	Pacífico Tropical	1301 a 1992	Li et al. 2013
Cook2008	Pacífico Tropical	1300 a 1979	Cook et al. 2008
Wang2017	Atlântico Norte	800 a 2010	Wang et al. 2017
Goodink2008	Atlântico Norte	1781 a 1999	Goodink et al. 2008
Wurtzel2013	Atlântico Norte	850 a 2008	Wurtzel et al. 2013

Fonte: Autor

4.9.1 Oscilação Multidecadal do Atlântico

Proposto por Enfield et al. (2001) como a média móvel de 10 (dez) anos da série de anomalias mensais de TSM do Atlântico Norte, após a remoção da tendência linear, o índice OMA é utilizado para quantificar a fase e a intensidade da oscilação.

Já para a região do Atlântico, temos as *proxies*, Wang2017, Goodink2008 e Wurtzel2013. Objetivando realizar a comparação direta dos dados de Kaplan, no período de 1856 a 2010, e mostrar o encontro das fases quente/fria do índice, foram utilizadas informações de reconstrução da OMA dos dados de wang2017.

Para análise da transformada de ondeletas, visando identificar os modos de baixa frequência, são utilizadas todas as séries de *proxies*. Logo, uma vez identificadas quais bandas possuem maior energia, as séries são filtradas para análise dos impactos ao longo do tempo.

4.9.2 Pacífico

Os anos de *El Niño* e *La Niña* podem ser determinados pelo critério de Trenberth (1997). Ressalta-se que para nossa análise utilizamos a região do Niño-3.4 suavizados pela média móvel de 5 (cinco) meses. Para o autor, quando o índice limítrofe é de $0,4^{\circ}\text{C}$ (menor que $-0,5^{\circ}$) por pelo menos 6 (seis) meses consecutivos ocorre o evento de *El Niño* (*La Niña*).

A mesma metodologia é aplicada para as séries de *proxies* do Pacífico, Li2011, Li2012 e Cook2008, submetidas à análise da transformada de ondeleta, identificação dos modos de mais energia e de filtro para tais bandas.

5 RESULTADOS

Neste capítulo, discutem-se os resultados encontrados pelas propostas de análises divididas em validação dos modelos. Ressalta-se que as análises objetivam verificar se tais modelos possuem capacidade de representar os mecanismos de grande escala na América do Sul e no Nordeste Brasileiro. Em seguida, conforme as simulações do período *historical*, apresentam-se as apreciações das secas para os conjuntos de modelos e dos dados observados para o século XX.

No intuito de observar o espectro de potência e esclarecer qual a influência das componentes, analisam-se também as condições oceânicas e sua influência sobre a precipitação pluviométrica sobre o NEB. Além disso, propõem-se quais mecanismos corroboram a variabilidade de baixa frequência para o século XX.

Logo, visando validar os resultados, analisam-se as simulações para o período *past1000*, em seguida constrói-se uma série de longo prazo e comparam-se os resultados com os dados das *proxies*.

5.1 Avaliação dos dados observados

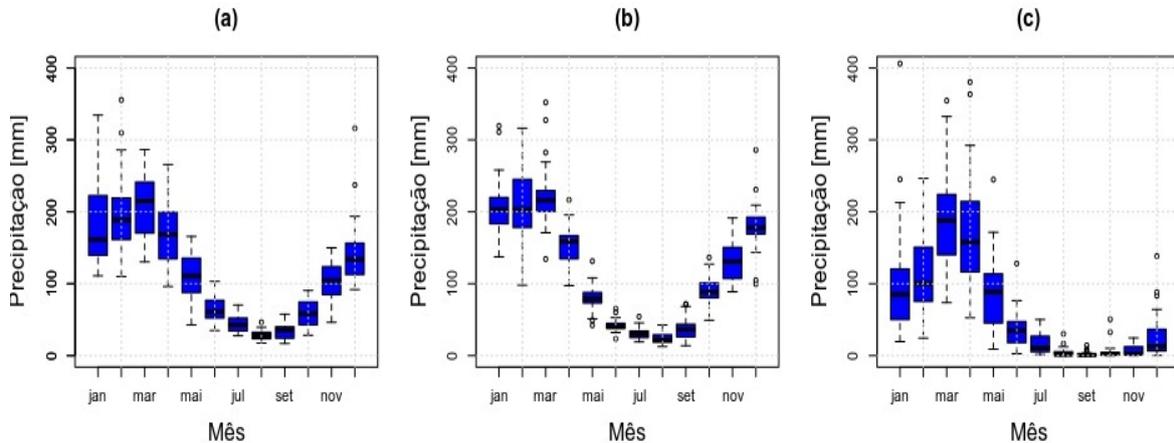
A análise dos dados do CRU, a comparação dos dados do GPCP e a FUNCEME/SUDENE são baseadas na série temporal mensal para o período de 1984 a 2014.

A Figura 18 apresenta o *boxplot* para as séries; para CRU e GPCP temos a representação do NEB e, mesmo que a grade do GPCP seja cinco vezes maior que a do CRU, a sazonalidade entre os dados mostram similaridades.

Quanto à comparação entre CRU e FUNCEME/SUDENE, a principal diferença se encontra na região representada. Os dados da FUNCEME/SUDENE representam apenas o Estado do Ceará, que faz parte do NEB, porém a

comparação isolada nos mostra a capacidade do CRU em representar o padrão de sazonalidade.

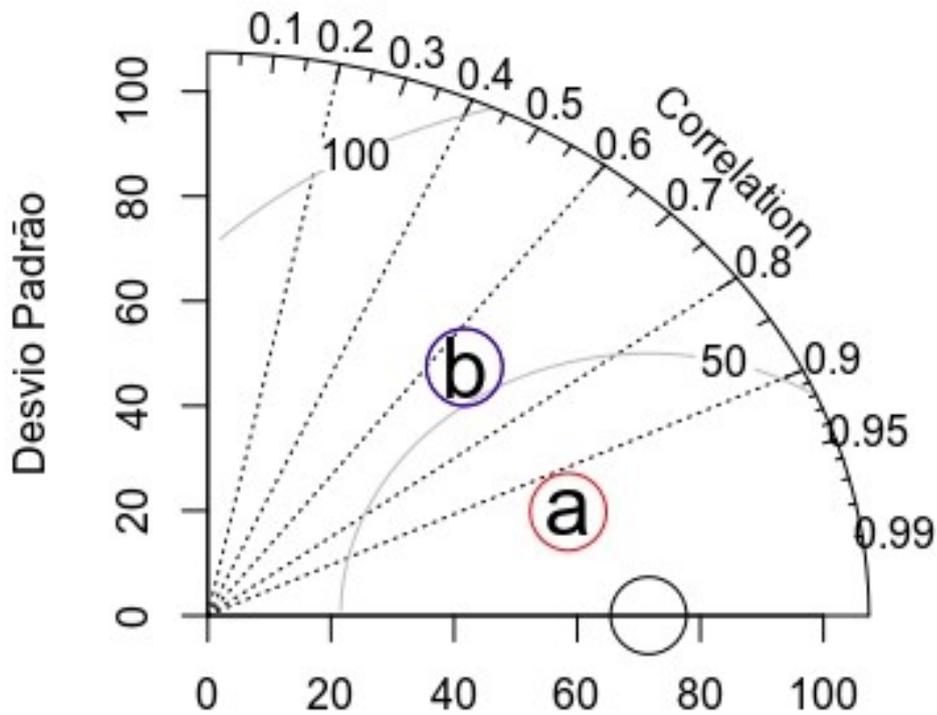
Figura 18: Boxplot da precipitação mensal 1984-2014: a) CRU; b) GPCPC; c) FUNCEME/SUDENE



Fonte: Autor.

A Figura 19 mostra o diagrama de Taylor resumando as descrições estatísticas entre as bases de dados; a comparação, em relação ao GPCP, apresenta a maior correção e o menor desvio padrão, assim como a raiz do erro. Observa-se que, mesmo com a diferença entre as resoluções espaciais, associa-se a melhor representação de toda a região do NEB. Já para os dados da FUNCEME/SUDENE, os valores se tornam intermediário, o que pode ser explicado pela representação dos aspectos regionais da precipitação do Ceará em relação à média de todo o NEB.

Figura 19: Diagrama de Taylor: CRU como referência, a) GPCP; b) FUNCEME/SUDENE



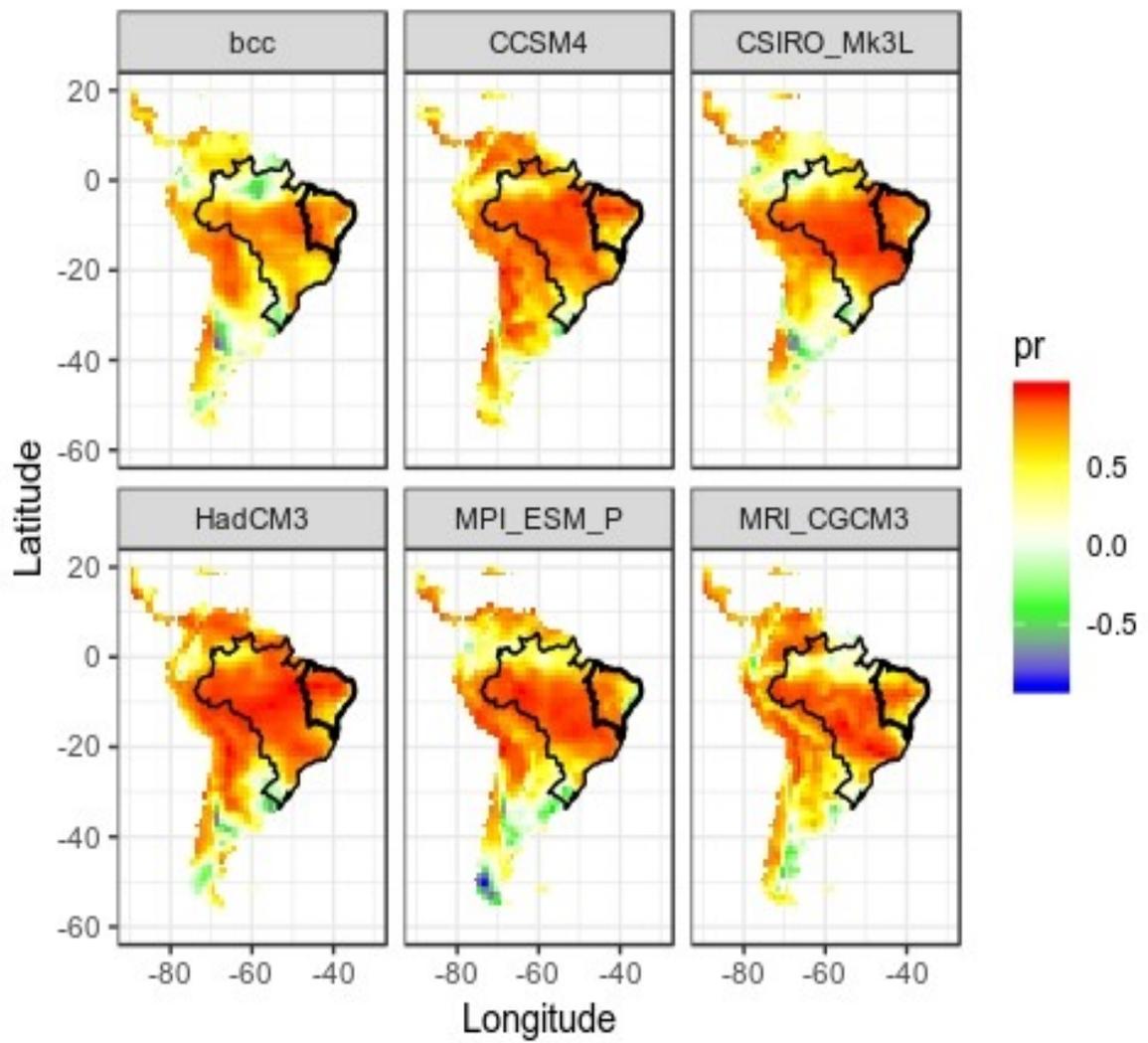
Fonte: Autor.

5.2 Avaliação dos modelos paleoclimáticos para o século XX

A fim de identificar quais regiões, dentro da América do Sul, apresentam adesão entre a climatologia dos modelos calculada para os últimos 30 anos (1975-2005) e os dados observados, CRU e GPCP com o mesmo período, utilizou-se a correção de Pearson em cada ponto de grade interpolado, com resolução de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, como se observa, respectivamente, na Figura 20 e 21.

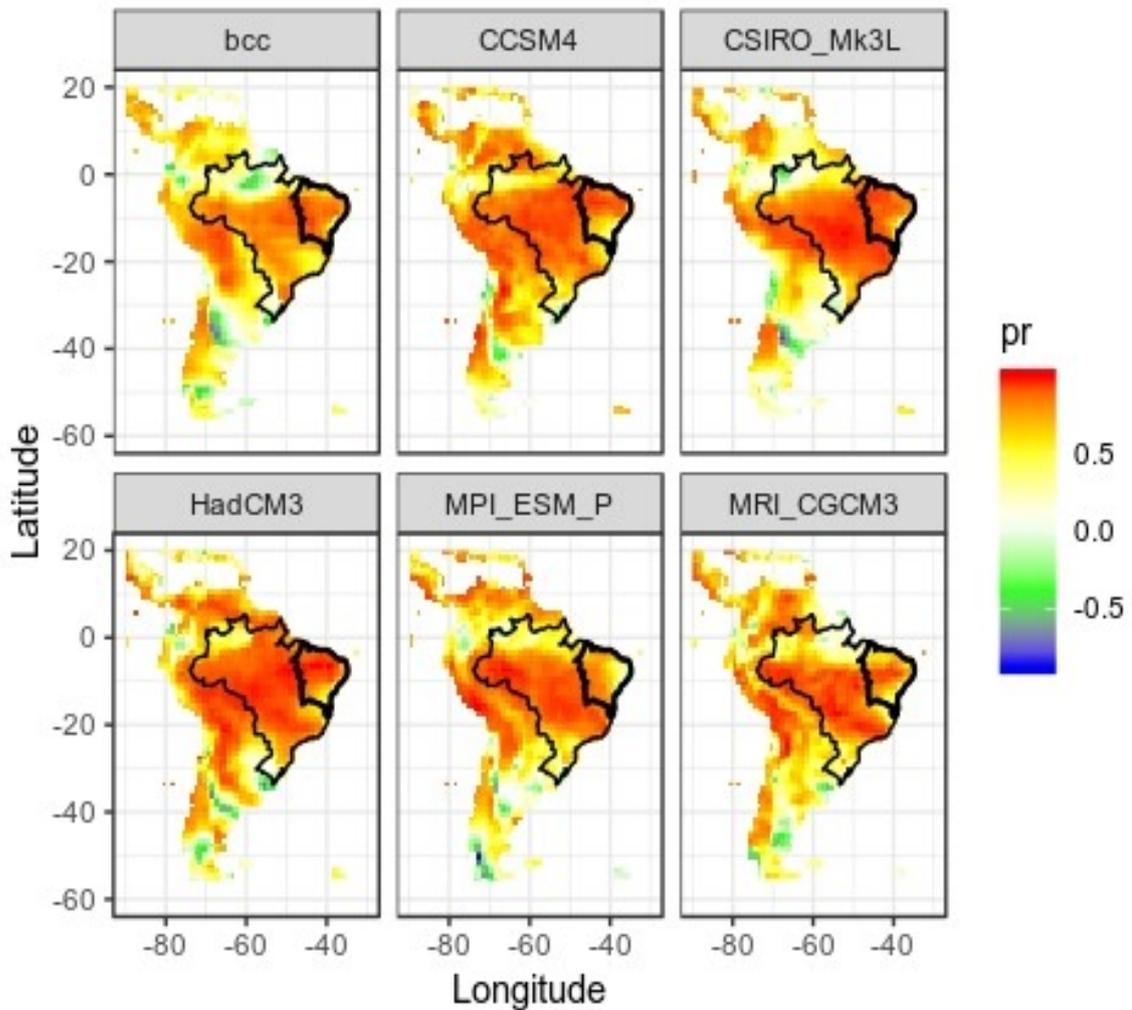
Os resultados mostram que ao analisar os dados dentro do ciclo anual de precipitação para a Região do NEB, destacada nas figuras, existe uma correção satisfatória, positivas acima de 0,6 para toda a região do NEB nas duas bases de dados.

Figura 20: Mapa de correlação de Pearson para climatologia entre o conjunto de modelos e CRU



Fonte: Autor.

Figura 21: Mapa de correlação de Pearson para climatologia entre o conjunto de modelos e GPCP.



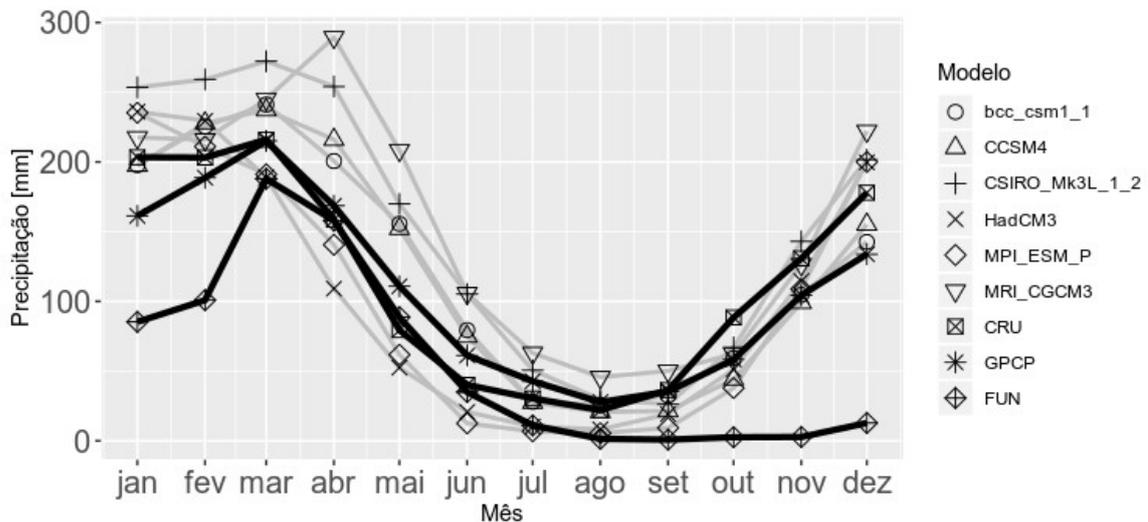
Fonte: Autor.

Nota-se que os modelos MPI_ESM_P e MRI_CGCM3 parecem ter maior dificuldade em representar, de maneira mais homogênea as correções, mas quando se analisa a média para toda a região do NEB os erros parecem se diluir; como demonstrado na Figura 20 e ratificado pela análise do diagrama de Taylor na Figura 22.

Uma análise sobre a sazonalidade, obtida pelos modelos e comparada aos dados observados, revela que os modelos têm capacidade de reproduzir os padrões de grande escala, demonstrado na Figura 22, assim como o regime de precipitação.

Ainda na Figura 22, podemos destacar quais modelos apresentam um viés mais úmido - MRI-CGCM3 e CSIRO_Mk3L, apresentando dos meses de março a julho uma precipitação acima da média, para valores superiores aos observados. Entretanto, dentro do ciclo anual de precipitação, os modelos desempenham um bom trabalho.

Figura 22: Climatologia para todos os modelos e dados observados.

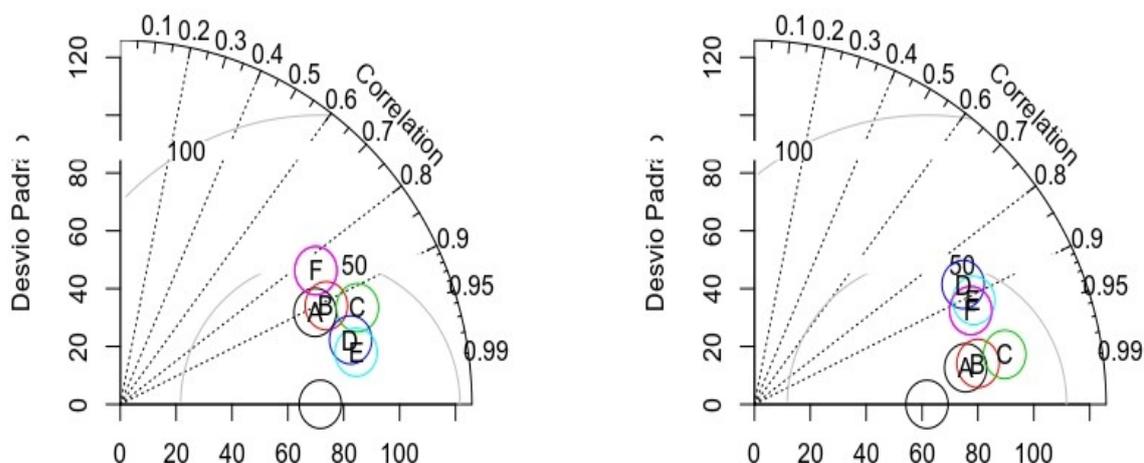


Fonte: Autor

Utiliza-se o diagrama de Taylor, Figura 23, com o objetivo de comparar os dados observados com os dados do modelo para a simulação do período *Historical*. Pode-se, também, realizar um resumo estatístico mais conciso para a combinação da correlação desvio padrão e a raiz do erro quadrático de todos os experimentos. Tal método mostra qual a aderência dos modelos com o dado observado (TAYLOR, 2001).

Em suma, para as duas bases de comparação, os modelos mostram um nível de agrupamento parecido, com correlações acima de 0.8, desvio padrão abaixo de 60 mm/mês e a raiz do erro quadrático abaixo de 50 mm/mês.

Figura 23: Diagrama de Taylor – a) CRU b) GPCP. A: bcc_csm1; B: CCSM4; C: CSIRO_Mk3L; D: HadCM3; E: MPI_ESP_P; F: MRI_CGCM3.



Fonte: Autor.

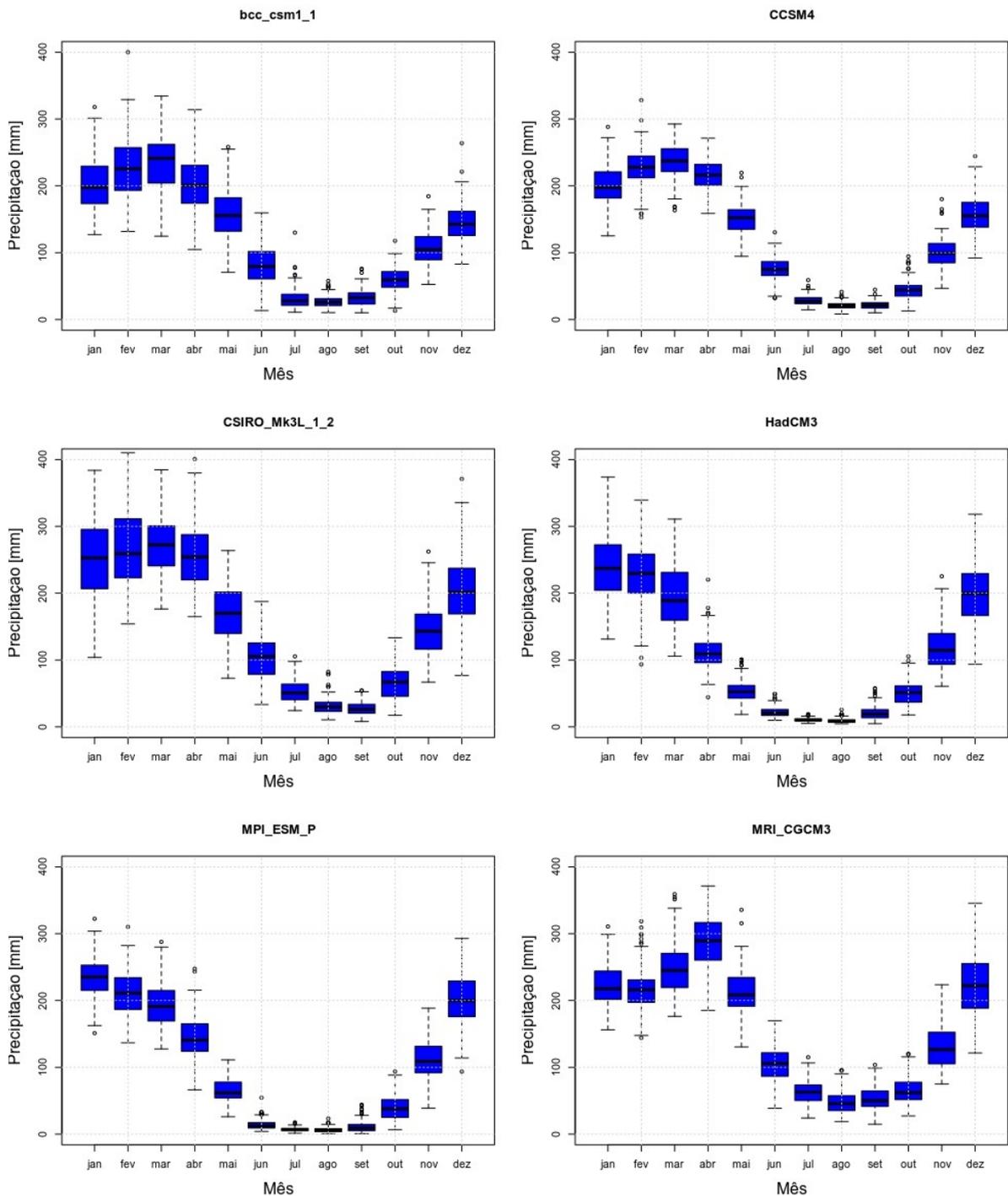
A análise das séries do período *Historical* para todos os modelos, nos anos de 1850 a 2005, é exibida na Figura 24. Tais séries têm a capacidade de reproduzir a sazonalidade da região, com um verão chuvoso e inverno seco.

De acordo com quartil e como referência para determinar a assimetria dos dados, a mediana de cada modelo apresenta a medida de tendência central para cada mês. Todavia, em relação aos meses de maior precipitação (dezembro, janeiro, fevereiro, março e abril), essa dispersão é mínima para os meses do período seco (junho, julho, agosto e setembro). Em decorrência dos anos secos e úmidos, analisa-se a dispersão dos dados em relação à mediana e associa-se à variabilidade da precipitação.

Na Figura 24, observa-se a distribuição da precipitação acumulada anual para a série completa, 1850 a 2005, e os modelos mostram uma dispersão para tal valor. Já CSIRO e MRI-CGCM3 apresentam as maiores médias entre 1600 a 1700 mm/ano, enquanto HadCM3 e MPI_ESP mostram os menores valores entre 1100 a 1200 mm/mês.

De todos os modelos, o MPI_ESM_P apresenta a curva mais leptocúrtica, deixando os valores mais próximos da média, o que indica pouca variabilidade interanual. Em contra partida, HadCM3 possui uma média próxima ao MPI_ESM_P com curva mesocúrtica, sugerindo uma maior variabilidade interanual.

Figura 24: Boxplot da precipitação dos modelos *historical* 1850-2005



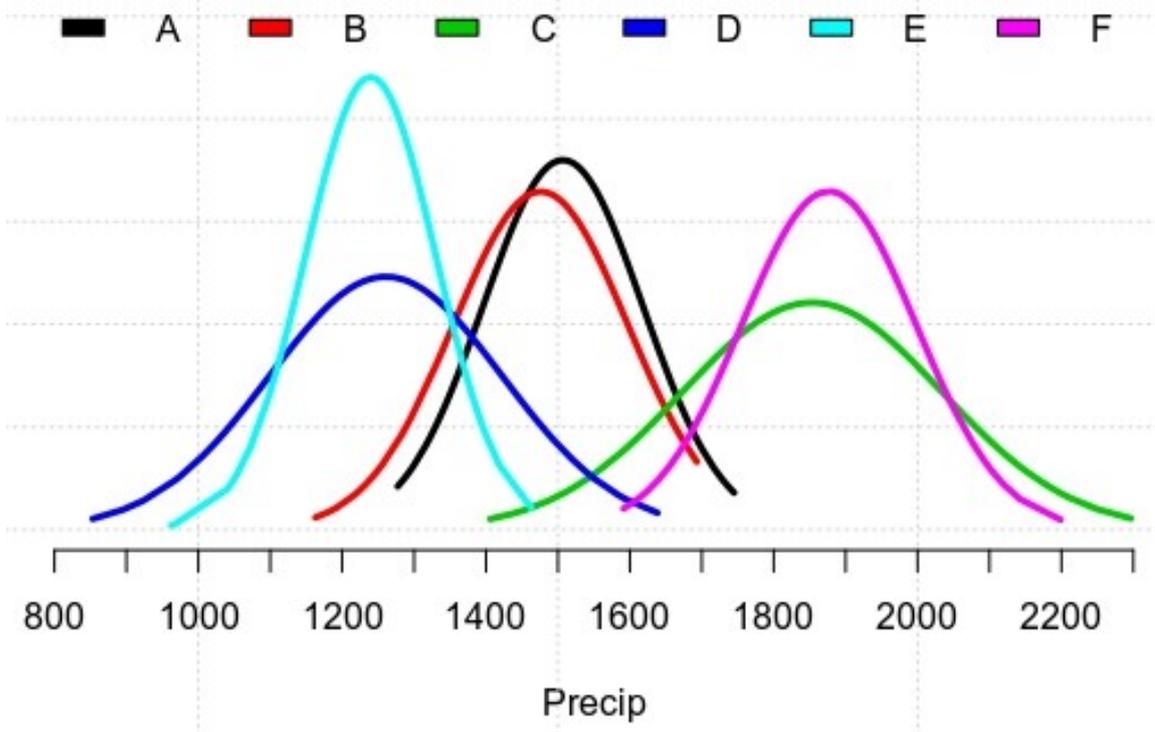
Fonte: Autor.

Essa informação evidencia que os modelos não representam de maneira idêntica à precipitação acumulada anual para a região do NEB, oferecendo múltiplos cenários equipotenciais.

A distribuição da precipitação acumulada anual para a série completa, 1850 a 2005, pode ser vista na Figura 23, os modelos mostram uma dispersão para tal valor. O modelo CSIRO e MRI-CGCM3 apresentam as maiores médias entre 1600 a 1700 mm/ano, enquanto os modelos HadCM3 e MPI_ESP mostram os menores valores entre 1100 a 1200 mm/mês.

Figura 25: Distribuição de frequência dos modelos paleoclimáticos.

A: bcc_csm1; B: CCSM4; C: CSIRO_Mk3L; D: HadCM3; E: MPI_ESP_P; F: MRI_CGCM3.



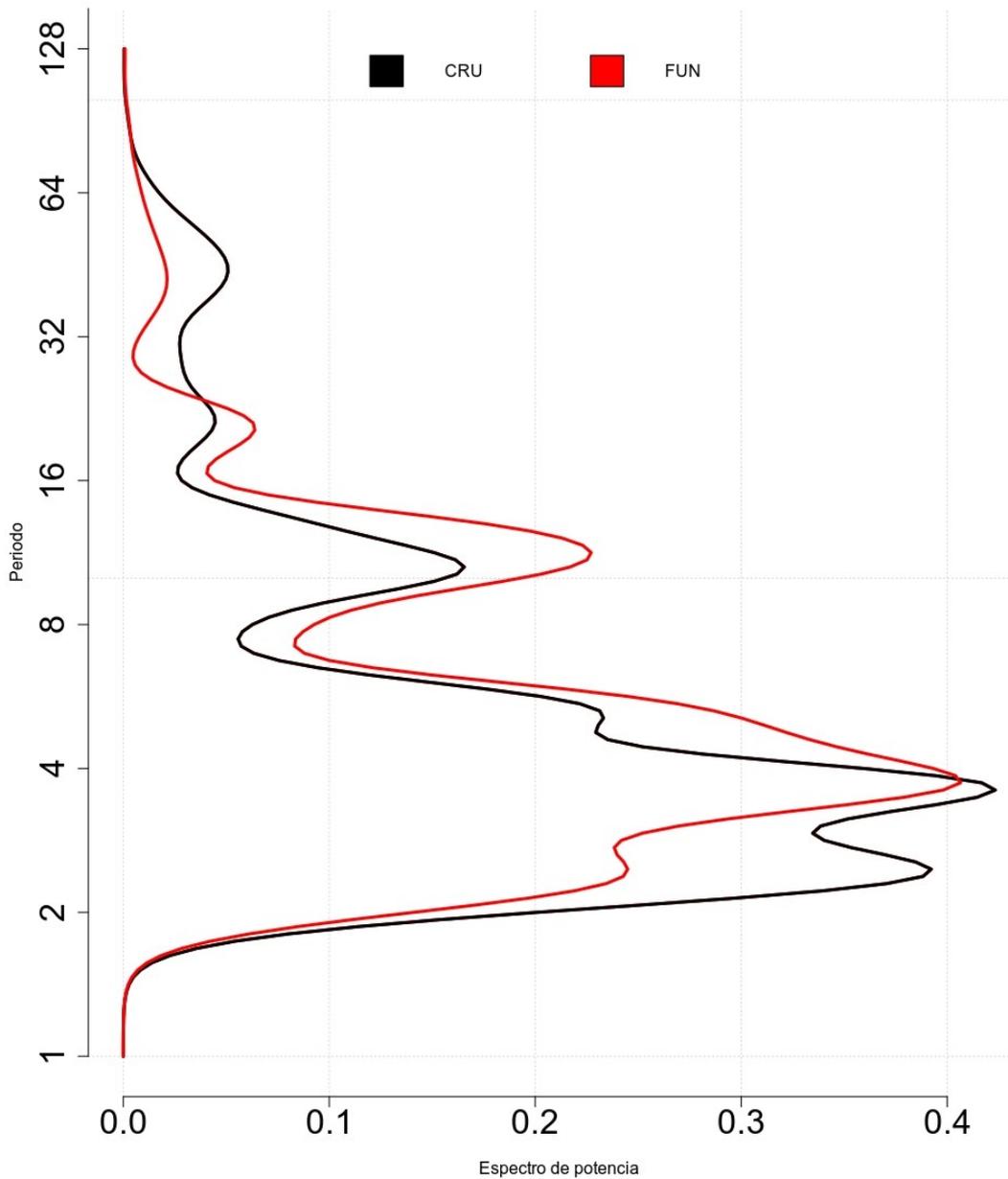
Fonte: Autor.

De todos os modelos o MPI_ESM_P apresenta a curva mais leptocúrtica, assim os valores estão mais próximo da média, isso sugere pouca variabilidade interanual, em contra partida o modelo HadCM3 que tem uma média próxima ao

MPI_ESM_P tem uma curva mesocúrtica sugerindo uma maior variabilidade interanual.

Essa informação evidencia que os modelos não representam de maneira idêntica à precipitação acumulada anual para a região do NEB, oferecendo múltiplos cenários equipotenciais.

Figura 26: Espectro de potência para precipitação acumulada: CRU e FUNCEME/SUDENE.



Fonte: Autor.

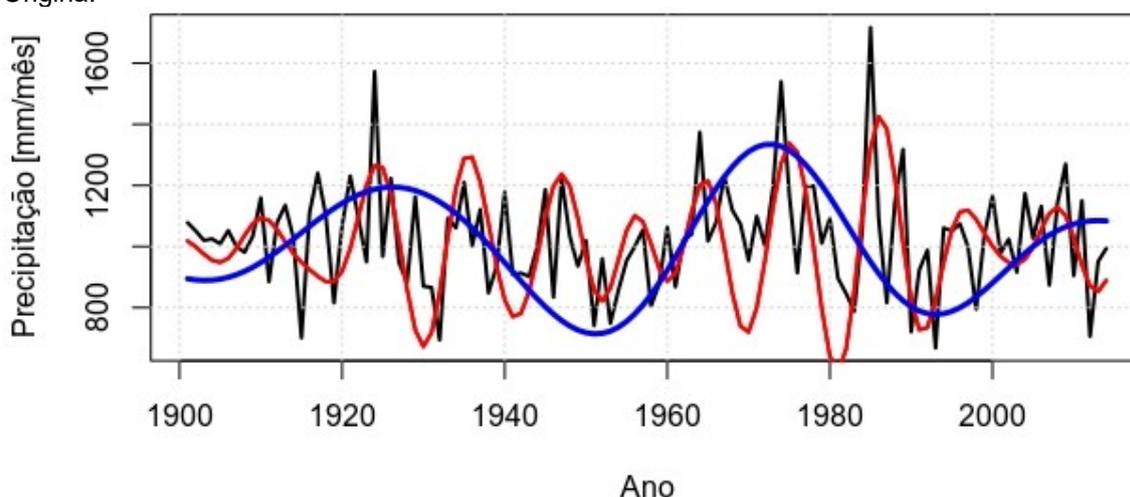
Para analisar a variabilidade de baixa frequência para as simulações o período *Historical* primeiro vamos conhecer a variabilidade apresentada pelos dados observados CRU e FUNCEME/SUDENE. Na Figura 26, é observado o espectro de potencia para precipitação acumulada anual para CRU e FUNCEME/SUDENE, para o período de 1911 a 2014 como é comum as duas séries.

Os modos de variação se mostram em fase próximas, apresentando a variabilidade para os períodos de 2 a 8 anos, que esta em acordo com os eventos de ENOS, assim os modos de 32 a 64 anos entrando na fase na OMA, o que difere entre as séries é a quantidade de energia para cada modo, enquanto a série da FUNCEME/SUDENE apresenta mais energia nos modos de 8 a 16 anos reduzindo em 32 a 64 anos, o CRU tem o comportamento inverso.

É preciso salientar que apesar do Ceará fazer parte do NEB, as análises para a validação do CRU na seção 5.1 evidenciam que são se tratam de séries idênticas, o que pode explicar em parte essa diferença na distribuição da energia.

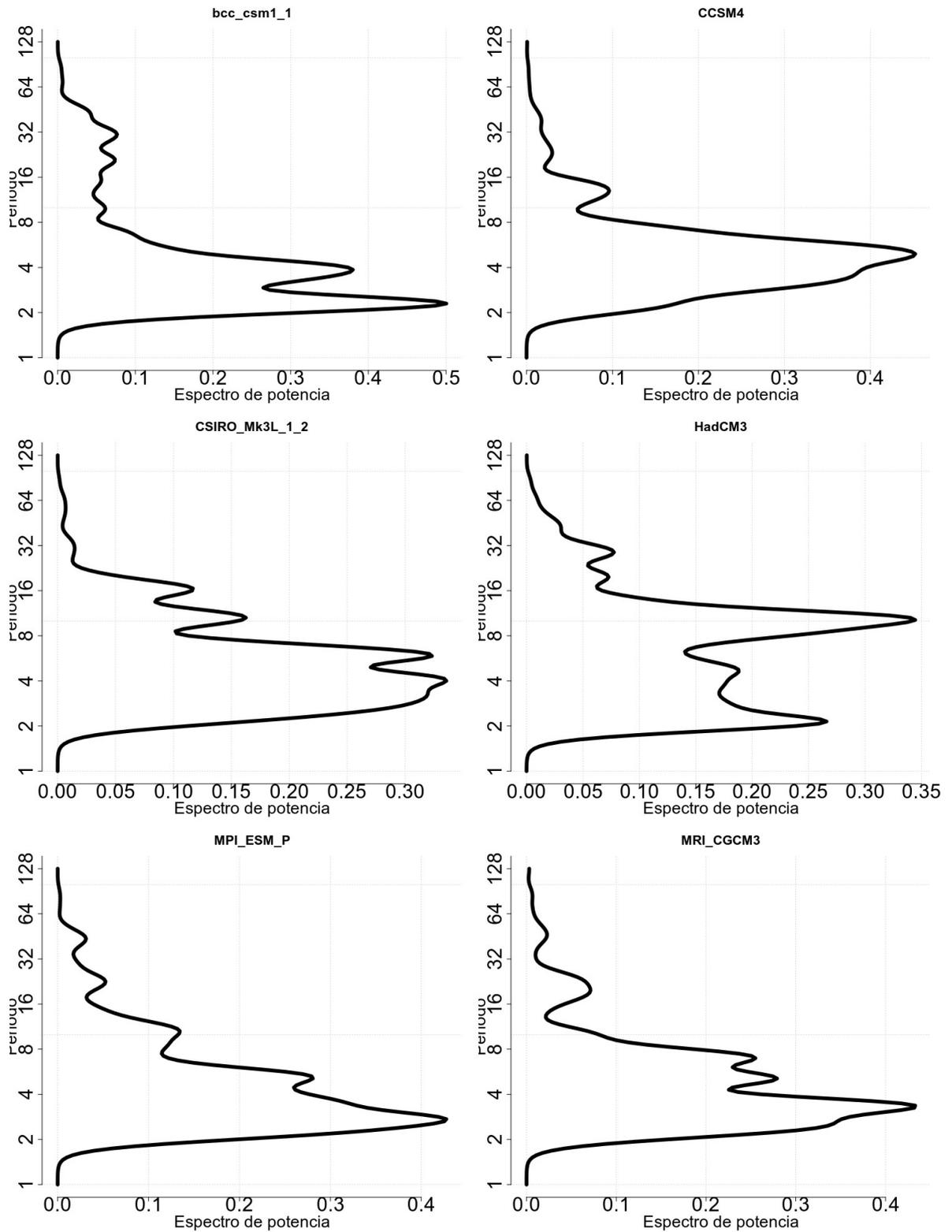
Assim, pode-se utilizar a série da FUNCEME/SUDENE com mais um indicativo dos modos reais de variabilidade do NEB e como referência para comparação dos modelos paleoclimáticos dos dados do CRU, pois os mesmos representam todo o NEB.

Figura 27: Decomposição das bandas de maior energia. Vermelha: 2-8 anos. Azul 32-64ano. Preta: Origina.



Fonte: Autor.

Figura 28: Espectro de potência para precipitação acumulada para os modelos paleoclimáticos



Fonte: Autor.

A mesma análise foi feita para cada um dos modelos paleoclimáticos, como visto na Figura 28, todos os modelos parecem ter facilidade em representar os modos de variabilidade de 2 a 8 anos, mesmo que o modelo HadCM3 tenha deslocado esse padrão colocando a anergia para um período maior que 8 anos.

A análise para uma variabilidade maior que 32 anos é mais complicada de ser representada pelo tamanho da série, visto que os modos de variabilidade para uma série analisadas tem apenas 146 anos. Mesmo assim é visto nos modelos que um modo de 32 anos aparece nas séries.

Colocamos no apêndice os gráficos de decomposição para todos os modelos para que não fique tão extensa a seção. Na Tabela 7, é apresentado a variância explicada entre os modelos e o CRU para a série precipitação acumulada no período de 1901 a 2005, as bandas selecionadas para os modelos é a mais significativa dentro dos dados do CRU, 2 a 8 anos e 32 a 64 anos.

Tabela 5.1- Variância explicada entre os modelos e CRU para o período 1901 a 2005.

Modelo	Variância (%)
bcc_csm1_1	41,4
CCSM4	49,8
CSIRO_Mk3L_1_2	111,3
HadCM3	89,9
MPI_ESM_P	26,0
MRI_CGCM3	48,5

Os modelos CSIRO-MK3 e HadCM3 exibem os valores mais próximos de 1, indicando que os modelos apresentam um grau aproximado de variância. Enquanto o modelo MPI_ESM_P tem o pior desempenho, com apenas 26,0% de variância explicada.

Conforme critério de McKee et al. (1993, 1995), calcula-se o número de eventos de secas e de cheias, divididos por categoria, para toda a série. Os resultados mostram que as duas séries apresentam números muito similares de categorias de secas.

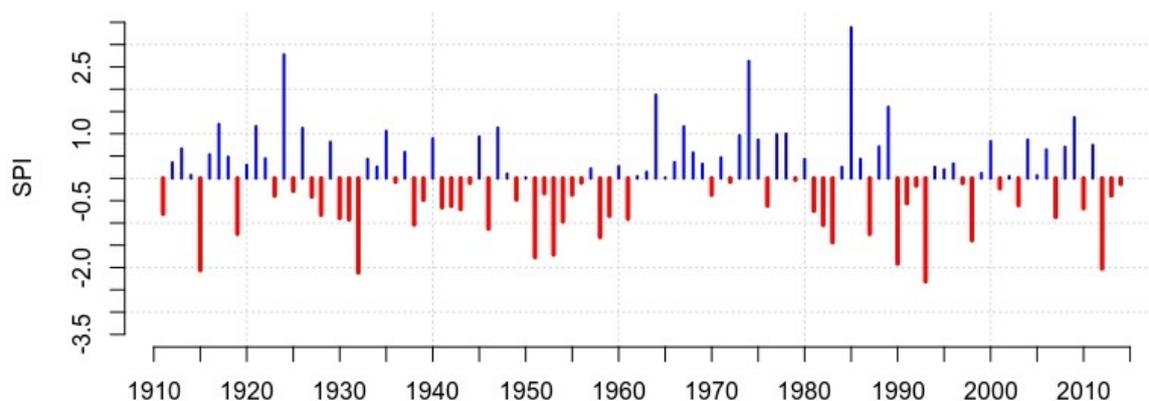
Tabela 5.2- Número de secas separados por categoria para os dados observados.

	S3	S2	S1	S0	N	C1	C2	C3	C4
CRU	4	3	4	16	44	16	7	2	3
FUN	4	5	3	15	38	19	9	2	3

Fonte: Autor

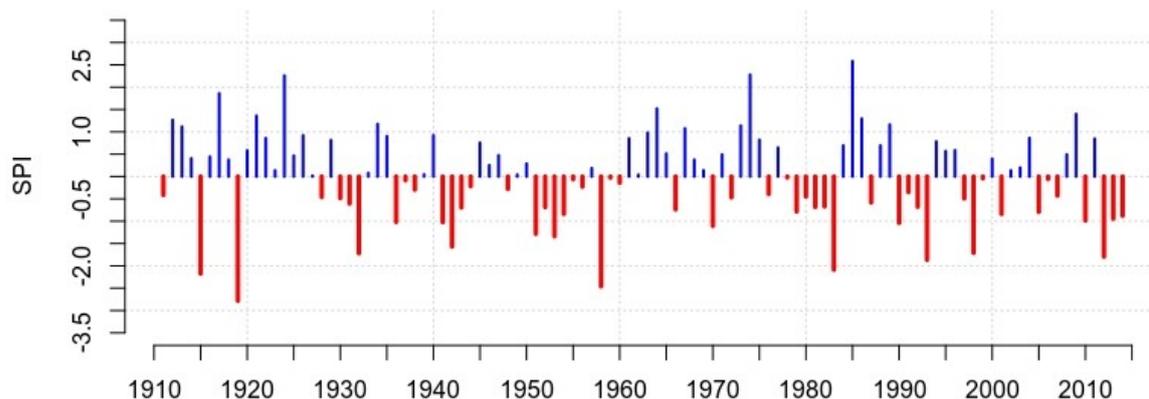
A partir dos dados do CRU e da FUNCEME/SUDENE, os eventos de secas, para o período de 1911 a 2014, são calculados pelo índice de seca padronizado (SPI) acumulado para doze meses, como se observa, respectivamente, nas Figuras 29 e 30. Nota-se, também, que a correlação entre as séries é 0,84, assim como quais eventos foram sequências, indicando em que pontos do tempo esse impacto foi mais severo.

Figura 29: Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo dados do CRU sobre o NEB para o período de 1911 a 2014.



Fonte: Autor.

Figura 30: Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo dados do FUNCEME/SUDENE sobre o NEB para o período de 1911 a 2014.



Fonte: Autor

A mesma metodologia é aplicada aos modelos paleoclimáticos do PMIP3 para a simulação do período *Historical*, para o período de 1860 a 2005, agrupando o número de secas por categoria. Não existe uma distinção significativa entre o número de secas observados entre os modelos, esse resultado sugere que os modelos distribuem os eventos de secas e cheias de forma parecida, mesmo que não os represente nos mesmos anos.

Tabela 5.3: Numero de secas segundo os modelos paleoclimáticos

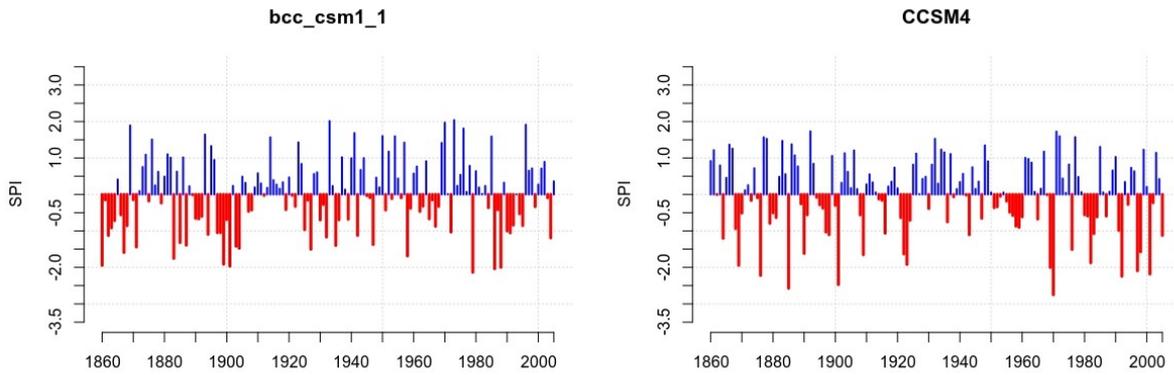
	S3	S2	S1	S0	N	C1	C2	C3	C4
Bcc	3	6	7	21	55	16	19	9	1
CCSM4	2	7	7	23	48	23	19	6	1
CSIRO	2	8	8	23	49	24	15	8	3
HadCM3	2	8	9	24	43	27	14	10	1
MPI	2	7	8	27	40	29	15	7	2
MRI	3	6	6	23	50	27	6	12	3

Fonte: Autor

As Figuras 31 a 33 apresentam a disposição dos eventos de secas segundo os modelos paleoclimáticos, para o período de 1860 a 2005. A Tabela 9 determina o número de eventos acumulados para o período, mas essa informação não evidencia a sequência dos eventos, como os modelos distribuem.

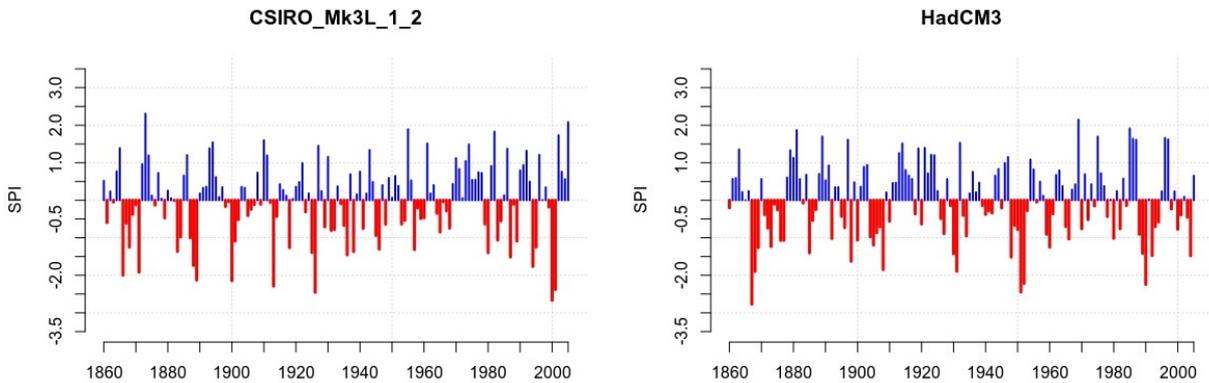
Fica claro que a esta tística dos eventos é representada pelos modelos paleoclimáticos mas o ano que esse evento ira ocorrer depende de sua dinâmica interna.

Figura 31: Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo simulação do período *Historical* dos modelos bcc_csm1 e CCSM4 do sobre o NEB para o período de 1860 a 2005.



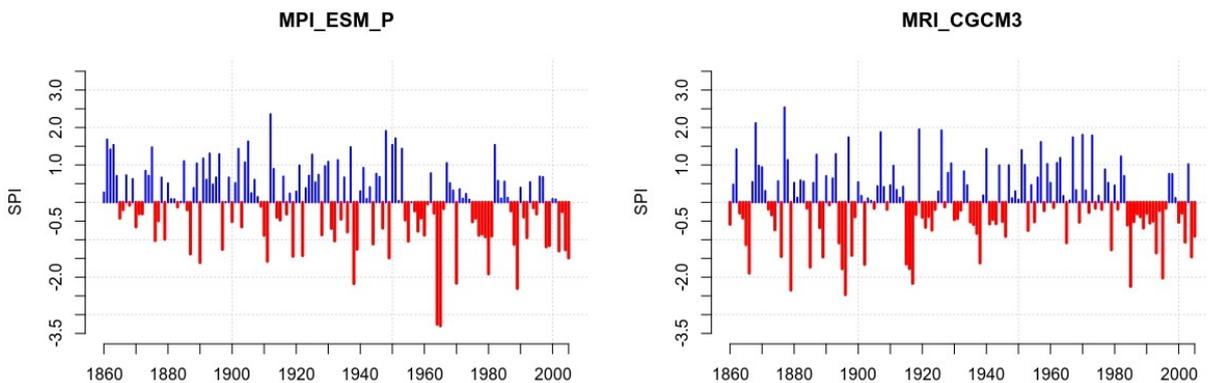
Fonte: Autor.

Figura 32: Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo simulação do período *Historical* dos modelos CSIRO-Mk3 e HadCm3 do sobre o NEB para o período de 1860 a 2005.



Fonte: Autor.

Figura 33: Índice de seca padronizado acumulado para 12 meses segundo simulação do período *Historical* dos modelos MPI_ESM_P e MRI_CGCM3 do sobre o NEB para o período de 1860 a 2005.



Fonte: Autor.

Essa informação pode ser resumizada na Figura 33, a distribuição acumulada dos eventos de secas e cheia segundo todos os modelos. As linhas de distribuição acumulada para cada modelo estão sobrepostas que é impossível distinguir qual pertence a cada modelo, tornando a legenda dos modelos irrelevante

5.3 Série de secas históricas

Evidencia-se que os dados históricos também podem ser utilizados para avaliar o conjunto de modelos do PMIP3, utilizado a Tabela 3, que representam os eventos de secas documentadas no NEB.

A informação sobre a intensidade do evento não pode ser quantizada sobre a magnitude do evento, mas a hipótese é que se o evento foi documentado sua intensidade foi relevante provocando impactos significativos. Entretanto, a Tabela 3 fornece uma informação relevante sobre a frequência dos eventos, assim foi atribuído o valor: (1) para anos que ocorreram secas e (0) para os anos em que as secas não foram documentadas ou não apresentaram impactos suficientes para causar danos.

Na Figura 34, observa-se uma representação gráfica para a distribuição dos eventos de secas ocorridos no NEB para o período de 1600 a 2018. Os espaços vazios na figura são os anos seguidos sem secas documentadas, já as linhas verticais pretas representam os anos seguidos de secas.

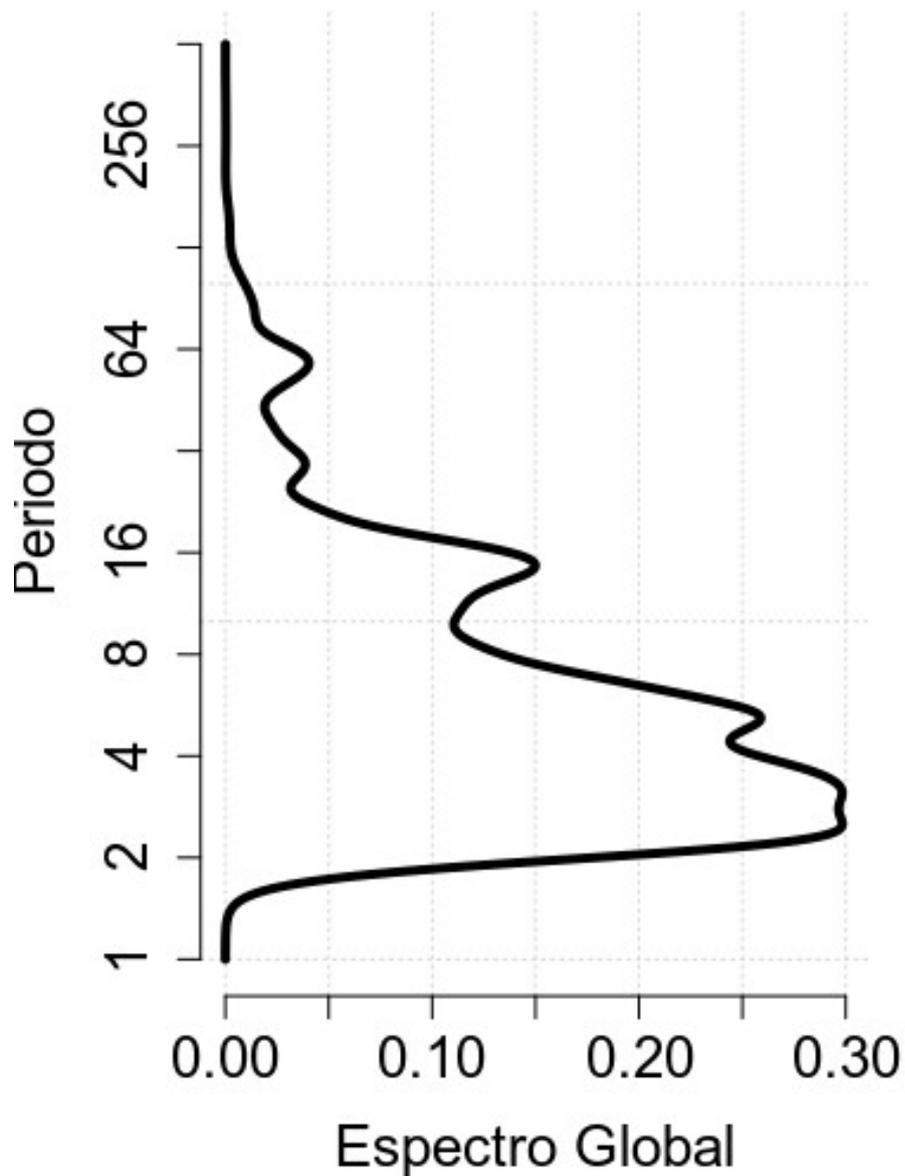
Figura 34: Sequência dos eventos de secas documentadas sobre o NEB



Fonte: Autor.

Evidencia-se que a série binária reconstrói a frequência dos eventos de secas históricas submetida à análise de ondeleta, como mostra a Figura 35, e apresenta modos de variabilidade de baixa frequência parecidos com os observados pelas séries do CRU, FUNCEME/SUDENE e os modelos paleoclimáticos do PMIP3 para o período *Historical*.

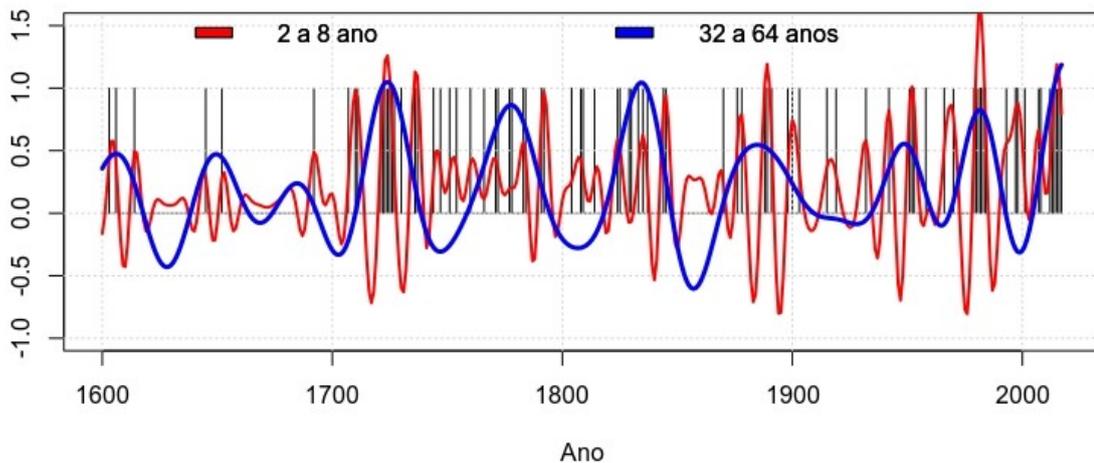
Figura 35: Espectro de potência da série binária de secas históricas para o período de 1600 a 2018.



As séries analisadas anteriormente apresentavam no máximo 114 anos de precipitação acumulada anualmente, o que fragilizava o argumento sobre a variabilidade de 64 anos; o que não ocorre nesta série binária com 418 anos. Contudo, são necessárias mais evidências para determinar com clareza que esse modo de variabilidade de baixa frequência de 64 anos é natural para o NEB.

Aplica-se o filtro na série para os mesmos períodos observados na série do CRU na seção anterior, 2 a 8 anos e 32 a 64 anos, para a série binária de histórico de secas, como mostra a Figura 36. A série completa decompõe toda a série do período.

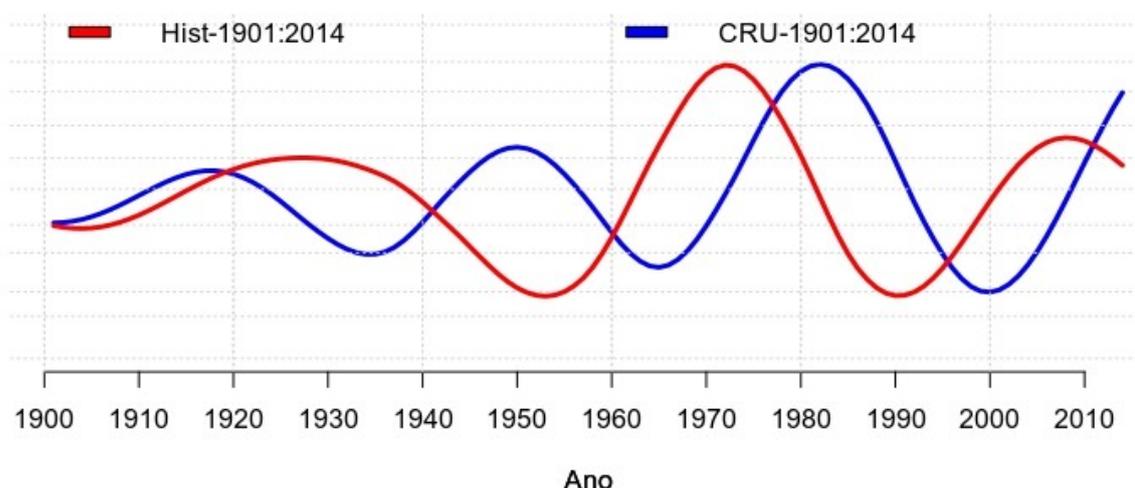
Figura 36: Decomposição das bandas de maior energia para a série binária de histórico de secas. Vermelha: 2-8 anos. Azul 32-64ano. Preta: Origina.



Fonte: Autor.

Analisando a série binária das secas para o mesmo período de 1901 a 2014, e comparando com a série filtrada da precipitação acumulada anual segundo os dados do CRU para o mesmo período, a correlação para o espectro de potencia é de 0.86, mesmo que seja vista uma defasagem entre as séries.

Figura 37: Série binária de secas históricas, série de precipitação acumulada anual do CRU filtradas na banda de 32 a 64 anos para o período de 1901 a 2014 na mesma escala.



Fonte: Autor.

5.4 Resultados modelos *Past1000*

Quanto às simulações do PMIP3 para o período *Past1000* (850 a 1850), de acordo com a Tabela 1 não existe nem um parâmetro orbital capaz de alterar a distribuição da radiação ou produzir mudanças discerníveis, ou seja, mudanças na distribuição de eventos de secas e/ou cheias podem ter outra resposta, forçada por outro mecanismo, provavelmente eventos de baixa frequência da ordem multidecenal causados por *feedbacks* internos do sistema.

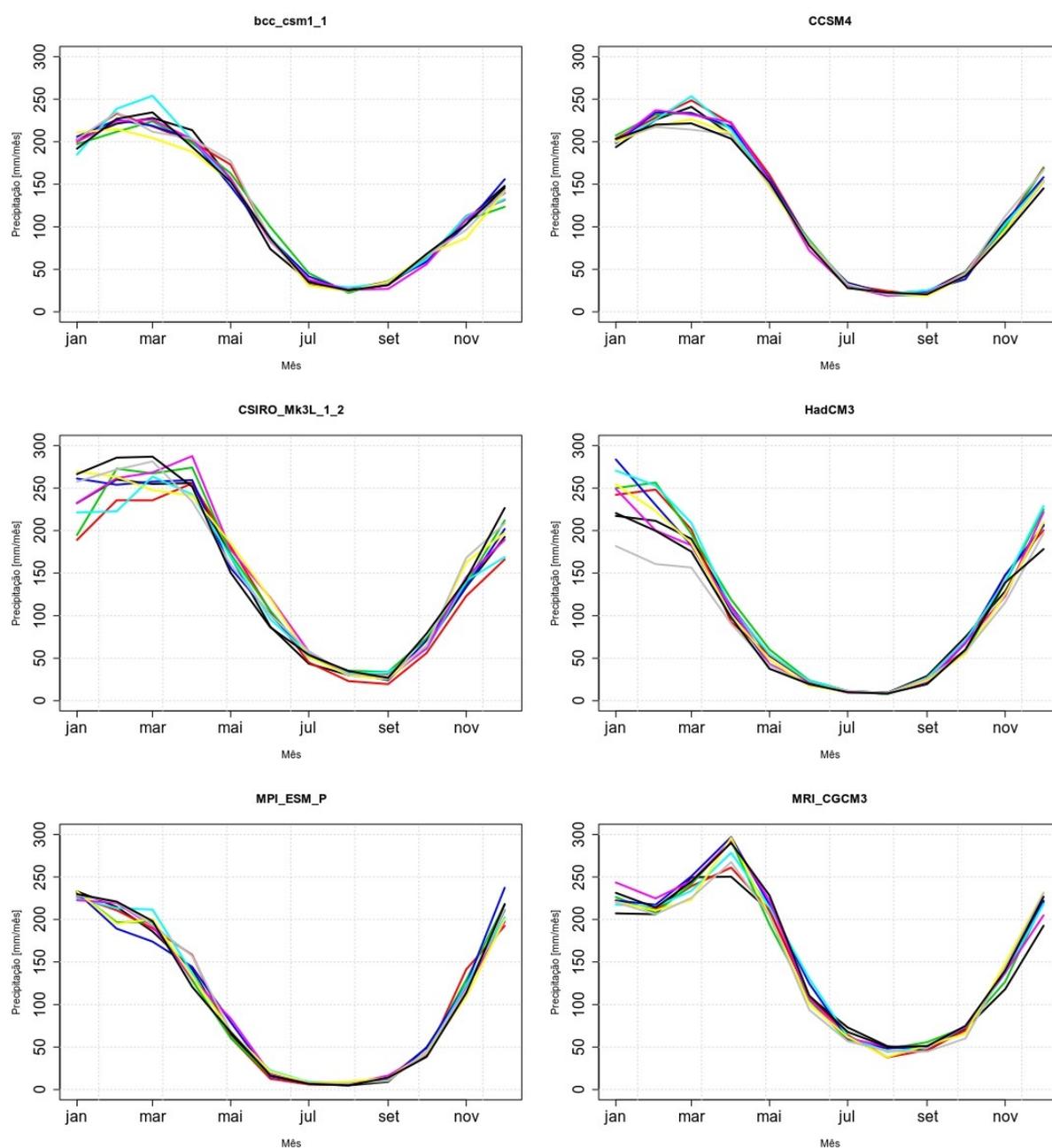
As mudanças entre os dois períodos de simulação dos modelos paleoclimático, *Historical* e *Past1000*, giram entorno da concentração dos gases de forçamento radioativo além do uso e ocupação do solo, Tabela 1.

Como a série temporal para as simulações do período *Past1000* contam com dez séculos iremos adotar a estratégia de analisar a sazonalidade para cada um deles. Na Figura 38, é mostrada a sazonalidade de todos os modelos divididos em séculos para o período de 850 a 1850. Os resultados sugerem que não existiu alteração no regime da sazonalidade se limitando em mudanças percentuais dentro

de cada mês. Tais mudanças percentuais geralmente ocorrem nos meses de maior precipitação.

Já o modelo CCM4 e MPI_ESM_P apresentam os resultados com menor dispersão com uma sazonalidade agrupada entre os séculos, o CSIRO_Mk3 e HadCM3 apresenta os maiores níveis de dispersão.

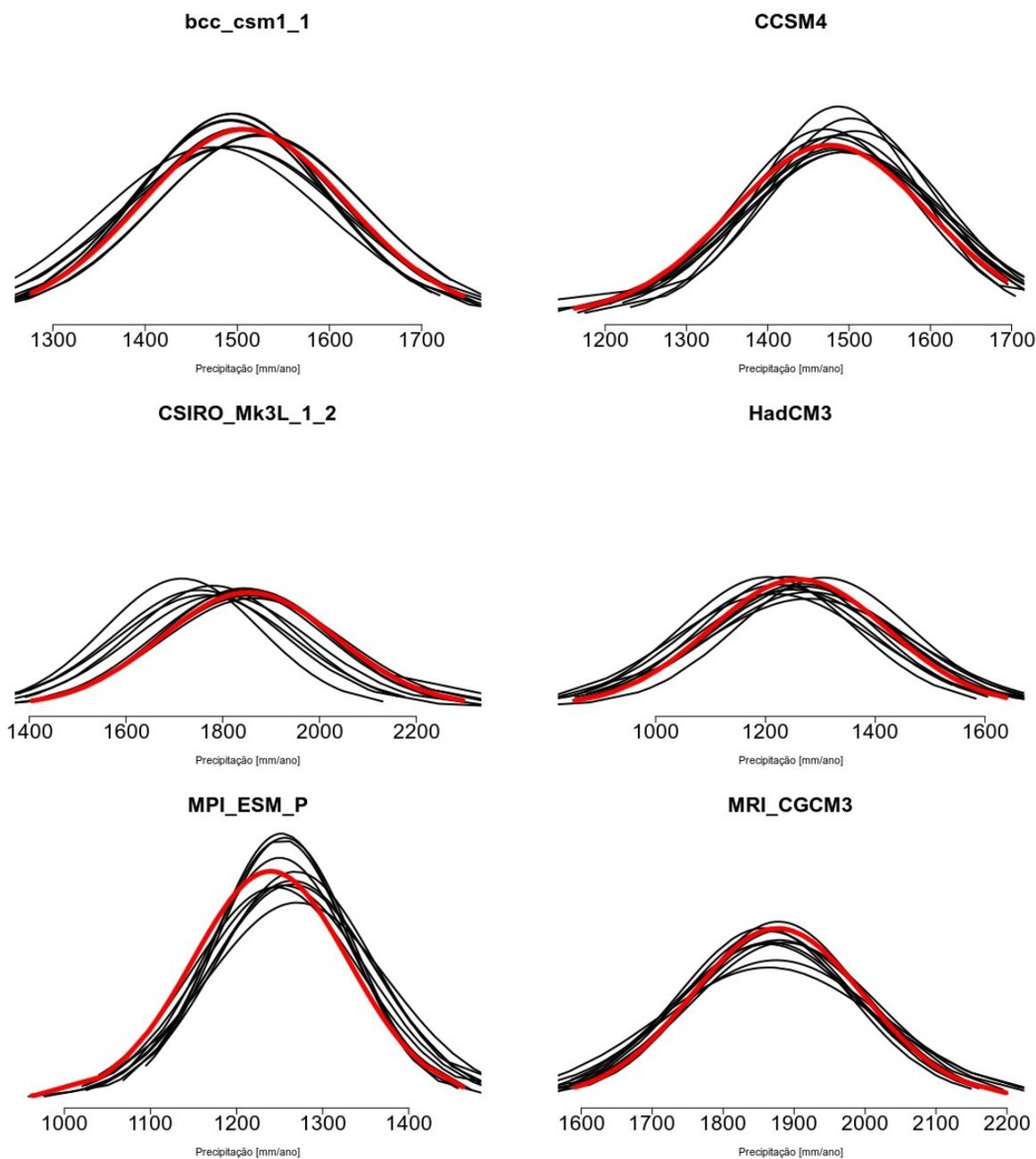
Figura 38: Sazonalidade dos modelos paleoclimática para o período Past1000, 850 a 1850, divididas por séculos.



Fonte: Autor.

A distribuição de frequência para a precipitação acumulada para a média anual dividida por século nos mostra quais os modelos mudam na variância e na concentração dos eventos, como vistos na figura 39.

Figura 39: Distribuição de frequência da precipitação média acumulada anual.



Fonte: Autor.

Linha vermelha distribuição da precipitação acumulada média anual para os modelos do período *Historical* 1850 a 2005. Linhas pretas séculos distribuição da precipitação acumulada média anual para os modelos do *Past1000* (850 a 1850)

Para cada século, existe uma mudança nos parâmetros da distribuição em relação ao outro, assim como em relação ao período. A média e a variância explicada do período Past1000 em relação ao Historical são calculadas para cada século assim como para cada período de simulação, Historical e Past1000 como visto da Tabela 10 e 11.

Tabela 5.4- Média da precipitação acumulada anual por século

Século	bcc	CCSM4	CISRO	HadCM3	MIP_ESM	MRI
SEC-9/10	1493,1	1487,0	1797,0	1278,6	1256,1	1864,9
SEC-10/11	1497,0	1508,1	1780,1	1270,4	1245,6	1865,8
SEC-11/12	1503,1	1501,6	1763,4	1223,8	1252,6	1857,1
SEC-12/13	1492,6	1497,7	1856,0	1215,3	1270,4	1877,9
SEC-13/14	1473,3	1471,0	1715,9	1305,6	1254,5	1880,9
SEC-14/15	1524,8	1489,0	1751,8	1267,0	1264,7	1861,7
SEC-15/16	1492,1	1487,5	1855,6	1203,9	1265,0	1878,5
SEC-16/17	1524,0	1485,7	1844,2	1249,5	1250,0	1874,5
SEC-17/18	1494,6	1477,0	1863,5	1280,1	1268,4	1886,4
SEC-18/19	1495,9	1493,9	1836,1	1240,9	1252,3	1864,1
SEC-19/21	1506,9	1475,9	1853,4	1260,7	1239,6	1876,7

Fonte: Autor.

Pela avaliação dos dados de média podemos destacar quais modelos apresentem um viés mais úmido ou mais seco, o modelo MRI mostrou a maior precipitação média acumulada anual de todos os modelos, os modelos HadCM3 e MIP_ESM_P apresentando os menores valores de acumulado médio anual.

Tabela 5.5- Variância explicada entre as simulações do *Past1000* em relação ao *Historical*.

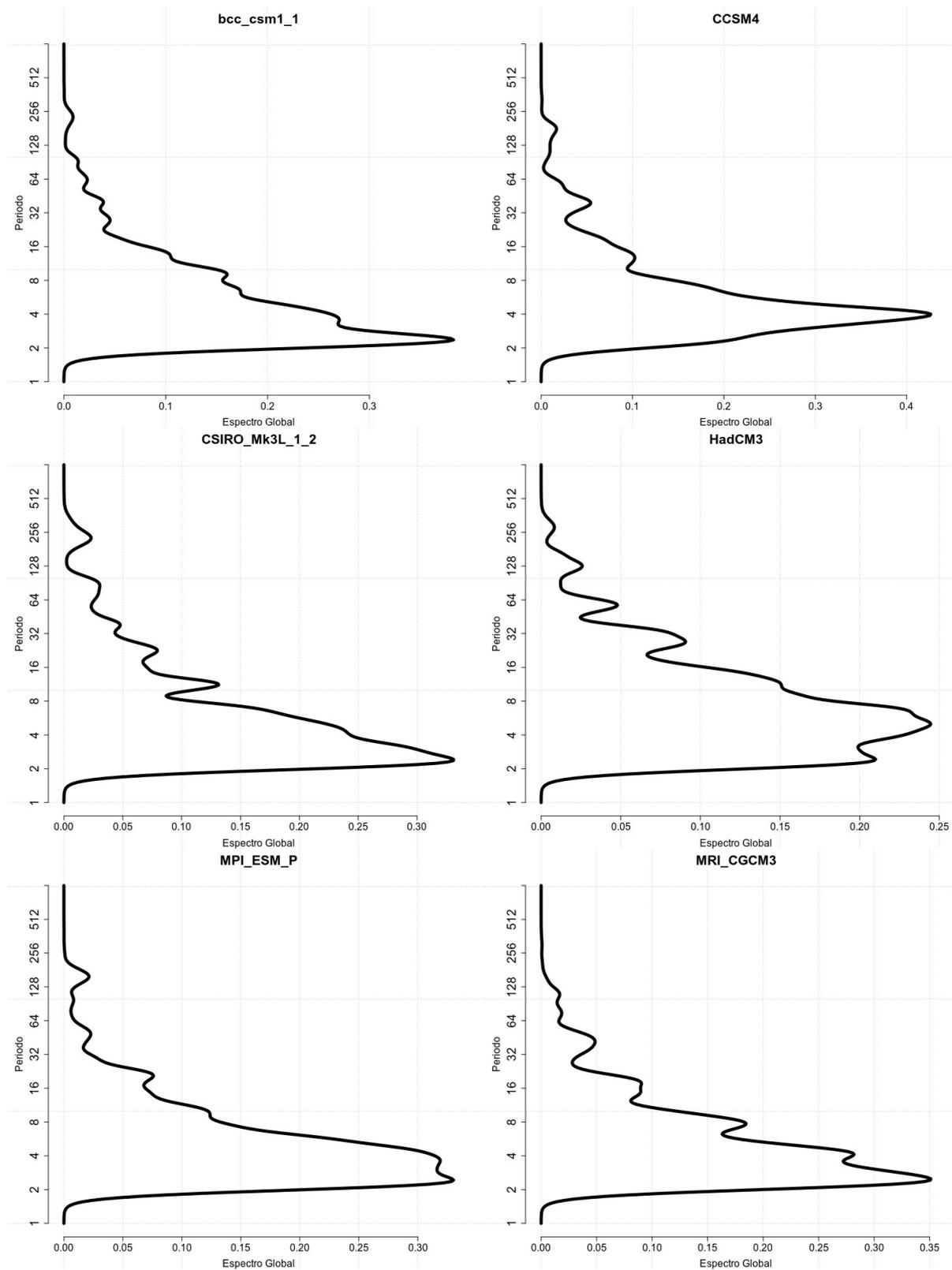
Século	bcc	CCSM4	CISRO	HadCM3	MIP_ESM	MRI
SEC-9/10	1,102	0,814	1,023	1,179	0,871	1,017
SEC-10/11	1,103	0,923	0,945	1,060	1,076	1,089
SEC-11/12	0,993	0,863	1,023	1,044	0,877	0,998
SEC-12/13	0,956	1,039	0,975	1,127	1,160	0,962
SEC-13/14	1,107	0,914	0,891	0,986	1,066	1,011
SEC-14/15	1,027	0,945	0,980	1,038	1,043	1,101
SEC-15/16	0,950	1,028	1,029	0,981	1,062	1,074
SEC-16/17	1,037	1,015	0,965	1,088	0,944	1,231
SEC-17/18	0,923	0,955	1,054	1,110	1,002	1,091
SEC-18/19	0,921	1,043	0,987	0,979	0,857	1,300

Fonte: Autor.

Podemos identificar os modelos de baixa frequência utilizando a transformada de ondeleta para toda a série com 1000 anos, utilizando a precipitação média acumulada anua para cada modelo. Verificando se os padrões observados nas simulações do período Historical se repetem, e na próxima seção validar tais modelos de variabilidade utilizando as proxies.

Na Figura 40, devido ao tamanho da série é possível que se possam capturar modos de variabilidade de baixa frequência que antes não possível serem observados. Os modelos continuam com a maior parte da energia na variabilidade interanual, 2 a 8 anos. Os modos de 32 a 64 anos agora estão mais definidos e aparecendo em todos os modelos. E um modo de variabilidade de 256 anos na mais baixa frequência foi observados bcc_cms1,CSIRO_Mk3, HadCM3, os demais modelos observaram um modo de variabilidade de 128 anos.

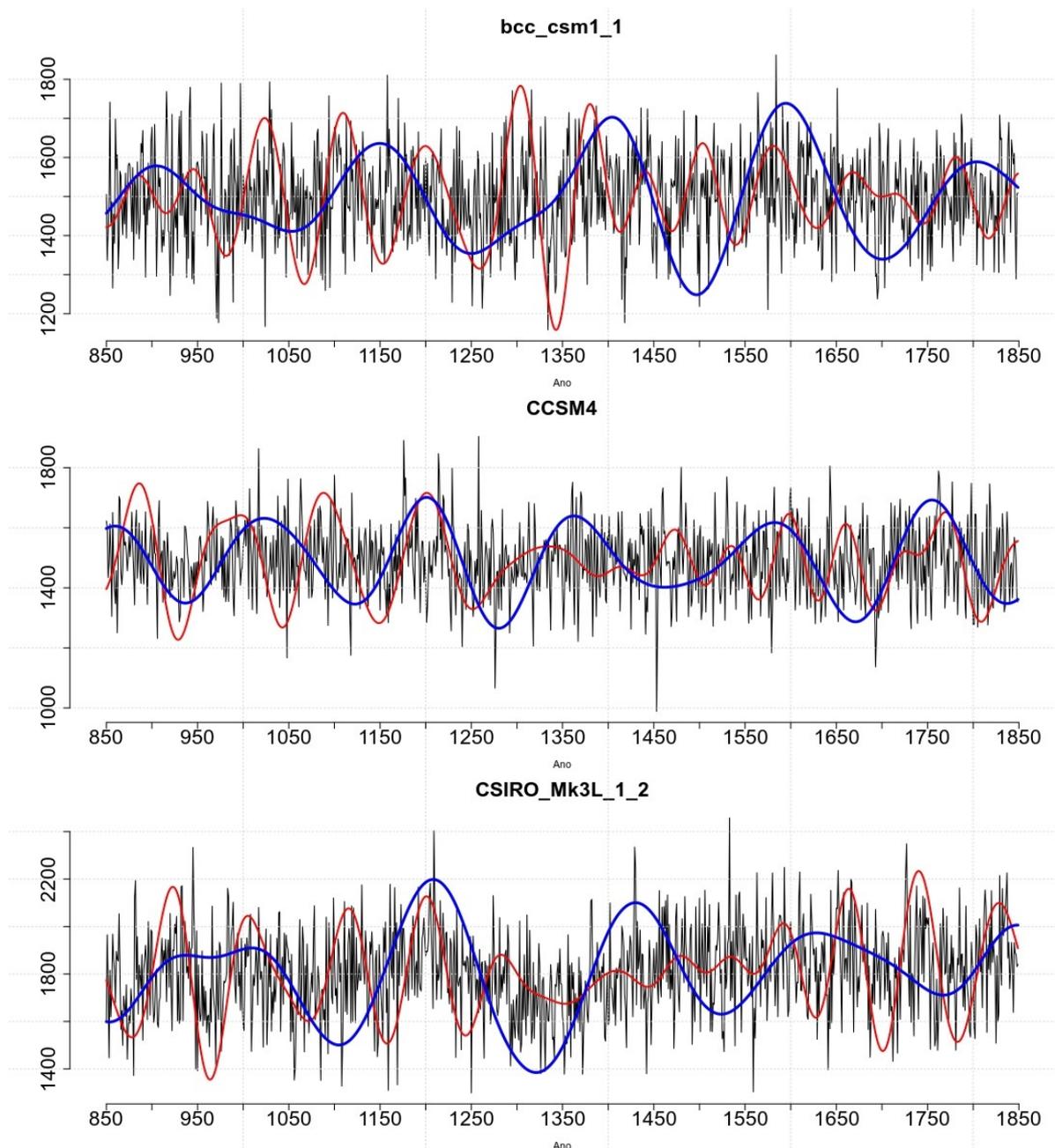
Figura 40: Espectro de potência da precipitação média acumulada anual, segundo os modelos paleoclimáticos do período Past1000 - 850 a 1850.



Fonte: Autor

Devido ao tamanho da série é mais interessante observar o filtro das bandas dentro dos modos de mais baixa frequência, na Figura 41 é mostrada a decomposição da série para tais modos, 64 a 128 anos, e 128 a 256 anos.

Figura 41: Filtro das banda de 64 a 128 anos e 128 a 256 anos para o modelo bcc_csm1, CCSM4, CSIRO-MK3. Linha vermelha 64 a 128 anos, linha azul 128 a 256 anos.

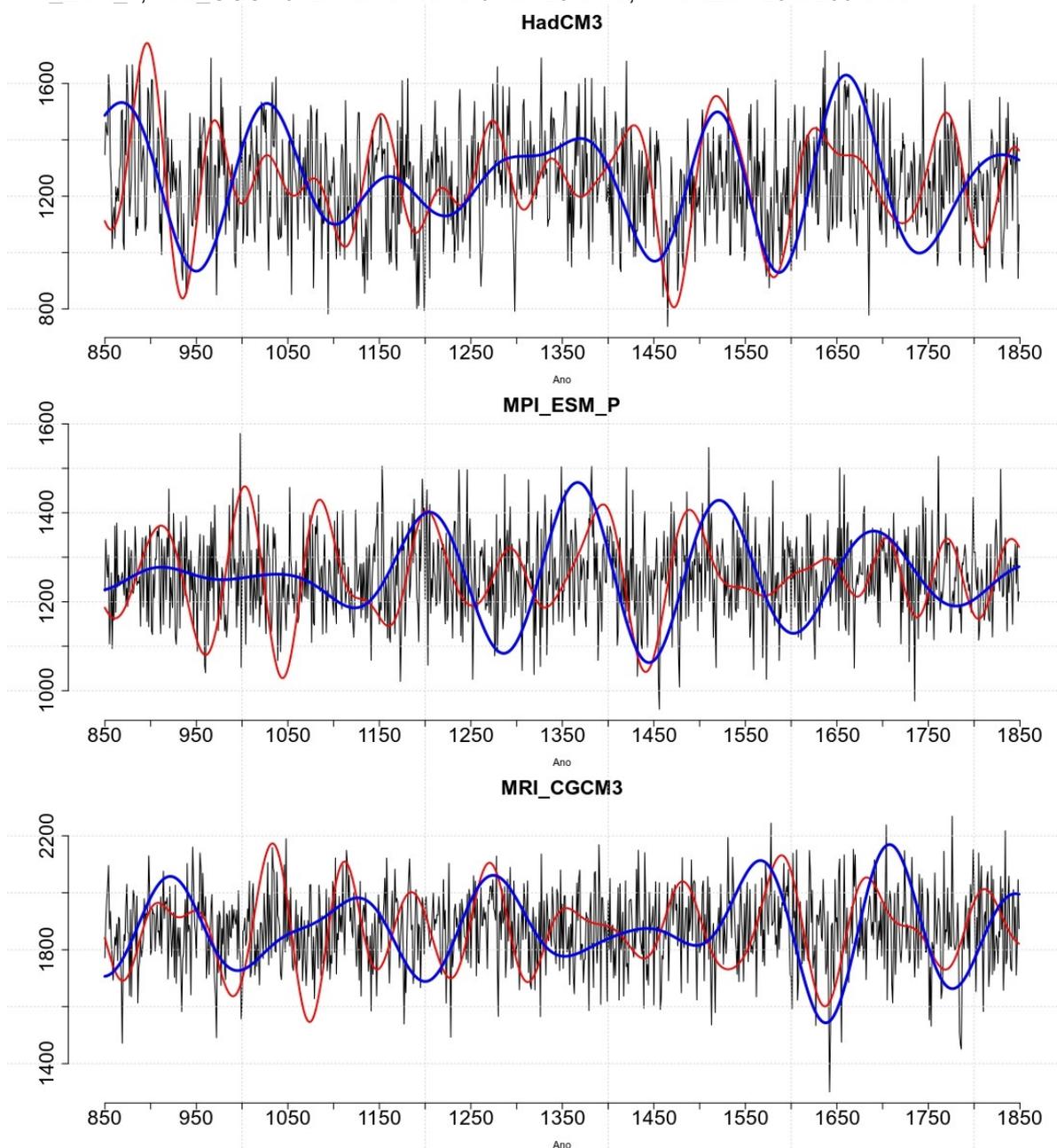


Fonte: Autores.

A banda de 128 a 256 anos parece ser quase periódica, essa hipótese precisa ser verificada segunda as *proxie* para que seja tratada como uma oscilação

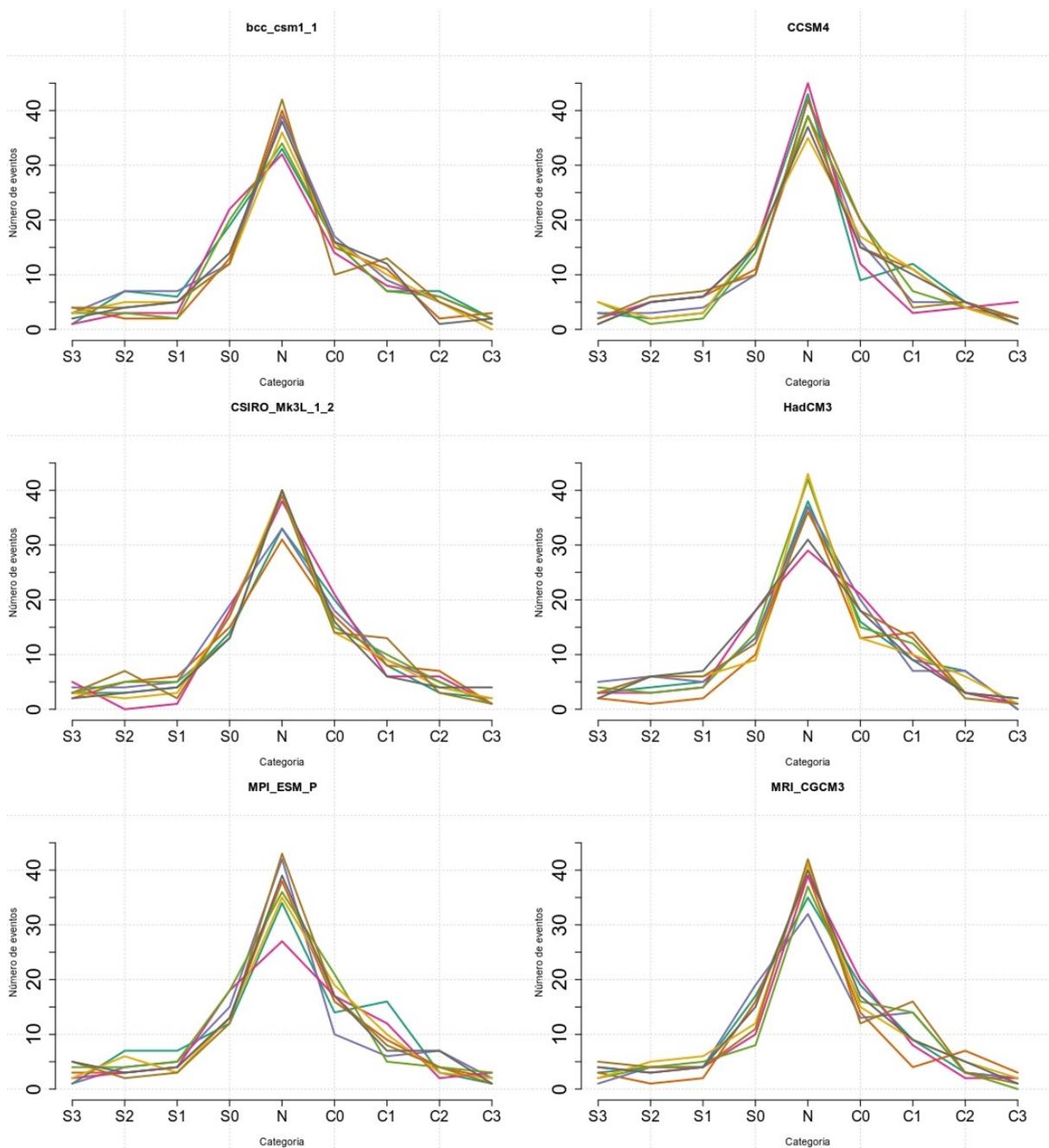
ocasional da variabilidade interna do modelo. Esse padrão aparece em nos outros modelos com amplitudes e fases diferentes.

Figura 42: Figura 41: Filtro das banda de 64 a 128 anos e 128 a 256 anos para o modelo HadCM3, MIP_ESM_P, MRI_CGCM3: Linha vermelha 64 a 128 anos, linha azul 128 a 256 anos.



Fonte: Autor.

Figura 43: Número de secas/cheias por categoria segundo os modelos paleoclimáticos do PMIP3 para o período Past1000.



Fonte: Autor.

Segundo os modelos paleoclimáticos para o período *Past1000*, o número de ocorrência de secas para o NEB foi catalogado para cada século dentro de cada modelo, Figura 43.

Os modelos colocam como eventos mais frequentes as condições de seca leve, evento neutro e cheia leve, nem um modelo se destaca na modificação entre os séculos na concentração dos eventos, nas Tabelas 12 a 17 pode se observar os valores plotados.

Tabela 5.6: Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo bcc_csm1_1.

	S3	S2	S1	S0	N	C0	C1	C2	C3
850-950	1	7	6	19	33	16	7	7	2
951-1050	4	2	2	13	40	15	11	2	3
1051-1150	3	7	7	12	39	17	9	5	1
1151-1250	1	3	3	22	32	14	8	6	2
1251-1350	3	3	2	20	34	16	7	6	2
1351-1450	3	5	5	12	36	16	10	5	0
1451-1550	4	4	5	12	42	10	13	5	1
1551-1650	2	4	5	14	38	16	12	1	2
1651-1750	5	6	5	7	41	20	9	4	1
1751-1850	1	9	5	22	32	15	12	5	1

Tabela 5.7: Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo CCMS4.

	S3	S2	S1	S0	N	C0	C1	C2	C3
850-950	3	2	3	15	43	9	12	5	2
951-1050	1	5	6	11	39	15	11	4	2
1051-1150	3	3	4	10	42	16	5	5	2
1151-1250	2	5	6	15	45	12	3	4	5
1251-1350	5	1	2	14	39	20	7	4	1
1351-1450	5	2	3	16	35	17	11	4	1
1451-1550	2	6	7	10	42	20	4	5	2
1551-1650	1	5	6	15	37	15	10	5	1
1651-1750	2	4	5	12	36	14	12	6	0
1751-1850	0	6	7	9	35	15	13	3	2

Tabela 5.8: Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo CSIRO.

	S3	S2	S1	S0	N	C0	C1	C2	C3
850-950	3	3	4	14	33	20	8	3	2
951-1050	2	5	6	15	31	17	8	7	1
1051-1150	4	4	5	19	33	18	9	5	1
1151-1250	5	0	1	18	38	21	6	6	1
1251-1350	3	5	5	13	40	15	10	5	1
1351-1450	3	2	3	17	40	14	9	4	2
1451-1550	3	7	2	17	39	14	13	3	1
1551-1650	2	3	4	13	40	16	6	4	4
1651-1750	3	4	5	7	42	14	12	5	1
1751-1850	3	6	7	6	44	16	8	5	2

Tabela 5.9-Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo HadCM3.

	S3	S2	S1	S0	N	C0	C1	C2	C3
850-950	3	4	5	13	38	16	9	7	0
951-1050	2	1	2	10	37	13	14	3	1
1051-1150	5	6	5	13	37	20	7	7	0
1151-1250	3	3	4	18	29	21	10	3	1
1251-1350	4	3	4	14	42	15	12	3	2
1351-1450	3	6	6	9	43	13	10	6	1
1451-1550	3	6	6	12	36	18	13	2	1
1551-1650	2	6	7	18	31	18	9	3	2
1651-1750	1	1	2	21	32	13	10	7	2
1751-1850	2	8	9	13	39	15	12	3	1

Tabela 5.10-Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo MPI_ESM_P.

	S3	S2	S1	S0	N	C0	C1	C2	C3
850-950	1	7	7	12	34	14	16	3	1
951-1050	3	3	4	13	38	16	9	4	2
1051-1150	1	4	5	15	42	10	6	7	2
1151-1250	2	3	4	18	27	17	12	2	3
1251-1350	4	4	5	18	36	21	5	4	3
1351-1450	2	6	3	13	35	19	10	3	2
1451-1550	5	2	3	12	43	17	8	4	1
1551-1650	5	3	4	13	39	17	7	7	1
1651-1750	3	6	5	14	41	13	13	3	2
1751-1850	0	8	9	15	39	14	10	3	3

Tabela 5.11-Número de secas divididas por categoria ocorridas no período de 850 a 1850 segundo modelo MRI_.

	S3	S2	S1	S0	N	C0	C1	C2	C3
850-950	3	4	4	17	35	19	9	3	2
951-1050	3	1	2	16	39	14	4	7	3
1051-1150	1	4	4	19	32	13	14	3	2
1151-1250	4	3	4	10	39	20	8	2	2
1251-1350	2	4	5	8	37	16	14	3	0
1351-1450	2	5	6	12	41	15	9	5	2
1451-1550	5	4	4	11	42	12	16	3	1
1551-1650	4	3	4	15	40	17	9	5	1
1651-1750	3	2	3	21	33	19	5	8	1
1751-1850	5	2	3	13	43	16	11	3	2

Como o índice de seca SPI é normalizado a comparação para os eventos de secas e cheia podem ser feitos de forma quantitativa entre os modelos. Mesmo que os modelos não apresentem as mesmas quantidades de precipitação acumulada anual.

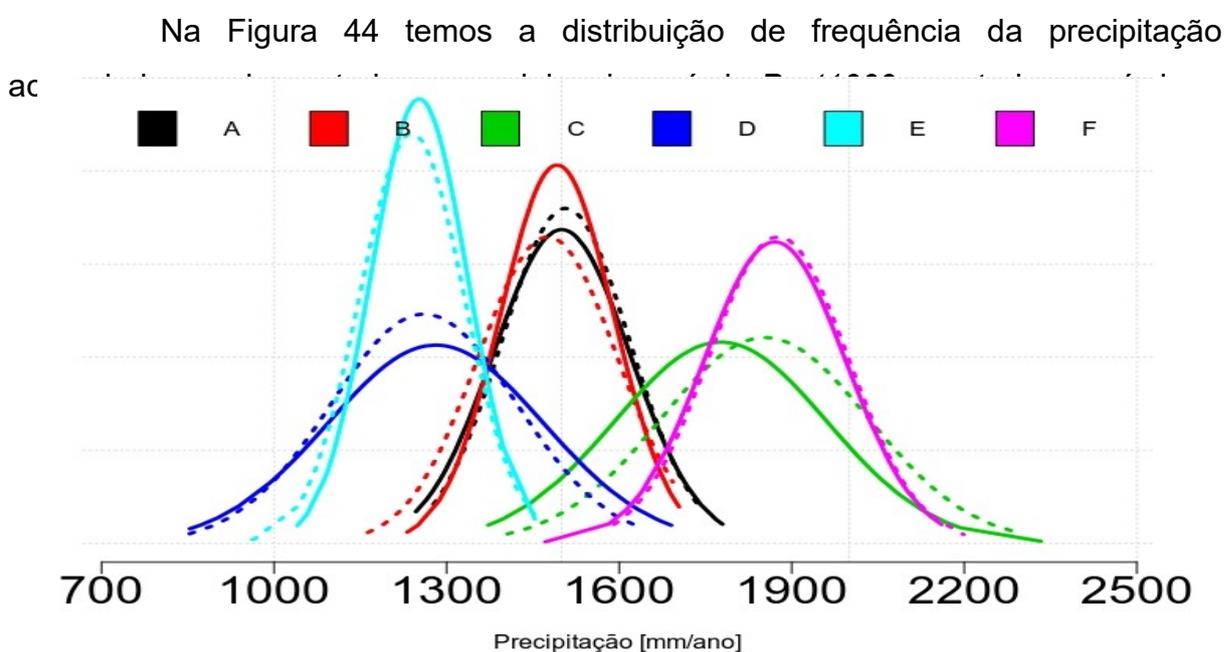


Figura 44: Distribuição de frequência da precipitação acumulada anual dos modelos paleoclimáticos do período Past1000. A- bcc_csm1; B-CCSM4; C-CSIRO; D- HadCM3; E- MPI_ESM; F- MRI-CGCM3

Fonte: Autor.

As características de distribuição dos modelos para o período *Past1000* parecem ser as mesmas para o período *Historical*. Além disso, foi visto que os modelos MPI_ESM_P e HadCM3 apresentavam as menos medias enquanto os modelos MRI-CGCM3 e CSIRO-MK3 valores maiores.

Tabela 5.12- Média do acumulado anual segundo os modelos paleoclimáticos do PMIP3 para os períodos Historical e Past1000.

	Média - Past1000	Média -Historical	Variância %
Bcc	1499.06	1506	114
CCSM4	1489.86	1482	66
CSIRO	1806.37	1866	105
HadCM3	1253.51	1263	134
MPI	1257.97	1245	85
MRI	1871.18	1863	104

Fonte: Autor

Em comparação as simulações do período *Historical* não houve mudanças significativas em torno da precipitação acumulada anual média, a diferença se dá na distribuição dos eventos, altura da curtose, e não existe um consenso entre os modelos se os eventos extremos para precipitação acumulada tem a mesma frequência.

5.5 Análise das *proxies*

5.5.1 Oscilação Multidecadal do Atlântico

A quantidade de precipitação pluviométrica disponível para o NEB está associada ao posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que depende de fatores de interação oceano atmosfera como a OMA (*Atlantic Multidecadal Oscillation*), forçando a posição da ZCIT mais ao sul quando apresenta valores negativos resultando em um viés mais úmido sobre o NEB. Outro fator importante é ONI (*Oceanic Niño Index*) utilizado para indicar os fenômenos de ENSO, tal índice é um forte modulador da intensidade da ZCIT e seus impactos sobre a precipitação do NEB.

Segundo Kayano e Caprignano (2013) as fases da OMA a fase quente 1929 a 1958 e de 1998 a 2006 o período frio segundo a autora, para os anos de 1901 a 1925 e 1962 a 1994, os anos que não estão dentro dessa intercessão são classificados como anos de fase neutra.

Os resultados apresentados sugerem como os oceanos exercem sua influência sobre a precipitação sobre o NEB, na Figura 43, podemos observar essa oscilação em escala multidecadal e realizar uma análise de maneira mais qualitativa entre a média móvel de dez anos para a precipitação acumulada e o índice OMA, mostrando que para uma fase fria (1901 - 1930) a precipitação é maior em comparação com a média do século.

Assim como para uma fase quente (1930 - 1965) temos valores precipitação abaixo da média, tanto para fase fria quanto para fase quente a diferença percentual da precipitação acumulada comparada com a média do século fica entorno de 5 – 10%, esse sinal volta a se repetir 1965 - 1990 e com menor amplitude para 1990 até o presente, mesmo que o sinal da OMA seja forte para este período.

A Tabela 18 apresenta os anos de El Niño e La Niña fortes que existiram dentro de cada fase da AMO, mostrando que os fenômenos de ENSO podem acontecer em qualquer fase da AMO.

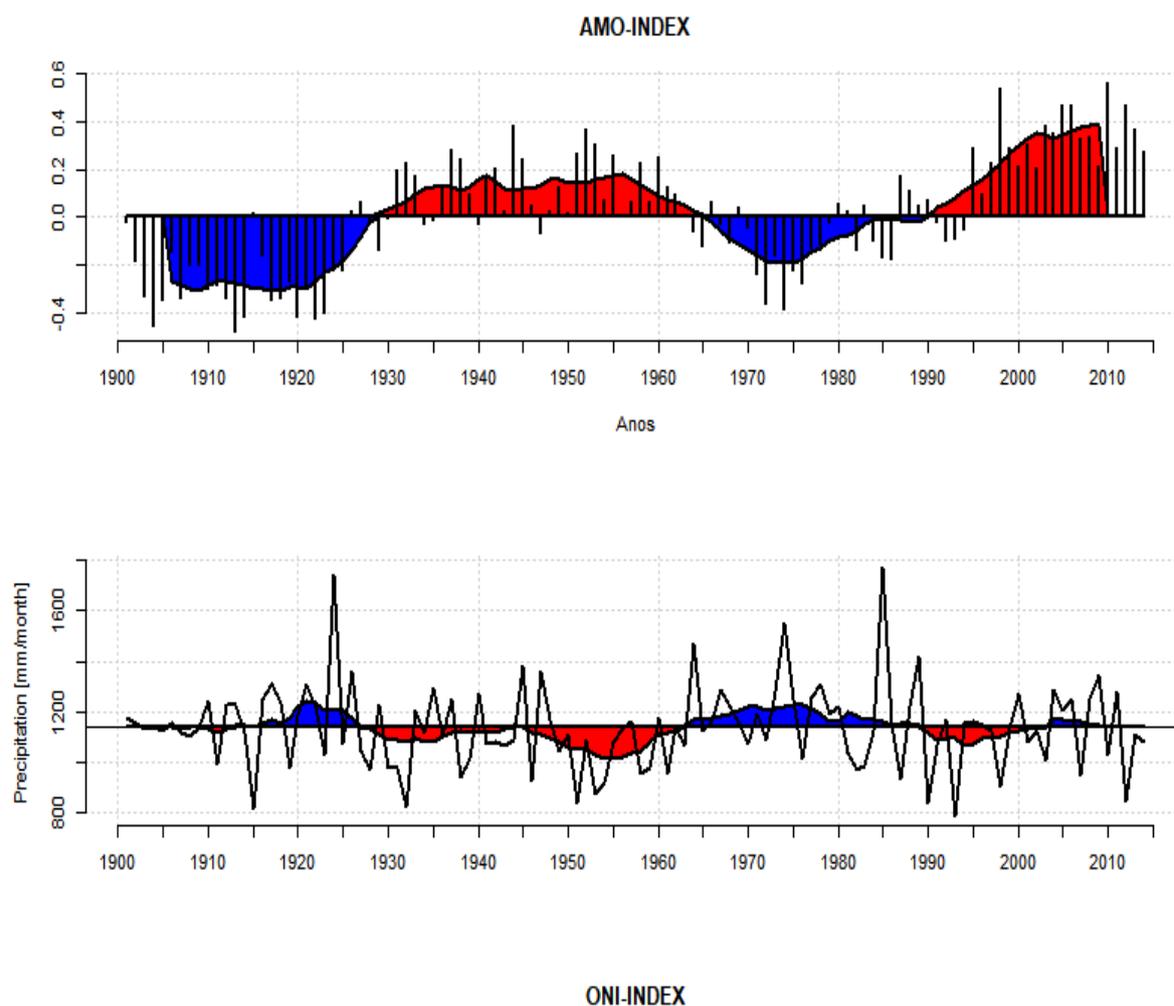
Tabela 5.13: Anos de início do ENSO extremos estratificados de acordo com as fases da AMO

Fase OMA	El Niño	La Niña
Quente	1930, 1939, 1940, 1951, 1957, 2002, 2003, 2004	1933, 1938, 1942, 1949, 1955, 1999
Fria	1902, 1904, 1911, 1914, 1918, 1925, 1965, 1968, 1972, 1976, 1982, 1986, 1991	1906, 1908, 1916, 1920, 1922, 1924, 1964, 1967, 1970, 1973, 1975, 1984, 1988

Fonte: Kayano et al. 2013

Para validarmos os resultados obtidos pelos modelos é de suma importância apresentar dados de *proxies* que corroborem tais resultados, nesse sentido o índice AMO apresenta grande relevância para determinar a precipitação acumulada sobre o NEB, apresentado como um forte modulador de baixa frequência sobre a ZCIT como infere os resultados da Figura 45.

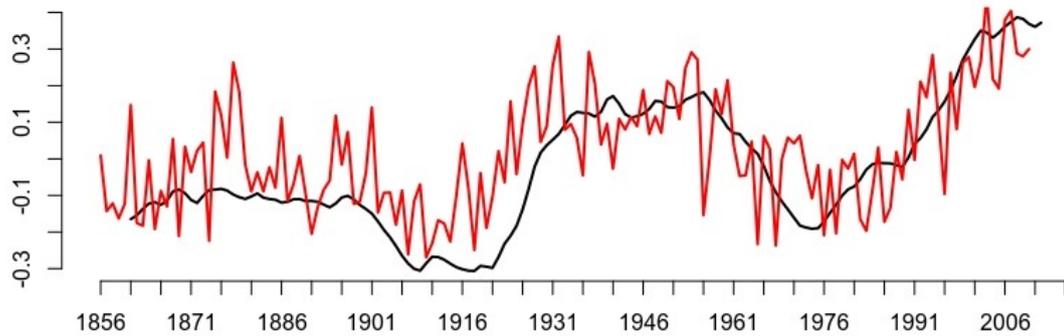
Figura 45: Relação entre índices oceânicos OMA com a precipitação acumulada sobre o NEB.



Fonte: Autor

Wang et al. (2017) apresenta resultados sobre a reconstrução do OMA de 800 a 2010 dC, utilizando coral core, na Figura 44 temos a comparação dessa proxies com o dados do Kaplan et al. (2011) para o período de 1856 a 2010, mostrando a capacidade de reconstrução do índice e podendo ser utilizado para validação das simulação para o past1000.

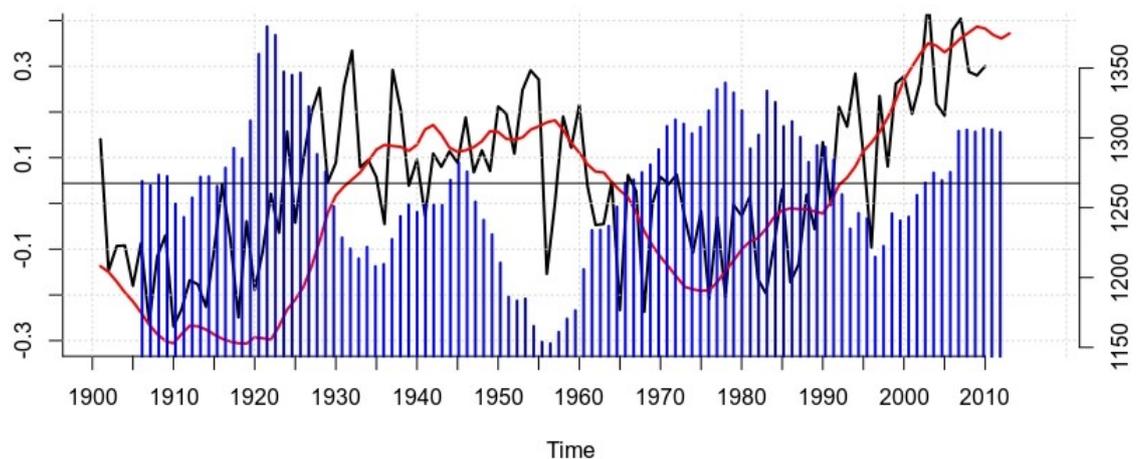
Figura 46: Comparação do índice AMO para os dados reconstruídos de Kaplan et al. 2011 e Wang et al. 2017.



Fonte: Autor

Na Figura 47 temos a compilação dos dados, precipitação do CRU acumulada barras azuis, kaplan2011 linha vermelha e wang2017 linha preta, como visto na Figura 26 o comportamento da precipitação com as fases da OMA.

Figura 47: Comparação entre o índice AMO entre os dados Kaplan et al. 2011 e Wang et al 2017.



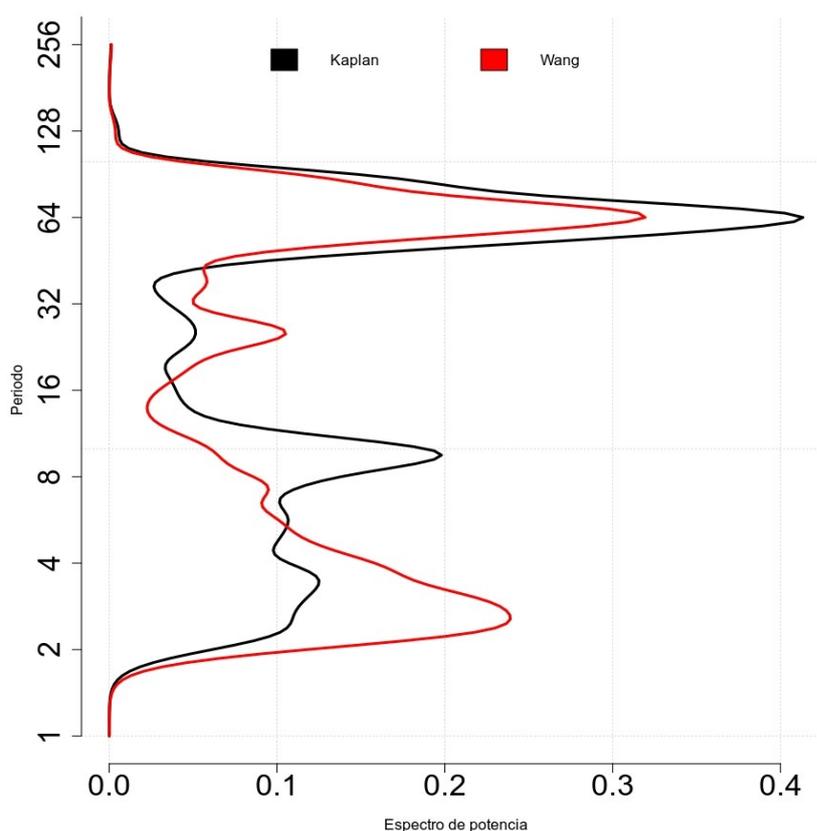
Fonte: Autor.

Analisando a precipitação acumulada em para os modelos *historical* em comparação aos dados do OMA, Kaplan et al (2011), para inferir se o comportamento dos dados do CRU podem ser observado nos modelos, em relação a fase quente e fase fria.

As fases observadas do OMA em comparação ao CRU bem estabelecidas com a precipitação do modelo, isso se explica pelo fato dos modelos tem suas componentes oceânicas formando a suas fases dentro da sua dinâmica interna. Mas a análise é valida para investigação dos modelos *historical*.

A reconstrução dos dados da OMA segundo os dados de wang2017 também se mostra no espectro de potencia principalmente na mais baixa frequência possível de ser observada na série de 1856 a 2018. A figura 48 mostra tal resultado com um pico no período de 64 anos dentro da mesma fase.

Figura 48: Espectro de potencia. Série wang2017 e Kaplan2011 para o período de 1856 a 2018.

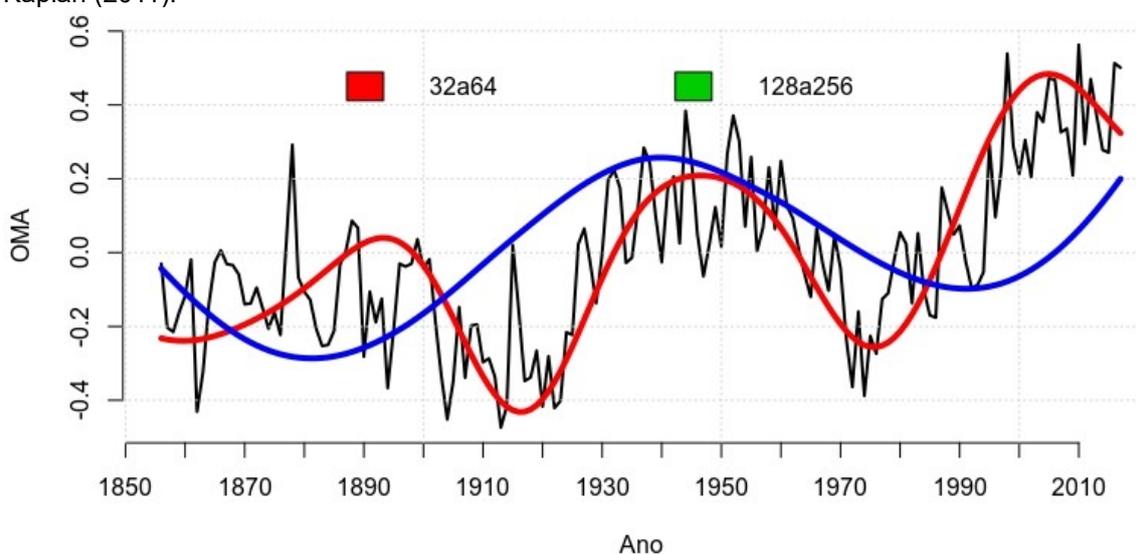


Fonte: Autor.

A série do wang2017 e kalpla2011 mostra a energia do espectro de potência com variabilidade de baixa frequência de 32 a 64 anos aproximadamente marcada, e os dados de wang2017, em sua série completa, mostra o modo de variabilidade na 128 a 256 de acordos com os modelos paleoclimáticos do período *Past1000*, sugerindo que os modelos tem capacidade e reproduzir tal modo.

As Figuras 49 e 50 apresentam a decomposição das séries temporais no modos de 32 a 64 anos, linha vermelha, e 128 a 256 anos linha azul.

Figura 49: Série de decomposição nas bandas de frequência com maior energia segundo Kaplan (2011).

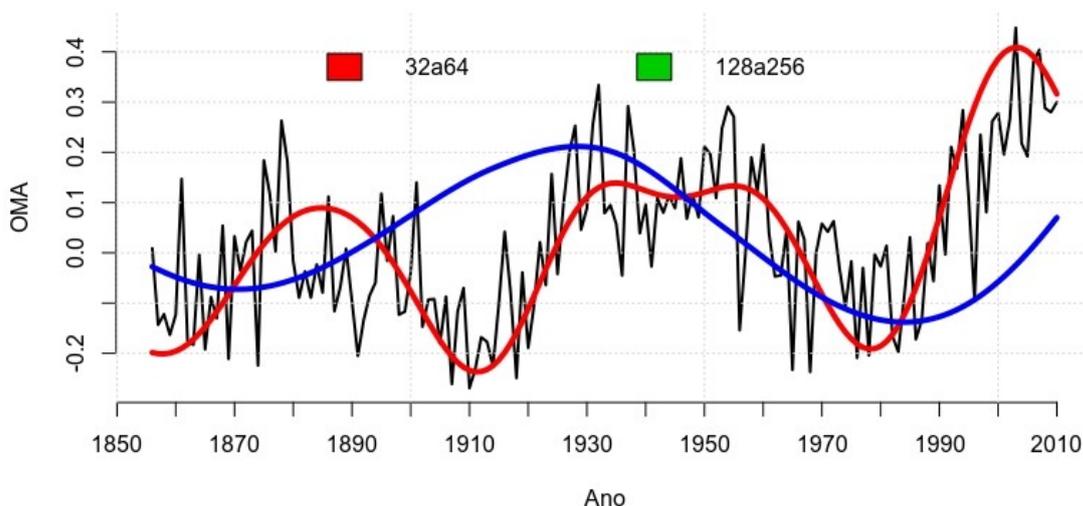


Fonte:Autor.

Os dados sugerem que a variabilidade de baixa frequência tem influencia sobre as fases da OMA, quando as banda de 32 a 64 anos entra em fase com a banda de 128 a 256 anos a fase quente fica bem marcada.

Esse comportamento pode ser usado para detectar um comportamento futuro, um indicativo para um cenário possível, mas isso é uma hipótese que não será abordada no trabalho.

Figura 50: Série de decomposição nas bandas de frequência com maior energia segundo Wang (2017).

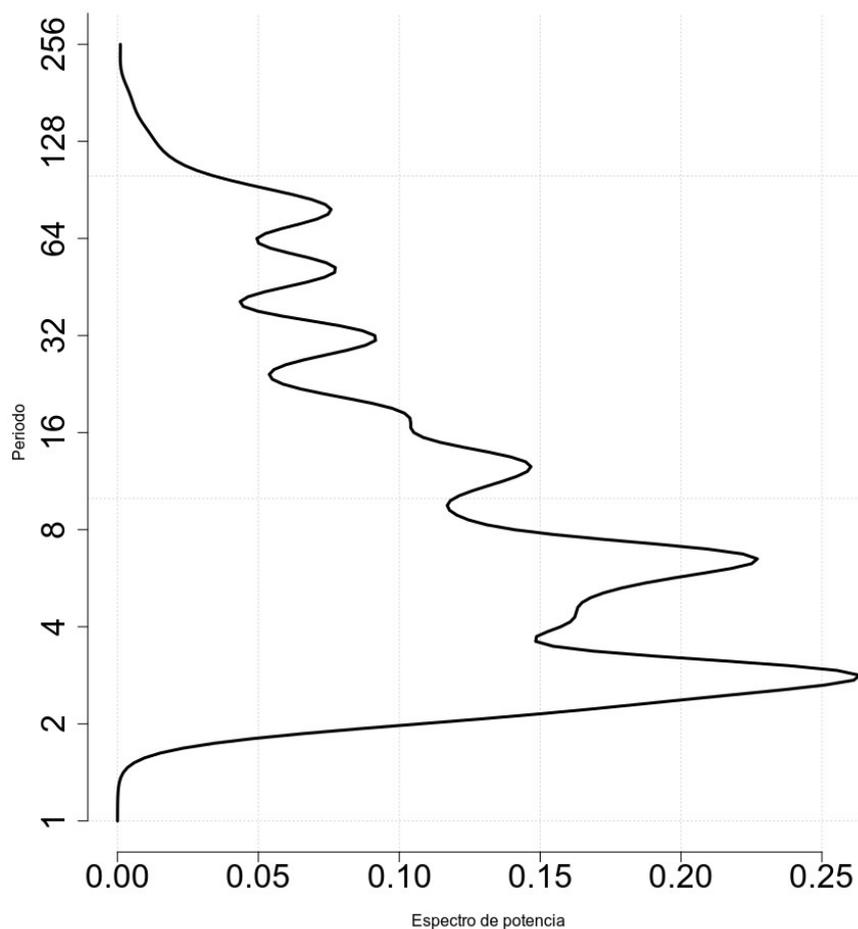


Fonte: Autor

A série de Goodink et al. (2008) para o Atlântico Norte reconstruindo a TSM do Atlântico Norte para o período de 1782 a 1998, é utilizada para corroborar tais resultados.

O espectro de potência denota a variabilidade interanual na banda de 2 a 8 anos acentuada, e entre 16 a 126 anos sistema ondulatório, oscilando na baixa frequência, a série permite observar a oscilação da banda já observada nos modelos e nas *proxies* anteriores de 64 a 128 anos.

Figura 51: Espectro de potencia. Série Goodink et al. (2008) para o período de 1782 a 1998.



Fonte: Autor.

Os dados de *proxies* associados aos modelos apresentam que para o Atlântico Norte, o modo de variabilidade de de 32 a 64 anos, assim como a banda de frequência de 128 a 256 anos. Essa faixas são importantes para inferir uma fase futura da AMO.

6 CONCLUSÃO

Destaca-se que a análise estatística sobre a distribuição dos eventos de secas e cheias do NEB, para o século XX, com a base de dados observada e conjunto de modelos paleoclimáticos do PMIP3 para as simulações dos períodos *Historical*, permitiu que se conhecesse o número estimado dos eventos para o período de 1901 a 2005, onde as séries coexistem.

Os dados observados foram úteis para entender o clima do NEB no século XX, estimar quais seriam as condições de equilíbrio no presente para o clima Terrestre, além de servirem de base para validação dos modelos paleoclimáticos que pretendiam simular o mesmo período, *Historical*. Elementos necessários para que os modelos tenham capacidade de reproduzir o clima presente em seus padrões de grande escala.

Essa validação reduz a incerteza ou indica quais modelos possam ter um viés em seus resultados, podendo induzir a resultados equivocadas. Observou-se que todos os modelos que foram utilizados apresentaram bom desempenho em grande parte da América do Sul e no Nordeste Brasileiro, fazendo com que todos fossem utilizados nas análises.

Os resultados indicam que os modelos têm capacidade de representar o clima para o século XX da América do Sul, assim como a climatologia do Nordeste Brasileiro. Logo, utilizaram-se os dados para recontar o histórico de secas e cheias, sua intensidade e frequência, ficando evidente que os modelos colocam o número de eventos dentro da mesma ordem dos dados observados divididos dentro das suas categorias de intensidade e o espectro de potência sinaliza que a série temporal representa os eventos de média e baixa frequência e identifica onde a variabilidade de tais modos apresenta mais energia.

Para o século XX, apresentamos a variabilidade interanual marcada na faixa 2 a 8 anos, condizente aos eventos de ENOS apresentado na literatura pela sua componente de acoplamento oceano atmosfera. Ressalta-se que, mesmo que a influência do ENOS seja significativa, ele sozinho não é capaz de explicar os eventos de secas e cheias no NEB, pois mesmo que exista um evento de ENOS não

necessariamente será observado um evento de seca sobre a região. **Tudo isso**, porque existem outras condições para que esse fenômeno ocorra, mesmo que a probabilidade de ENOS e a seca sejam elevadas, mas não condicional.

Do exposto, as análises convergem com a literatura e indicam que existe uma forte associação entre a fase quente/fria do Atlântico com o regime de precipitação do NEB, atuando com um forte modulador. Além do mais, o modo de variabilidade de baixa da OMA serviu de base para elaboração de uma estratégia de análise para relação entre alteração climática e o risco climático associado, ou seja, a indicação para que sinal a fase da OMA quente/fria tende a se intensificar indica existe uma probabilidade de diminuição/aumento na distribuição da precipitação acumulada anual sobre o NEB.

Os impactos nas mudanças de fase da OMA sobre a distribuição dos eventos de secas evidenciaram que esse risco dinâmico precisa ser incorporado aos instrumentos de gestão de recursos hídricos. No período da fase quente da OMA existiu uma redução da precipitação acumulada anual (1930 a 1965) ocasionando eventos de seca, visto que a duração desta fase é longa isso ocasiona eventos seguidos de seca que potencializa seus impactos.

De acordo com a Tabela 1 que apresenta as secas históricas ocorridas nos últimos 418 anos e a Tabela 6 que mostra os eventos de El Niño junto com a fase da OMA, as secas estão dentro do período, denotando que entram de acordo com os resultados obtidos pelo índice seca obtido pelo CRU e FUNCEME/SUDENE. Logo, evidencia-se a necessidade de analisar os eventos de secas dentro de uma ordem de mais longo prazo. Distanciamos-nos da análise estacionária do risco dos eventos de baixa frequência para nos deparar com o risco dinâmico; presente no sistema climático, pois seus *feedbacks* de resposta não são lineares.

No intuito de ampliar a análise lidamos com o problema da informação para um período mais longo, pois como os trabalhos sobre paleoclimatologia ainda não são abrangentes para a América do Sul, o que é ainda mais grave para o Nordeste Brasileiro, principalmente, na escala que estamos trabalhando os últimos 1000 anos, foi utilizada a estratégia de resultados como as *proxies* de trabalhos existentes que apresentam teleconexão com o NEB.

As *proxies* oceânicas serviram para preencher essas lacunas, mesmo não sendo possível utilizar apenas os resultados dos modelos para um período tão longo sem a validação das *proxies*. As diretrizes do PMIP3 já induzem seus pesquisadores ao pensamento de que essa comparação tem que ser realizada para atingirmos resultados mais realísticos.

Realizou-se uma triagem em um bando de dados com mais de 10 mil conjuntos de informações para, então, encontrar dados que apresentassem a escala temporal desejada. Utilizaram-se dados de alta resolução em regiões específicas para reproduzir os índices ONI e OMA que, nas análises do século XX, evidenciaram que são bons indicadores para o clima do NEB. Logo, foram utilizados como indicadores de desempenho dos modelos paleoclimáticos que apresentam simulações de longo prazo, a exemplo do período *Past1000*.

Esses dados de reconstrução do clima, associados aos dados de modelos serviram para propor as hipóteses de mudanças no regime de precipitação e na distribuição dos eventos de secas. Além de indicarem a existência de modos de variabilidade na ordem Mulidecadal e Centenal e a suscetibilidade do NEB aos modos de variabilidade de baixa frequência do Atlântico Tropical.

A análise sobre a decomposição das séries temporais de Kaplan et al (2011) e Wang et al. (2017) sobre o OMA, Figura 49 e Figura 50, para o período de 1856 a 2018 das banda de 32 a 64 anos entraram em fase com as bandas de 128 a 256 existiram a OMA entrava em uma fase quente, com implicações no aumento do número de secas mais intensas e frequentes. Destaca-se que tal resultado pode indicar o caminho para uma metodologia de projeção.

Com base na análise de baixa frequência, recomenda-se, ainda, que outros estudos sejam incorporados a partir da utilização de outras bases de dados, corroborem os resultados ou que proponham outra hipótese para a análise das secas sobre o NEB. A partir da compreensão da variabilidade deste evento e da análise o risco dinâmico para um novo estado de equilíbrio, possa corroborar como um componente para os instrumentos de gestão de secas e de recursos hídricos num prazo mais longo de gerenciamento para redução dos possíveis danos.

REFERÊNCIAS

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 109, p. 1-12, 2004.

AARAKAWA, Akio; LAMB, Vivian R. A Potential Enstrophy and Energy Conserving Scheme for the Shallow Water Equations. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 18-36, 1980.

BERNARD, B.; MADEC, G.; PENDUFF, T. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. **Ocean Dynamics**, v. 59, p. 543-567, 2006.

BERGER, A. Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Belgium, v. 35, p. 2362-2367, 18 set. 1978.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.

CITEAU, J.; BERGÉS, J. C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. Position de la zone de convergence a 28°N et température de surface de l'océan. **Veille Climatique Satellitaire**, sv, n.21, p. 3-7, 1988a.

CRAVATTE S, MADEC G, IZUMO T, MENKES C, BOZEC A. Progress in the 3-D circulation of the eastern equatorial Pacific in a climate ocean model. **Ocean Model**, v. 1, p. 28–48. 2007.

CRONIN, T. M. **Paleoclimates: Understanding Climate Change Past and Present**. New York: Columbia University Press, 2009.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v. 2, p. 210–214, 2009.

DÉQUÉ, M; DREVETON, C; BRAUN, A; CARIOLLE, D. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. **Climate Dynamics**, v. 10, p. 249–266, 1994.

DOUVILLE, H; ROYER, J. -F; MAHFOUF, J. -F. A new snow parameterization for the Météo-France climate model. **Climate Dynamics**, v. 12, p. 21–35, 1995.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. S. Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573-1584, 1994.

FOUQUART, Y.; BONNEL, B. Computations of solar heating of the earth's atmosphere: a new parametrization. **Beitrag zur Physik der Atmosphäre**, v. 53, p. 35–62, 1980.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66, 2004.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. Quart. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 2222-2231, 1978.

HEWITT, H. T.; COPSEY, D.; CULVERWELL, I. D.; HARRIS, C. M.; HILL, R. S. R.; KEEN, A. B.; MCLAREN, A. J.; HUNKE E. C. Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: the next-generation Met Office climate modelling system. **Geoscientific Model Development**, v. 4 ,p. 223–253, 2011.

HORTAL, M.; SIMMONS A. J. Use of reduced Gaussian grids in spectral models. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1057–1074, 1991

HUNKE, E. C.; DUKOWICZ J. K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, p. 1849–1867, 1997.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-836, 1992a.

LATIF, M.; BARNETT, T. P. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2407-2423, 1996.

LATIF, M.; BARNETT, T. P. Causes of decadal climate variability over North Pacific and North America. **Science**, v. 266, p. 634-637, 1994.

LE SOMMER, J.; PENDUFF, T, THEETTEN, S.; MADEC, G.; BARNIER, B. How momentum advection schemes affect current-topography interactions at eddy permitting resolution. **Ocean Model**, v. 1, p. 1–14, 2009.

LÉVY, M.; ESTUBIER, A.; MADEC, G. Choice of an advection scheme for biogeochemical models. **Geophysical Research Letters**, v. 19, p. 3725 -3728, 2001.

LORIUS, C. et al. The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. **Nature**, France, p.139-145, 1990.

MANTUA, N.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**. v. 102, p. 16663–16682, 1997.

NOILHAN, J.; MAHFOUF, J. F. The ISBA land surface parameterization scheme. **Global Planet Change**. v. 13, p. 145–159. 1996.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 536–549, 1989

OKI, T.; SUD, Y. C. Design of total runoff integrating pathways (TRIP). A global river channel network. **Earth Interact**. v. 2, p. 1–36, 1998.

PELTIER, W. R. Ice Age Paleotopography. **Science**, Toronto, v. 265, p.195-201, 1994.

KAYANO, M.T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v. 51A, p. 373-386, 1999.

PENDUFF, T.; LE SOMMER, J.; BARNIER, B.; TREGUIER, A. M.; MOLINES, J. M.; MADEC, G. Influence of numerical schemes on currenttopography interactions in 1/4_ global ocean simulations. **Ocean Science**, v. 4, p. 491–528, 2007

QUAAS, J.; BOUCHER, O. Constraining the first aerosol indirect radiative forcing in the LMDZ GCM using POLDER and MODIS satellite data. **Geophysical Research Letters**. v. 32, p. L17814, 2005.

ROULLET, G.; MADEC, G. Salt conservation, free surface and varying volume: a new formulation for ocean GCMs. **Journal of Geophysical Research**. v. 105, p. 23927–23942, 2000.

SALAS, Y.; MÉLIA, D.; CHEVALLIER, M. The impact of the inclusion of new sea ice processes on the simulation of sea ice by CNRMCM5 global coupled model. **Climate Dynamics**. v. 14, p. 2012-5178, 2012.

TALJAARD, J. J. Topics: synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. **Meteorological Monographs**, v. 13, p. 129-213, 1972.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. [S. l.]: UFRGS, 2012.

UVO, C. R. B.; REPELLI, C.; ZEBIAK, S.; KUSHNIR, Y. The relationship between 60 tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brasil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p.551-562, 1998.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 205-207, 1977.

APÊNDICE A: CLIMATOLOGIA DO NORDESTE BRASILEIRO

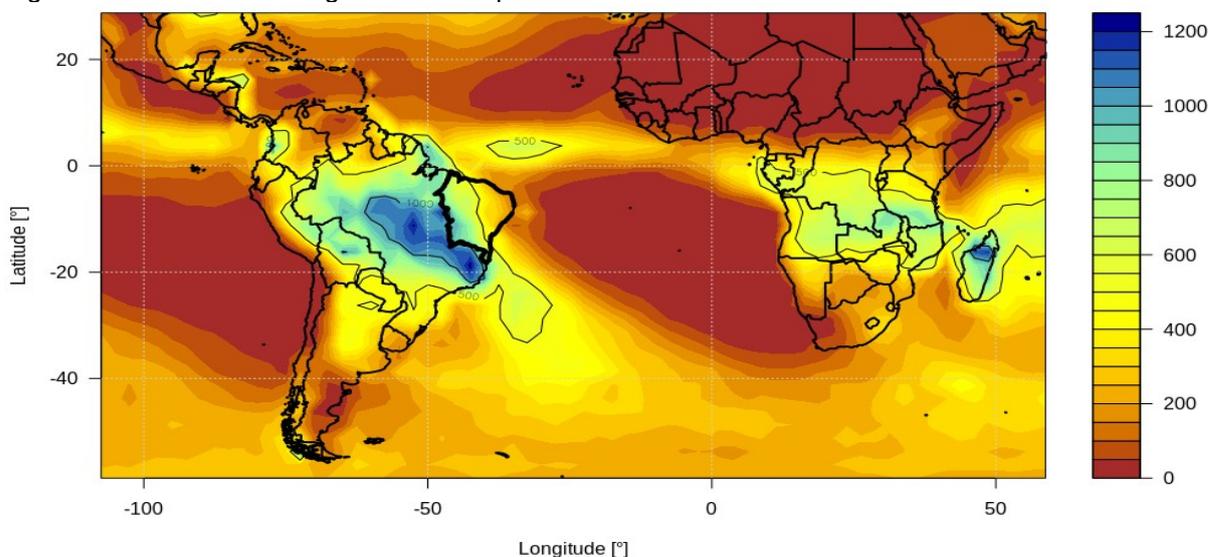
Zona de Convergência Intertropical do Atlântico.

A Zona de Convergência intertropical (ZCIT) é o principal sistema meteorológico que causa precipitação de grande escala na região equatorial sobre os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, bem como sobre as regiões continentais próximas.

Sobre o oceano Atlântico e o Nordeste Brasileiro é um sistema facilmente visualizado devido a sua grande escala espacial de influência, na figura 04 temos a climatologia da precipitação dos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro segundo os dados do GPCP, em destaque no mapa esta a região do NEB.

Esse sistema foi estudado por Hastenrath e Heller (1977), Citeauet al. (1988a), Uvo (1998), dentre outros. O posicionamento da ZCIT, que migra sazonalmente, em condições tidas como normais, pode estar mais ao norte (em torno de 14° N), durante Agosto-Setembro, ou mais ao Sul (por volta de 2° S), durante Março-Abril.

Figura 52: Zona de Convergência Intertropical



Fonte: Autor.

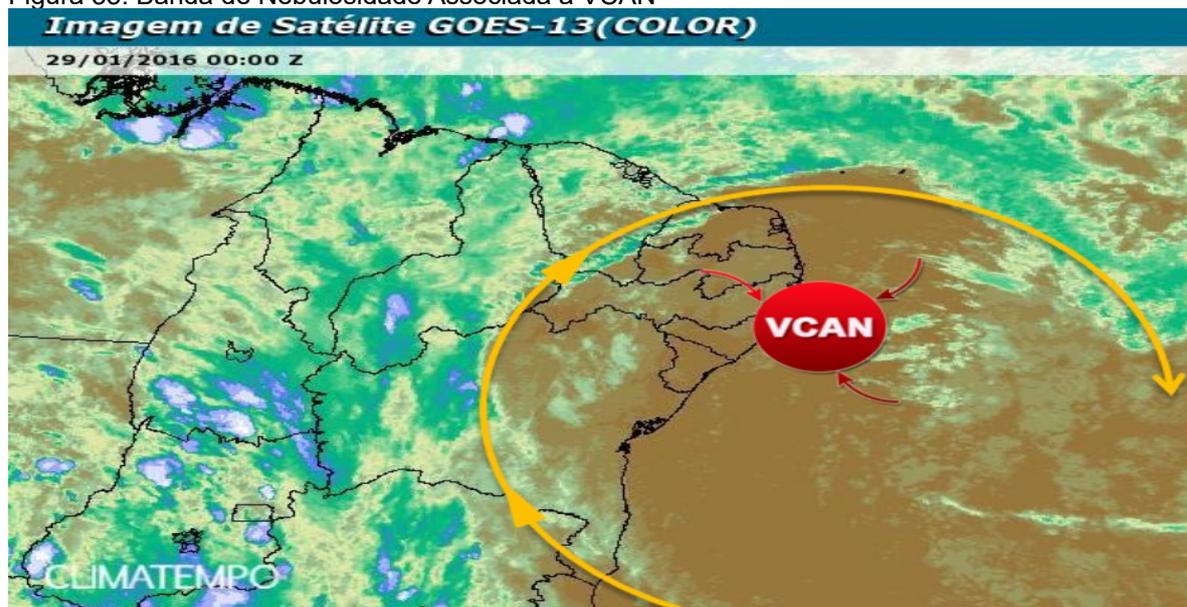
Essa migração é associada a fatores de fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste ou sudeste, que têm papel importante na produção de chuva sobre o nordeste brasileiro (NEB). Para Citeauet al. (1985, 1988a, 1988b) e Uvo (1989) a permanência da (ZCIT) na sua posição mais ao Sul ou mais ao Norte que determina o quanto o NEB será favorecida em termos de precipitação. Para o NEB, observa se uma estação chuvosa abaixo (acima) da média quando o posicionamento da ZCIT está mais ao norte (sul) do que a climatologia. Essa mudança de posição é fortemente influenciada pelo gradiente meridional (norte-sul) de temperatura no oceano Atlântico, com posicionamento ao norte (sul) associado a valores negativos (positivos) de anomalias de TSM no Atlântico Sul e/ou valores positivos (negativos) de anomalias de TSM no Atlântico Norte.

Como mostrado no trabalho de Hastenrath (1978), a precipitação no NEB está associada ao posicionamento da ZCIT, que irá ser forçada a se deslocar na sua posição mais a sul quando as anomalias de TSM (ATSMs) estiverem positivas no Atlântico Sul, mas também se observa uma relação com o oceano Pacífico, quanto à diferença do gradiente de TSM zonal (oeste-leste). Quando valores de ATSMs positivos (negativos) ocorrem ao leste da bacia se tem uma inibição (um favorecimento) da precipitação. Tais eventos estão ligados aos fenômenos El Niño e La Niña respectivamente, como serão descritos mais à frente

Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis.

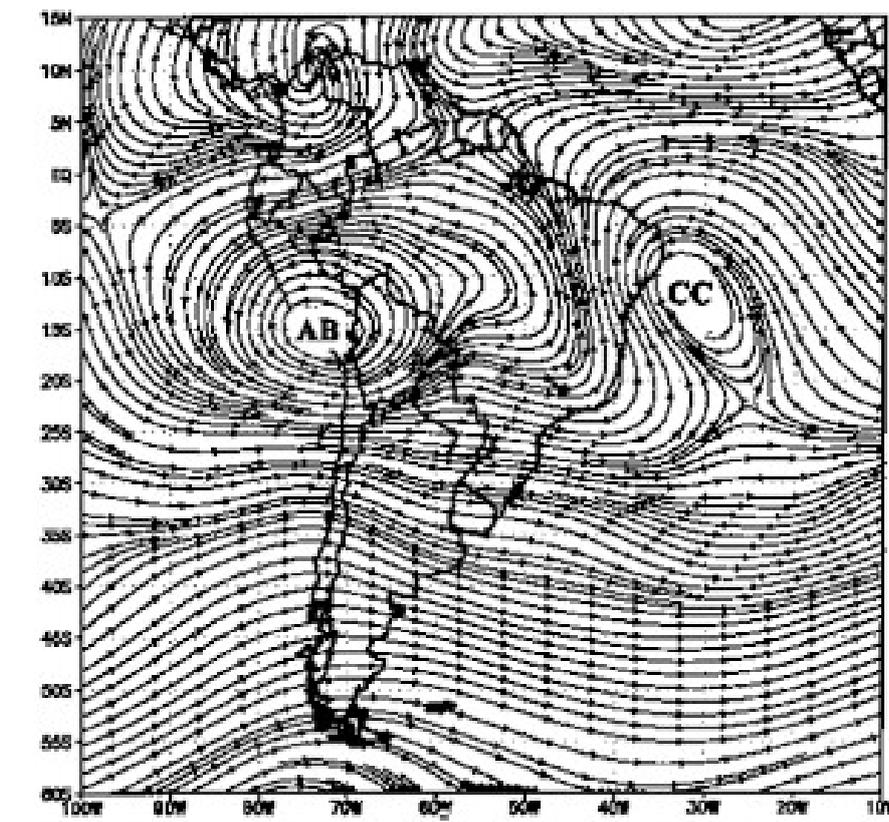
Outro mecanismo que atua fortemente no NEB é o vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), de origem tropical, e que atuam mais frequentemente nos meses de Dezembro e Janeiro com um tempo de atuação médio de 4 a 11 dias. Na formação de um VCAN, observa-se movimento descendente no centro do vórtice, o que proporciona um transporte de ar frio e seco dos altos para os médios níveis da troposfera. Já na periferia os movimentos são ascendentes favorecendo o transporte de ar quente e úmido formando nuvens.

Figura 53: Banda de Nebulosidade Associada a VCAN



Fonte: Climatempo.

Figura 54: Alta da Bolívia e Cavado do NEB para uma média de 10 dias em 250hPa.



Fonte: Fonte: CPTEC/INPE em
http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/fig1_17.html

Os seus efeitos na precipitação são claros, principalmente quando estão formados no continente, sendo que a chuva se dá na sua periferia e um céu claro se forma no centro, devido ao movimento descendente, como mostrado na figura 05.

Para um melhor entendimento dos mecanismos de formação dos VCAN, se torna importante compreender o papel de outros sistemas meteorológicos, como a alta da Bolívia (AB), que é um sistema de grande escala na troposfera superior, centrada, em média, no platô boliviano. No verão tal sistema tem influência na precipitação nas regiões Amazônica, parte do Nordeste e Centro-Oeste. Uma corrente abaixo da AB se forma no verão formando uma circulação ciclônica que causa uma subsidência em baixos níveis no NEB, que recebe o nome de cavado do NE, como pode ser visto na figura 06.

A penetração de sistemas frontais sobre o continente parece estar relacionada à variação AB. Oliveira (1986) mostrou que em muitos casos a passagem de uma frente sobre a parte central do continente levava a AB para uma posição mais a oeste. A AB tem intensidade máxima nos meses de dezembro a fevereiro, sendo enfraquecida nos meses de abril e maio, como mostrado por Gutman e Schwerdtfeger (1965) e Virji (1981), assim como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que será descrita mais a frente.

O padrão de nebulosidade associado ao VCANs apresenta-se de duas formas, podendo ser em “Y”, quando o vórtice interage com a convecção da AB ou do tipo “S”, quando a convecção da ZCAS ou de frentes frias se juntam com a convecção de vórtice.

Linhas de Instabilidade.

Figura 55: Linha de Instabilidade: Estado do Maranhão até o Estado do Rio Grande do Norte segundo satélite METEOSAT-7



Fonte:FUNCEME.

As linhas de Instabilidade (LIs) formam um dos sistemas meteorológicos atmosférico mais importantes no transporte de calor para a alta troposfera, muito encontrados na costa norte-nordeste da América do Sul, ocasionalmente propagam se para o interior do continente, causando precipitação.

Esse sistema tem uma escala temporal associado à variabilidade diurna, sendo vinculada a uma circulação de brisa marítima por muitos autores. A convecção profunda atua na energética da atmosfera tropical com consequências na circulação global, atuando na remoção de calor da camada limite planetária, o qual é destinado a alta troposfera.

Garstang et al.,(1994) investigou a estrutura termodinâmica e cinemática das LIs na Amazônia através de imagens de radar e informações de estações de mesoescala, onde foi identificado as nuvens e os tipos de precipitação associados a

um caso de LI formada durante o experimento de campo ABLE 2B. Greco et al., (1994) calculou os perfis verticais do aquecimento e o sumidouro de umidade associados a LIP2 no mesmo experimento.

Cavalcante (1992) notou que as LIs acompanham o deslocamento sazonal da ZCIT, mostrando uma variabilidade na sua posição de acordo com a época do ano, Cohen (1989) mostrou um estudo diferente analisando as características médias das LIs na Amazônia, no que se diz respeito a as diferentes classes de LIs, e suas relações com os sistemas de grande escala durante seu ciclo de vida.

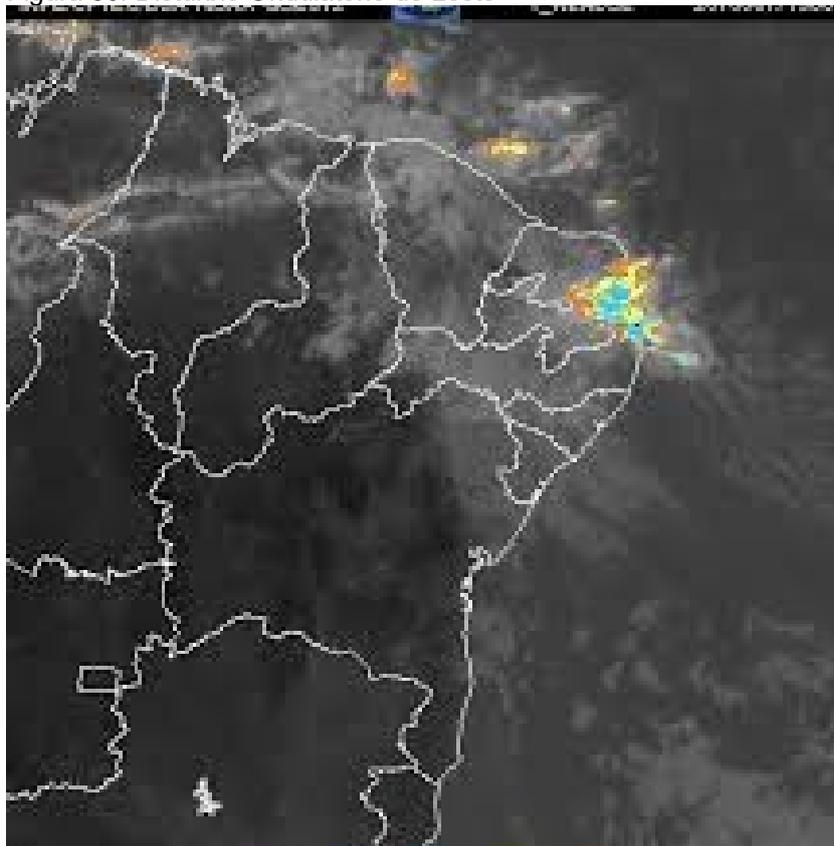
O máximo de intensidade das LIs ocorrem de janeiro a meados de março, de abril a agosto passam a ser médias, tendo seu mínimo de intensidade e frequência de setembro a dezembro, característica essa associada a ZCIT que, entre março e abril, esta sobre o litoral norte brasileiro, onde é a média de formação das LIs (Cavalcante, 1982).

Distúrbios Ondulatórios de Leste.

Essas ondas têm influência na convecção do NEB nos eventos de escala mesossinótica vinda dos oceanos. Yamazaki e Rao (1977) sugerem que a estação chuvosa no litoral do NEB é modulada pelos distúrbios de leste que tem comprimento de onda de até 4.000 km e velocidade média de 10 m/s, padrão de nebulosidade muito comum em muitos invernos.

Resultados obtidos com a reanálise do NCEP no período de 1968-1998 mostraram que calculando um espectro de energia média calculada por Fast Fourier Transform (FFT) para a componente meridional do vento a 700 hPa nos quatro trimestres em uma banda de latitude 10°S-10°N e para uma banda de longitude de 60°W-20°W, se tem uma maior amplitude nos meses de Julho e Setembro, como se observa o maior período chuvoso no deserto de Sahel, como detalhado por Diedhiou et al. (1998b). Nota-se também uma quantidade significativa de energia em torno de 6 a 20 dias, no período de Janeiro a Março, na região do Atlântico. A figura 04 mostra um esquema didático para tal evento.

Figura 56: Distúrbio Ondulatório de Leste



Fonte: INPE/CPTEC.

O sinal de 3 a 6 dias se mostra presente durante todo ano no Hemisfério Sul, embora seja mais fraco que no Hemisfério Norte. Silvestre (1996), utilizando dados de uma década para o vento meridional, observou que esses distúrbios ondulatórios existem ao decorrer do ano com diferentes comprimentos de onda e que nas estações de verão (DJF), outono (MAM) e inverno (JJA) eles se deslocam atingindo a costa norte do NEB, atingindo seu menor comprimento de onda no inverno.

O DOL se forma no Oceano Atlântico Sul, desloca-se para oeste e intensifica-se na costa leste e norte do nordeste.

Sistema de Monção da América do Sul.

O termo “monção” tem origem na palavra árabe *mausin* que significa estação. Uma determinada região está sobre circulação de monção quando reversões

sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos (Moran e Morgan, 1986). De fato, para a região central da América do Sul a grande parte da precipitação ocorre nos meses mais quentes do ano.

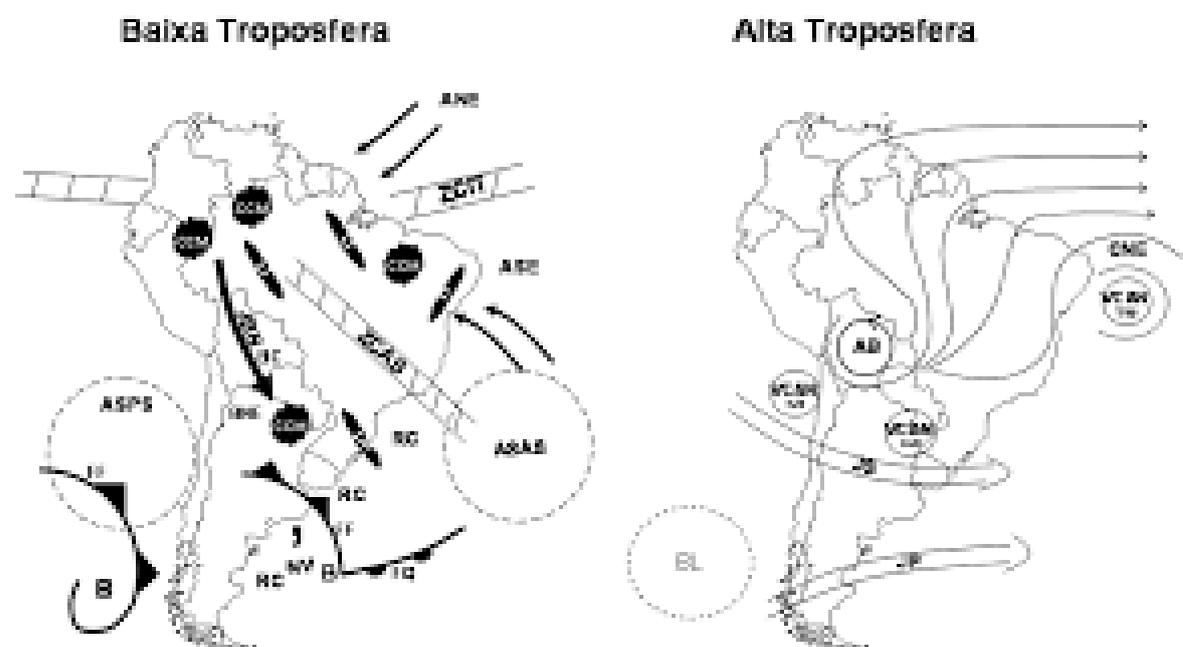
O desenvolvimento dessa monção começa na primavera com o aumento da convecção a noroeste da bacia da Amazônia em meados de setembro, fazendo a precipitação ser máxima no verão de dezembro a fevereiro sobre a América do Sul. A precipitação que ocorre no Brasil central se dá pelo transporte de umidade do oceano Atlântico junto com o da floresta tropical favorecendo a formação da ZCAS nos meses de verão.

Junto com o final do verão, dá-se início ao decaimento da monção, devido ao deslocamento da convecção mais para o equador. Gan, Kousky e Ropelewski (2004), mostram o comportamento do vento, sendo de leste em baixos níveis na estação seca e de oeste na estação chuvosa. Também mostram, para a região centro-oeste nos meses de Agosto e Setembro, um aquecimento da baixa troposfera durante o período seco e um pequeno esfriamento no início da estação chuvosa.

A monção apresenta uma fase ativa e outra inativa, associada à sua precipitação na América do Sul, que varia de ano para ano, podendo ser mais úmida ou mais seca que a média climatológica. Essa variação, segundo Gan, Kousky e Ropelewski (2004) é associada a anomalias de vento de oeste para períodos ativos da monção e, quando as anomalias são de vento de leste se tem um período inativo. Para períodos ativos da monção, observam-se anomalias positivas de precipitação na região central da América do Sul, sendo elas negativas na região noroeste. Para o período inativo da monção, se tem o contrário: uma anomalia positiva de precipitação a noroeste e negativa na região central.

A intensidade do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) está ligado ao fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) como veremos mais a frente altera a Pressão ao Nível do Mar (PNM) se tornando mais alta que o normal no Pacífico tropical oeste e mais baixa no Pacífico tropical sudeste, enfraquecendo os ventos alísios.

Figura 57: Representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul



Fonte:(adaptada de Satyamurty et al., 1998; pg. 125)