

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE

**O Papel do ENOS na Variabilidade Climática
da Bacia Amazônica durante o Último Milênio
em Simulações Paleoclimáticas**

Willy Hagi Teles Rego

Manaus - Amazonas
2021

Willy Hagi Teles Rego

**O Papel do ENOS na Variabilidade Climática da Bacia
Amazônica durante o Último Milênio em Simulações
Paleoclimáticas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente (PPG-CLIAMB) como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente.

Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

Orientadora: Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza

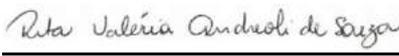
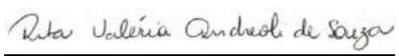
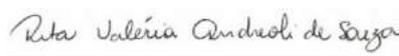
Manaus - Amazonas

2021

ATA DE DEFESA PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E
AMBIENTE DO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA
AMAZÔNIA E UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS.

Aos 26 dias do mês de março do ano de 2021, às 14:00 horas, de forma síncrona remota, reuniu-se a Comissão Julgadora de Defesa Pública, composta pelos seguintes membros, Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza (Presidente), Dr. Alexandre Araújo Costa (UECE) e o Dr. Naziano Pantoja Filizola Junior (UFAM), tendo como suplente a Dra. Marília Harumi Shimuzi (INPE), sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a avaliação pública do trabalho de Dissertação de Mestrado de **Willy Hagi Teles Rego** intitulado **“O PAPEL DO ENOS NA VARIABILIDADE CLIMÁTICA DA BACIA AMAZÔNICA DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO EM SIMULAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS”**, orientado pela Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza.

A Presidente da Comissão Julgadora deu início à seção e informou os procedimentos do exame. O discente Willy Hagi Teles Rego fez a exposição do seu trabalho que foi avaliado pelos membros da Comissão Julgadora de Defesa Pública. A Comissão Julgadora, então, se reuniu e os membros emitiram os seguintes pareceres:

Nome	Parecer	Assinatura
Rita Valéria Andreoli de Souza*	(X) Aprovado () Reprovado	
Alexandre Araújo Costa *	(X) Aprovado () Reprovado	
Naziano Pantoja Filizola Junior *	(X) Aprovado () Reprovado	

Nada mais havendo a relatar foi lavrada a presente ata que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Julgadora.

(*) Membros que participaram por vídeo conferência, com parecer reconhecido pelo presidente da banca.

©SEDAB/INPA - Ficha Catalográfica Automática gerada com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
Bibliotecário responsável: Jorge Luiz Cativo Alauzo - CRB11/908

R343p Rego, Willy Hagi Teles
O Papel do ENOS na Variabilidade Climática da
Bacia Amazônica durante o Último Milênio em Simulações
Paleoclimáticas / Willy Hagi Teles Rego;
orientadora Rita Valéria Andreoli de Souza. --
Manaus:[s.l], 2021.
f.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós Graduação
em Clima e Ambiente) -- Coordenação do Programa de
Pós-Graduação, INPA, 2021.

1. El Niño-Oscilação Sul. 2. Bacia Amazônica. 3.
Último Milênio. I. de Souza, Rita Valéria Andreoli,
orient. II. Título.

CDD: 551.66813

Sinopse: O presente trabalho buscou investigar o papel do ENOS na variabilidade climática da Bacia Amazônica durante os períodos da Anomalia Climática Medieval (ACM, 950-1250) e a Pequena Era do Gelo (PEG, 1450-1849) no Último Milênio. Foram empregadas análises de *proxies* de anéis de crescimento de árvores e um testemunho de gelo extraídos na Amazônia, bem como simulações provenientes de modelos paleoclimáticos. Os resultados principais indicam que o El Niño-Oscilação Sul foi o modo dominante de variabilidade climática no Pacífico Tropical e a interação entre o Pacífico e Atlântico tropicais foram determinantes para a ocorrência de secas e cheias meteorológicas intensas na Bacia durante o Último Milênio.

Palavras-chave: El Niño-Oscilação Sul; Bacia Amazônica; Último Milênio.

Dedico este trabalho aos povos indígenas da Amazônia e de todas as Américas.

Agradecimentos

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente (PPG-CLIAMB) pela oportunidade de poder estudar o clima da Amazônia na própria Amazônia, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos concedida e à Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza pela orientação dada desde o início, quando paleoclimatologia era apenas uma ideia sem forma definida na minha cabeça, ao fim deste trabalho.

Agradeço à minha namorada, Mira, por todo o amor, carinho e compreensão em mais esta fase. À minha família, em especial meu pai, Ronaldo, e minha gata frajola, Nina, pelo companheirismo nesta longa e exaustiva quarentena.

À todos os amigos e colegas do PPG-CLIAMB, particularmente minhas caríssimas colegas de turma, Maria Juliana Monte, Graciela Quevedo, Sara Loyola, Aleyde Sales, Keully Mello e Anne Mendonça.

Por fim, agradeço aos meus grandes amigos de sempre, Djanir Sales, André Leturiondo, Maximiliano Trindade, Silas Farias e Vinícius Machado por tantas conversas e discussões científicas relevantes sobre o Brasil e o Mundo, tais como o cenário político nacional e o andamento do Campeonato Brasileiro de Futebol.

*Tenho sangrado demais, tenho chorado pra cachorro,
Ano passado eu morri, mas esse ano eu não morro.
Belchior - Sujeito de Sorte*

Resumo

O presente trabalho investigou o papel do ENOS na variabilidade climática da Bacia Amazônica durante a Anomalia Climática Medieval (ACM) e a Pequena Era do Gelo (PEG) no Último Milênio. A Transformada Contínua de Ondeletas (TOC) foi utilizada para determinar as escalas de variabilidade dominantes dos *proxies* dendroclimáticos na Bolívia ao Sul da Bacia e do Rio Paru à Leste, o testemunho de gelo de Quelccaya e o índice Niño 3.4 reconstruído no período comum de 1799-1990. Essas séries foram utilizadas para validar o Índice de Palmer de Severidade de Secas (PDSI), as Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) e do Ar (AT2M) das simulações Last Millennium Reanalysis (LMR) e Paleo Hydrodynamics Data Assimilation Product (PHYDA), bem como para investigar os padrões de correlações entre as séries no período comum. Os padrões espaço-temporais dominantes do ENOS no Último Milênio nas simulações foram encontrados através da aplicação de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs) no Pacífico Tropical. As escalas de variabilidade dos Componentes Principais dominantes (CP1s) foram determinadas por meio da TOC e os *proxies* do testemunho de Quelccaya e do Niño 3.4 foram utilizados para validar os CP1s. Eventos extremos de ENOS foram selecionados com base nos percentis dos CP1s durante a ACM e PEG, onde eventos positivos (negativos) são aqueles cujos valores nos CP1s estão acima (abaixo) do percentil de 95% (5%). Os eventos encontrados foram analisados através de diferenças de composições dos campos de PDSI, ATSM e AT2M entre a PEG e ACM para cada simulação. As análises da TOC revelam que as escalas interanual a decenal dominam o proxy da Bolívia, enquanto a interanual é dominante no Rio Paru, no testemunho de Quelccaya e no Niño 3.4 durante 1799-1990. Correlações espaciais mostram a uma independência entre os *proxies* dendroclimáticos e o PDSI de todas as simulações, mas as correlações com o testemunho de Quelccaya e o Niño 3.4 configuram padrões significativos de ENOS com a ATSM e AT2M. No Último Milênio, os modos dominantes de FOE (FOE1) do Pacífico Tropical revelam que o ENOS foi o principal mecanismo de variabilidade interanual em todas as simulações. Apesar das diferenças espectrais nos CP1s, há uma dominância das escalas decenal a multidecenal em todas as séries temporais com exceção do CP1 da simulação LMR. As maiores frequências e intensidades de eventos extremos durante a PEG sugerem uma maior atividade do ENOS neste período, com implicações para a variabilidade climática da Bacia tanto no passado quanto para projeções futuras. Os resultados indicam que os eventos extremos na Amazônia foram mais intensos durante a PEG, mas que também podem ter sido influenciados por interações entre o Pacífico e Atlântico Tropicais tanto para amplificá-los quanto atenuá-los.

Palavras-chave: El Niño-Oscilação Sul; Bacia Amazônica; Último Milênio.

Abstract

The present work aimed to investigate the influences of ENSO on the climatic variability of the Amazon Basin in the Last Millennium periods of the Medieval Climate Anomaly (MCA) and the Little Ice Age (LIA). The Continuous Wavelet Transform (CWT) was employed to determine the dominant variability scales in the dendroclimatic *proxies* in the regions of Bolivia in the southern Amazon and Rio Paru in the eastern, the Quelccaya ice core and the Reconstructed Niño 3.4 Index in the common period of 1799-1990. These time series were also employed to validate the Palmer Drought Severity Index (PDSI) and the simulated Niño 3.4 indices from the Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) and Air Temperature Anomalies (AT2M) of the Last Millennium Reanalysis (LMR) and Paleo Hydrodynamics Data Assimilation Product (PHYDA) paleoclimatic simulations. The dominant spatial-temporal patterns of ENSO in the Last Millennium in the paleoclimatic simulations were found through the application of Empirical Orthogonal Functions (EOF) in the Tropical Pacific area. The dominant variability scales of the resulting Principal Components (PC1s) were also analysed with the CWT, while the Quelccaya ice core and Niño 3.4 were used to validate the PC1s. Extreme ENSO events were selected by a percentile threshold of each PC1s in the periods of MCA and LIA, where positive (negative) events were those that were above (below) the 95% (5%) percentile. Spatial correlation fields show an statistical independence between the dendroclimatic *proxies* and the PDSI indices of all simulations, but it was shown that the Quelccaya ice core and the Reconstructed Niño 3.4 Index configure significant ENSO patterns in the Tropical Pacific. In the Last Millennium, the dominant EOF modes (EOF1) reveal that ENSO was the dominant mechanism of interannual climate variability in all the simulations. There are spectral differences among the PC1s but a considerable dominance of decadal to multidecadal scales was found during LIA for all time series except the LMR PC1. The higher frequency and intensity of extreme events suggest a higher ENSO activity during this period, with profound implications for the Amazon's climate variability not only in the past but for future scenarios of climate change as well. The results indicate that extreme drought and floods in the Basin were more intense during LIA, but those events could have been significantly influenced by interactions between the ENSO and the Tropical Atlantic which worked to amplify and damp them as well.

Keywords: El Niño-Southern Oscillation; Amazon Basin; Last Millennium.

Lista de Figuras

- Figura 1 – Reconstruções *multiproxy* de Anomalias de Temperatura do Ar em 2 metros (AT2m) nos últimos dois mil anos, com respeito à climatologia de 1961-1990, suavizadas por um filtro passa-baixa com 30 anos. A área sombreada em cinza representa os quantis da média em conjunto de todas as séries temporais. Fonte: adaptado de Neukom et al. (2019). 23
- Figura 2 – Variações temporais nos *proxies* de espeleotemas e testemunhos de gelo andinos nos últimos 1600 anos. Os períodos sombreados em vermelho e azul representam a ACM e PEG, respectivamente. Fonte: Apaéstegui et al. (2014). 27
- Figura 3 – Modelos esquemáticos dos padrões atmosféricos e oceânicos de El Niño Canônico (a), El Niño Modoki (b), La Niña Canônica (c) e La Niña Modoki (d). Fonte: Ashok e Yamagata (2009). 30
- Figura 4 – Localizações dos *proxies* amazônicos e áreas dos índices de PDSI. Os pontos em verde e o triângulo azul mostram as localizações das reconstruções dendroclimáticas da Bolívia, Rio Paru e da geleira de Quelccaya, respectivamente. 38
- Figura 5 – Séries temporais dos *proxies* da Bacia Amazônica e o Índice Niño 3.4 reconstruído suavizados por um filtro de Savitzky-Golay de Segunda Ordem em 7 anos, com os respectivos Espectros de Potência de Ondeletas (EPOs) das séries não-filtradas ao lado. As áreas hachuradas nos EPOs indicam o Cone de Influência e os contornos em cor preta indicam significância estatística ao nível de 95%, considerando um espectro de ruído vermelho. 42
- Figura 6 – Diagramas de Taylor considerando as séries de referência dos *proxies* amazônicos e o índice Niño 3.4 reconstruído em relação a cada índice de PDSI correspondente nas regiões oeste e leste da Bacia Amazônica e os Índices Niño 3.4 simulados, no período comum de 1799-1990. 45
- Figura 7 – Padrões de correlações espaciais entre as reconstruções dendroclimáticas da Bacia Amazônica com os campos de ATSM, AT2M e PDSI das simulações LMR e PHYDA, durante o período de 1799-1990. As significâncias estatísticas ao nível de 95% de confiança para as correlações espaciais são representadas pelos pontilhados pretos para ATSM e AT2M e áreas hachuradas para PDSI. 46

Figura 8 – Padrões de correlações espaciais entre o testemunho de gelo de Quelccaya e o índice Niño 3.4 reconstruído com os campos de ATSM, AT2M e PDSI das simulações LMR e PHYDA, durante o período de 1799-1990.	48
Figura 9 – Padrões de correlações espaciais entre os índices de PDSI das regiões oeste e leste da Bacia Amazônica e do Niño 3.4 simulados com os campos de ATSM, AT2M e PDSI das simulações LMR e PHYDA, durante o período de 1799-1990.	49
Figura 10 – Modos dominantes de FOE (FOE1), representados como padrões de correlações espaciais entre as CP1s do Pacífico Tropical de cada simulação paleoclimática com os campos de ATSM, AT2M e PDSI no período do Último Milênio.	51
Figura 11 – Séries temporais das CP1s, do sinal isotópico normalizado do testemunho de Quelccaya e o Índice Niño 3.4 reconstruído suavizados por um filtro de Savitzky-Golay de Segunda Ordem em 31 anos, com os seus respectivos EPOs das séries não-filtradas ao lado.	52
Figura 12 – Diagramas de Taylor considerando as séries de referência do testemunho de Quelccaya e o Índice Niño 3.4 reconstruído em relação a cada CP1 no Pacífico Tropical, obtidos com a ATSM da simulação LMR e AT2M das simulações PHYDA durante o Último Milênio.	54
Figura 13 – Frequência Relativa (barras) e variações (diagramas de caixa) de Eventos Climáticos Extremos selecionados através dos percentis do sinal isotópico normalizado do testemunho de Quelccaya, do Índice Niño 3.4 reconstruído e das CP1s das simulações LMR e PHYDA durante o Último Milênio. As cores marrom e azul representam os eventos extremos identificados nas séries temporais durante a ACM e PEG, respectivamente.	56
Figura 14 – Campos espaciais de diferenças de composições de eventos extremos entre a PEG e ACM selecionados nas CP1s das simulações LMR e PHYDA. As significâncias estatísticas ao nível de 95% de confiança para as diferenças de eventos são representadas pelos pontilhados pretos para ATSM e AT2M e áreas hachuradas para o PDSI.	57

Lista de abreviaturas e siglas

ACM	Anomalia Climática Medieval
AT2M	Anomalia de Temperatura do Ar
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATSM	Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar
CMIP	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i>
CP	Componente Principal
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EPO	Espectro de Potência de Ondeletas
FOE	Funções Ortogonais Empíricas
GEE	Gases do Efeito Estufa
LMR	<i>Last Millennium Reanalysis</i>
PAGES	<i>Past Global Changes</i>
PDSI	<i>Palmer Drought Severity Index</i>
PEG	Pequena Era do Gelo
PHYDA	<i>Paleo Hydrodynamics Data Assimilation Product</i>
PMIP	<i>Paleoclimate Model Intercomparison Project</i>
PQA	Período Quente Atual
REMQC	Raiz do Erro Médio Quadrático Centrado
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
TCO	Transformada Contínua de Ondeletas
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

Lista de símbolos

ρ	Correlação Linear de Pearson
σ	Desvio-Padrão
CO_2	Dióxido de Carbono
$\delta^{18}O$	Razão de isótopos estáveis de Oxigênio

Sumário

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Objetivos	19
1.1.1	Objetivo geral	19
1.1.2	Objetivos Específicos	19
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
2.1	Princípios de Paleoclimatologia	20
2.2	O Último Milênio	22
2.3	Forçantes Radiativas no Último Milênio	24
2.4	O Sistema de Monção da América do Sul	26
2.5	El Niño - Oscilação Sul	29
3	METODOLOGIA	32
3.1	<i>Proxies</i>	32
3.2	Simulações Paleoclimáticas	33
3.2.1	O uso do PDSI para caracterizar secas e cheias meteorológicas	35
3.3	Métodos	36
4	RESULTADOS	41
4.1	Análises Espectrais dos <i>proxies</i> no Período de 1799-1990.	41
4.2	Avaliação das simulações LMR e PHYDA	43
4.3	Padrões de Correlações Espaciais entre <i>Proxies</i> e Simulações Paleoclimáticas	46
4.4	Modos de Variabilidade Dominantes no Pacífico Tropical no Último Milênio	50
4.5	Avaliação dos Componentes Principais dominantes	53
4.6	Eventos Extremos de ENOS no Último Milênio	55
5	CONCLUSÕES	60
	Bibliografia	65

1 Introdução

A Bacia Amazônica é a maior bacia hidrográfica do planeta, com uma área de aproximadamente 7 milhões de km² que se estende pelos domínios territoriais de oito países da América do Sul. O Rio Amazonas, o rio mais importante do mundo em termos de vazão, é responsável por cerca de 15-17% do fluxo de água doce nos oceanos (Nobre et al., 2016) e 50% somente no Oceano Atlântico (Dai et al., 2009), descarregando também uma grande quantidade de sedimentos e nutrientes que influenciam a dinâmica do Atlântico por mais de 1000 km com a formação da Pluma do Rio Amazonas (Masson e Delecluse, 2001; Coles et al., 2013).

A configuração moderna da Bacia, com a junção dos sistemas de drenagem e a formação transcontinental do Rio Amazonas, data entre o final do Mioceno e início do Plioceno após o intenso tectonismo responsável pelo soerguimento da Cordilheira dos Andes (Shephard et al., 2010; Bicudo et al., 2019). A grande disponibilidade de recursos hídricos na região sustenta o bioma amazônico com a maior extensão contínua de florestas tropicais do planeta, habitat de 10-15% de toda a biodiversidade encontrada nos continentes (Hubbell et al., 2008).

Em sua totalidade, a Amazônia presta uma série de serviços ambientais de extrema relevância para o funcionamento do sistema climático, sendo um importante sumidouro de Carbono por conta do armazenamento de aproximadamente 100 Pg na biomassa da floresta (Feldpausch et al., 2012). Esse importante serviço ambiental e climático é constantemente ameaçado pelo avanço da fronteira agrícola no chamado Arco do Desmatamento, que vem aumentando o risco de reduzir a capacidade de armazenamento de Carbono por conta de atividades humanas insustentáveis, tais como o aumento da ocorrência de incêndios florestais e a substituição da vegetação nativa por extensas áreas de pastagem e monoculturas (Cox et al., 2013).

Na Amazônia, as fontes de emissões Carbono mais expressivas de todas são formadas a partir da degradação da vegetação pelo desmatamento e pelas queimadas que acontecem anualmente (e.g., Asner et al., 2010; Song et al., 2015; Aragão et al., 2018). Estudos indicam que entre os anos de 1990 e 2007, a floresta atuou de maneira consistente com um sumidouro de Carbono (Pan et al., 2011). Porém, após 2010 há uma série de indicadores que indicam uma atuação contrária da Amazônia, comportando-se como uma fonte de Carbono para a Atmosfera (Gatti et al., 2014; Gatti et al., 2019). De acordo com Covey et al. (2021), atualmente o saldo biogeoquímico da floresta contribui para o aumento de temperatura associado ao Aquecimento

Global.

A intensa evapotranspiração da floresta é uma considerável fonte de umidade e calor latente, que impulsiona a circulação atmosférica em escala regional e global. Entre 20-25% da evapotranspiração regional retorna posteriormente através da reciclagem de precipitação (Zemp et al., 2014; Rocha et al., 2017), ainda que os sistemas convectivos oriundos do Atlântico Tropical Norte (ATN) sejam a principal fonte de umidade da Amazônia (Angelini et al., 2011). Uma grande quantidade de umidade da Bacia é transportada para o Sul-Sudeste da América do Sul pelo escoamento do Jato de Baixos Níveis à leste dos Andes, essencial para a formação dos Rios Voadores (Arraut et al., 2012; Nobre et al., 2016) e na transformação da Amazônia em uma fonte de umidade para a atmosfera. Estima-se que a Bacia Amazônica seja responsável por até 60% da umidade da Bacia do Prata, região que concentra a maior porção da atividade industrial e econômica do continente (Martinez e Dominguez, 2014; Drumond et al., 2014).

O ciclo anual de precipitação da Amazônia é dominado pelo Sistema de Monção da América do Sul (SMAS; Zhou e Lau, 1998; Vera et al., 2006) e pela migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A estação chuvosa da Bacia é configurada durante a fase ativa do SMAS, entre o verão e outono austrais, caracterizada pelo grande volume de precipitação associado ao deslocamento para posições mais ao sul da ZCIT. A intensa atividade convectiva nesta estação libera calor latente o suficiente para configurar a circulação anticiclônica em altos níveis (200 hPa) da Alta da Bolívia (Lenters e Cook, 1997), impulsionar o transporte de umidade e ajudar a configurar a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Carvalho et al., 2004). Essas características marcantes cessam durante a estação seca, entre o inverno e primavera, quando há a migração da ZCIT para posições mais ao norte no continente e a redução do transporte de umidade do ATN.

O curto Período Instrumental de pouco mais de um século da Amazônia impossibilita análises acerca da variabilidade centenária do SMAS. No entanto, estudos recentes apontam evidências de mudanças significativas no comportamento do SMAS no Último Milênio (850-1849) através do sinal isotópico armazenado predominantemente em espeleotemas de cavernas, sedimentos de rios e testemunhos de gelo localizados ao longo dos Andes tropicais (e.g., Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011; Apaéstegui et al., 2014). Esses registros naturais, também chamados de *proxies*, sugerem maior intensidade do SMAS durante a Pequena Era do Gelo (PEG; 1450-1849) e menor durante a Anomalia Climática Medieval (ACM; 950-1250), possivelmente ligados a consideráveis mudanças no posicionamento da ZCIT (Haug et al., 2001) e da temperatura do Atlântico Norte (Moberg et al., 2005).

A importância do ATN para a variabilidade climática da Bacia Amazônica é ilustrada pelas recentes secas extremas de 2005 e 2010 (Marengo et al., 2008; Yoon e Zeng, 2010), que foram responsáveis por drásticas diminuições de precipitação durante a estação chuvosa, da cota do Rio Negro e vários de seus tributários, isolando comunidades dependentes do transporte fluvial e causando prejuízos econômicos severos. Por outro lado, há uma grande necessidade em entender o comportamento desses fenômenos climáticos no passado para colocar em um contexto mais amplo a necessidade de mitigação e adaptação da população local, bem como as projeções do clima futuro para a região. Os estudos de Gloor et al. (2013), Barichivich et al. (2018) e Gouveia et al. (2019) indicam uma intensificação do ciclo hidrológico da Bacia Amazônica nas últimas décadas que pode estar relacionada com o aumento da frequência e magnitude de eventos extremos, enquanto projeções do clima futuro sugerem uma tendência de aumento de grandes secas (Duffy et al., 2015, Anderson et al., 2018).

A variabilidade da precipitação em escala interanual da Bacia Amazônica é marcadamente influenciada pelo El Niño-Oscilação Sul (ENOS), que consiste em um mecanismo acoplado oceano-atmosfera de variabilidade interanual no Pacífico Tropical e é um dos fenômenos mais amplamente estudados do sistema climático (Deser et al., 2010). Flutuações significativas na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico Tropical são acompanhadas de mudanças na força do gradiente de pressão entre as porções oeste e leste do oceano, conhecida como Oscilação Sul, induzindo variações na circulação zonal de Walker e uma massiva reorganização dos padrões de temperatura e precipitação ao longo do globo (Walker, 1924; Bjerknes, 1966; Wyrki, 1975). A fase positiva (negativa) do ENOS, chamada de El Niño (La Niña) ocorre quando há o aquecimento (resfriamento) nas anomalias de TSM (ATSM) sobre o Pacífico Leste acompanhado pelo enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios e da circulação de Walker.

Embora seja possível analisar boa parte do comportamento do ENOS durante o Período Instrumental, *proxies* paleoclimáticos sugerem uma variabilidade muito mais proeminente em períodos passados (e.g., Cobb et al., 2003; Mann et al., 2005; Ault et al., 2013; Grothe et al., 2019). Tanto a magnitude quanto a frequência do ENOS passaram por grandes mudanças ao longo do Último Milênio, seja em resposta à forçantes externas quanto à sua própria variabilidade interna (Cane, 2005). O sinal da atividade do ENOS armazenado em corais e sedimentos marinhos em regiões próximas aos centros de ação no Pacífico, aliados a anéis de crescimento de árvores, espeleotemas e testemunhos de gelo em regiões remotas que costumam ser afetadas por esses eventos, permitem expandir o conhecimento acerca da dinâmica e as suas teleconexões associadas (Lu et al., 2018).

Uma série de estudos sugerem que a intensa atividade vulcânica durante a PEG tenha forçado uma maior ocorrência de El Niños, ainda que as temperaturas na região extratropical do Hemisfério Norte estivessem mais frias (Emile-Geay et al., 2008; Henke et al., 2017). Durante a ACM, sugere-se um Pacífico Tropical mais frio e maior ocorrência de La Niñas, refletidas em grandes eventos de “mega-secas” na América do Norte reveladas por seus Atlas de Secas (Herweijer et al., 2007; Cook et al., 2010; Cook et al., 2014).

A influência dos eventos de ENOS ao longo da Bacia Amazônica ocorre por meio de mudanças na circulação zonal de Walker, considerando que eventos de El Niño (La Niña) favorecem movimentos anômalos subsidentes (ascendentes) sobre parte da região (Kayano et al., 1988; Garreaud et al., 2009; Andreoli et al., 2012; Andreoli et al., 2017). Recentemente, o “mega” El Niño de 2015-2016 causou forte aumento de temperaturas e diminuição de precipitação na Bacia durante a estação chuvosa, tornando-se responsável por colocar a maior parte da Bacia em condições severas de secas (Jiménez-Muñoz et al., 2016; Jimenez et al., 2018). O evento de 2015-2016 foi ainda mais intenso que as “secas do século” de 2005 e 2010 e pode ser visto como um evento moderno de “mega-seca”, considerando também que episódios de intensa queima de biomassa associadas a incêndios florestais (Ribeiro et al., 2018; Silva Junior et al., 2019) foram observados durante o período.

Anteriormente ao evento de 2015-2016, os El Niños de 1982-1983 e 1997-1998 também foram responsáveis por grandes períodos de seca na Amazônia, o que ilustra ainda mais a sensibilidade da região à variabilidade interanual do Pacífico (Marengo e Espinoza, 2016). O caso mais extremo na Bacia durante o século XX, no entanto, é o da seca causada pelo forte El Niño de 1925-1926 (Sternberg, 1987; Williams et al., 2005), que causou intenso aquecimento e incêndios florestais que ceifaram a vida de muitos seringueiros. Períodos de precipitação acima da média na Amazônia também são impulsionados durante eventos de La Niña e estão ligadas a grandes perdas socioeconômicas para a população local, como inundações de vários pequenos municípios ao longo da Bacia.

É possível ampliar o registro de ocorrências de eventos climáticos extremos na Amazônia além do seu curto Período Instrumental através de diferentes tipos de *proxies*. O trabalho pioneiro de Schöngart et al. (2004) realizou pela primeira vez uma reconstrução dendroclimática com dois séculos de comprimento com análises dos anéis de árvores encontradas nas regiões de várzea da Amazônia central. Uma característica proeminente mostrada na reconstrução é a severidade da seca causada pelo El Niño de 1925-1926, muito maior que as de 1982-1983 e 1997-1998. Recentemente também foram realizadas reconstruções dendroclimáticas pioneiras da estação

chuvosa nas regiões leste e oeste da Amazônia (Lopez et al., 2017; Granato-Souza et al., 2019), que possibilitam prolongar o registro da variabilidade climática da Bacia por pelo menos mais um século.

Como a influência do ENOS reflete-se em consideráveis danos para a população local até os dias de hoje, é de se esperar que o mesmo tenha acontecido no passado com as sociedades pré-colombianas da Amazônia. Evidências arqueológicas indicam o papel de eventos extremos de secas e cheias em causar prolongados períodos de perturbação social na região (Meggers, 1994; Schimmelmänn et al., 2003). Por exemplo, os trabalhos de Goepfert et al. (2018) e Prieto et al. (2019) sugerem um papel determinante do ENOS em provocar o massacre de 140 indivíduos e 206 camelídeos no sítio de Huanchaquito-Las Llamas no Peru, o que põe em evidência a importância do estudo das condições ambientais além das observações diretas para entender a complexa história social e climática do continente.

O estado da arte da modelagem climática, representado pelos complexos modelos do sistema climático terrestre, podem ser grandes aliados no estudo de eventos extremos no passado e complementar espacial e temporalmente as informações obtidas pelos *proxies* (Haywood et al., 2019). Recentemente, tornou-se possível analisar a ocorrência de eventos climáticos extremos nos séculos passados e atribuí-los a mecanismos de variabilidade climática, como o ENOS, bem como investigar também as mudanças no comportamento desses mecanismos ao longo destes períodos climaticamente relevantes, por meio de produtos de modelagem climática e assimilação de *proxies* (Hakim et al., 2016; Zhu et al., 2019; Parsons e Hakim, 2019; Cleator et al., 2020).

Desta maneira, o presente trabalho procurou investigar pela primeira vez a relação entre as possíveis ocorrências de eventos climáticos extremos de secas e cheias meteorológicas na Bacia Amazônica e a variabilidade da atividade do ENOS ao longo do Último Milênio, com o uso de simulações paleoclimáticas e *proxies* de alta resolução temporal da região. Os resultados encontrados neste trabalho podem auxiliar estudos futuros de variabilidade paleoclimática da Amazônia durante o Último Milênio e períodos anteriores, estudos de projeções climáticas futuras para a região, bem como estudos multidisciplinares acerca do impacto de eventos extremos no funcionamento de diversas sociedades amazônicas pré-colombianas.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo geral

O objetivo deste trabalho foi investigar as relações entre a variabilidade de eventos climáticos extremos na Bacia Amazônica com a atividade do ENOS ao longo do Último Milênio.

1.1.2 Objetivos Específicos

a) Avaliar a representação espaço-temporal do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) em *proxies* de alta resolução temporal na Amazônia e em simulações paleoclimáticas;

b) Investigar a variabilidade do ENOS associada aos períodos da ACM e PEG no Último Milênio em simulações paleoclimáticas.

c) Analisar as relações entre a atividade do ENOS com a variabilidade de eventos climáticos extremos na Bacia Amazônica durante a ACM e PEG.

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Princípios de Paleoclimatologia

Paleoclimatologia é o estudo do clima anterior ao Período Instrumental, que teve seu início com o surgimento das primeiras redes de observações meteorológicas na Europa Ocidental entre os séculos XVIII e XIX (e.g., Jónsson e Gardarsson, 2001; Demarée et al., 2002; Alcoforado et al., 2012). Por outro lado, as primeiras observações diretas em regiões remotas e menos povoadas, como desertos, os pólos e a Amazônia, tiveram um início mais tardio que na Europa, o que implica que o Período Instrumental cobre apenas uma parte recente e incompleta da história climática da Terra (Barnett et al., 1999).

O estudo do clima em períodos anteriores depende da análise de elementos encontrados na natureza que são sensíveis às variações climáticas e as preservam de alguma maneira em sua estrutura, conhecidos como *proxies*. Exemplos recorrentes são os anéis de crescimento de árvores lenhosas em regiões temperadas, testemunhos de gelo retirados de geleiras, espeleotemas formados nos interiores de cavernas e corais nos oceanos tropicais (Bradley, 2011). O processo de reconstrução do sinal climático é dependente de um conhecimento prévio da resposta de cada *proxy* às diversas variáveis meteorológicas.

A formação anual de anéis de crescimento de árvores é o objeto de estudo da Dendrocronologia, enquanto a relação desse tipo de *proxy* com as condições climáticas no ambiente é alvo da Dendroclimatologia (Fritts, 1971). Essas variações na estrutura física das árvores são amplamente reconhecidas como arquivos importantes de informações climáticas do passado em alta resolução temporal, sendo que a grande quantidade de espécies apropriadas faz com que sejam a maior fonte de *proxies* pelo globo (Frank et al., 2010). O crescimento dos anéis depende da temperatura da estação de verão e da disponibilidade sazonal de umidade e precipitação, especialmente no Hemisfério Norte (Fritts, 1974) onde as reconstruções dendroclimáticas são mais comuns.

A dendroclimatologia permite estudos acerca do comportamento da temperatura do planeta no Último Milênio em escala global e hemisférica (e.g., Mann et al., 1999; Mann e Jones, 2003; Neukom et al., 2011) e da ocorrência de secas e cheias em regiões como Estados Unidos (Herweijer et al., 2007) e México (Stahle et al., 2016). A região tropical, no entanto, representa uma considerável fronteira do conhecimento na

área por conta da baixa disponibilidade de espécies com formação anual de anéis de crescimento, apesar da grande biodiversidade nas florestas (Boninsegna et al., 2009; Schöngart et al., 2017).

Uma das técnicas mais utilizadas em paleoclimatologia, para reconstruções de temperatura e precipitação, consiste na análise dos isótopos estáveis pesados Oxigênio-18 e Deutério de água proposta por Dansgaard (1964). As proporções entre Oxigênio-16 e Oxigênio-18 assim como Deutério e Hidrogênio, conhecidos respectivamente como $\delta^{18}O$ e δD , foram empregadas em testemunho de gelo extraídos nos pólos e em geleiras tropicais (Dansgaard et al., 1969; Epstein et al., 1970; Grootes et al., 1989), espeleotemas na América do Sul e Ásia (Cruz et al., 2005; Cheng et al., 2012) e corais no Pacífico (Quinn et al., 1993), ampliando extensivamente o conhecimento sobre a variabilidade climática em até milhares de anos antes do Período Instrumental.

Evidências documentais tais como informações descritivas do Tempo, diários de bordo e diários de expedições também constituem uma fonte importante de *proxies* das condições climáticas do passado (Brázdil et al., 2005). Essas informações costumam estar diretamente relacionadas a impactos sociais e econômicos de eventos extremos, como tempestades severas, cheias intensas e secas duradouras ligadas a prejuízos socioeconômicos e perdas na atividade agrícola. Embora a Europa e parte da Ásia sejam as regiões com maior quantidade de registros históricos de condições climáticas, a América do Sul também possui registros que datam desde os anos iniciais da Conquista Espanhola até o final do século XIX (Neukom et al., 2010; Domínguez-Castro et al., 2017).

Além do uso dos *proxies*, modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) são empregados em simulações paleoclimáticas desde a década de 1970, quando os primeiros resultados acerca do Último Máximo Glacial (aproximadamente 21.000 anos atrás) foram publicados (Gates, 1976). O emprego da modelagem paleoclimática permite complementar as informações obtidas pelos *proxies* principalmente por conta da resolução espaço-temporal e a possibilidade de simular diferentes cenários, sob a influência de diferentes Forçantes Radiativas (Harrison et al., 2016).

Grande parte dos esforços da modelagem paleoclimática estão sob o âmbito do *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project* (PMIP; Joussaume e Taylor, 2000), cujo objetivo principal é avaliar a habilidade dos modelos em simular climas radicalmente diferentes do presente. Atualmente, o PMIP encontra-se em sua terceira fase finalizada (PMIP3; Meinshausen et al., 2011) e está vinculado ao *Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5* (CMIP5, Taylor et al., 2012), o que permite uma continuidade entre simulações paleoclimáticas e projeções de clima futuro

com os mesmos modelos. Inicialmente focado nos períodos do Último Máximo Glacial e Médio-Holoceno (aproximadamente 6.000 anos atrás), as próximas simulações no âmbito dos projetos PMIP4/CMIP6 (Kageyama et al., 2018) incluirão também o Último Interglacial (127.000 anos atrás) e Médio-Plioceno (3.2 milhões de anos atrás).

Estudos paleoclimáticos possuem grande relevância para análises acerca da influência da forçante antropogênica no sistema climático terrestre, principalmente através do aumento da emissão de GEE desde o início da Revolução Industrial, bem como para o atual rumo das mudanças climáticas globais (Burke et al., 2018). Por exemplo, testemunhos de gelo da Antártica revelaram que a concentração atual de CO_2 na Atmosfera ultrapassou os valores estimados para, pelo menos, os últimos 800.000 anos (Lüthi et al., 2008) e que a temperatura média global do início do século XXI foi maior do que em 82% de todo o Holoceno (Marcott et al., 2013).

A numerosa disponibilidade de *proxies* de alta resolução permite uma comparação direta entre as condições climáticas do Último Milênio e o clima presente, possibilitando estudos mais robustos de detecção e atribuição de extremos climáticos (Hegerl et al., 2003), do comportamento da variabilidade de mecanismos como o ENOS e a Oscilação do Atlântico Norte no passado (Gagen et al., 2016; Hope et al., 2017), validação dos modelos utilizados para projeções do clima futuro até o fim do século (Jungclaus et al., 2017) e outros (Haywood et al., 2019).

2.2 O Último Milênio

É amplamente discutida na literatura científica a existência de um período de temperatura média global relativamente elevada em relação ao Período Quente Atual (PQA; 1850-) entre os anos de 950-1250, chamado de Período Medieval Quente (Lamb, 1965) ou, atualmente, de ACM (Diaz et al., 2011). Evidências do aquecimento medieval foram encontradas principalmente nos extratropicos do Hemisfério Norte em regiões como o Atlântico Norte, Europa Central e parte da América do Norte (Mann et al., 2009), enquanto o aumento de temperatura possivelmente não tenha sido tão acentuado no Hemisfério Sul e nos Trópicos em geral (Mann et al., 2008).

Durante a ACM ocorreram períodos de considerável redução da cobertura de gelo marinho no círculo polar ártico (Kinnard et al., 2011) e análises isotópicas em testemunhos de gelo na Antártica também sugerem um sinal de aquecimento do manto de gelo da Antártica Ocidental (Lüning et al., 2019). Em relação à variabilidade climática nos trópicos, análises isotópicas de espeleotemas da região andina do Peru (Vuille et al., 2012) indicam menor intensidade do SMAS e menor precipitação anual na Bacia Amazônica, ligadas a uma possível migração da ZCIT para posições ligeiramente mais ao norte em relação ao seu comportamento atual.

A ACM foi seguida por outro período de grande relevância climática, a PEG (Matthes, 1939), entre os anos de 1450-1849. A PEG é associada a um pronunciado resfriamento global acompanhada do avanço de geleiras em grande parte do Ártico e da Groenlândia (Nesje e Dahl, 2003), bem como também nos Andes (Jomelli et al., 2009). A Bacia Amazônica nesse período esteve sob níveis de precipitação anual ainda mais elevados que os do clima atual por conta de uma maior intensidade do SMAS, com amplas evidências de que esse foi o período mais chuvoso na região em pelo menos todo o Holoceno tardio (Bird et al., 2011).

Bond et al. (1997) sugeriram a existência de ciclos de glaciação no Holoceno com periodicidade aproximada de 1500 anos, baseados na ocorrência de episódios de deposição de detritos no fundo do Atlântico Norte por conta de grandes movimentos de gelo ocasionados por mudanças substanciais na circulação em superfície do oceano. Estes eventos seriam análogos aos conhecidos eventos de Heinrich (Heinrich, 1988) e Dansgaard-Oeschger (Dansgaard et al., 1993) no Pleistoceno, implicando que a PEG então seria o episódio mais recente de resfriamento em grande escala. No entanto, trabalhos mais recentes colocam em dúvida esta suposição e argumentam que a aparente periodicidade seria um artefato estatístico (Wanner et al., 2011).

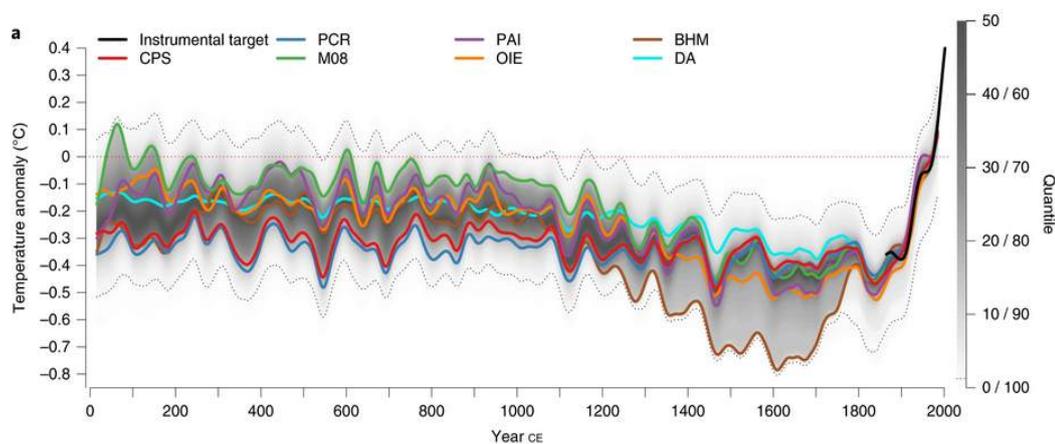


Figura 1 – Reconstruções *multiproxy* de Anomalias de Temperatura do Ar em 2 metros (AT2m) nos últimos dois mil anos, com respeito à climatologia de 1961-1990, suavizadas por um filtro passa-baixa com 30 anos. A área sombreada em cinza representa os quantis da média em conjunto de todas as séries temporais. Fonte: adaptado de Neukom et al. (2019).

O comportamento da temperatura em escala global e hemisférica baseadas em reconstruções *multiproxy* durante o Último Milênio tornaram-se componentes importantes em estudos paleoclimáticos desde o trabalho pioneiro de Jacoby e D'Arrigo (1989) e o *Hockey Stick* de Mann et al. (1999). Reconstruções dessa natureza dependem principalmente de uma rede robusta de *proxies* que esteja disponível para a comunidade científica em um formato acessível, sendo esse o objetivo primordial da *2k Network* do projeto *Past Global Changes* (PAGES 2k; Ahmed et al., 2013) que

atualmente conta com 692 *proxies* em 648 locais diferentes em todos os continentes e oceanos.

Tais reconstruções ajudaram a colocar o PQA dentro do contexto dos períodos climáticos anteriores e permitiram consolidar ainda mais o amplo consenso científico da natureza sem precedentes do aquecimento global atual (Fig. 1), que reverteu de maneira abrupta uma tendência de resfriamento em curso nos últimos 2000 anos (Neukom et al., 2019). O papel da emissão de GEEs pela atividade industrial põe em evidência a influência das várias Forçantes Radiativas em dirigir o clima global ao longo do Último Milênio tanto em escala regional quanto global.

2.3 Forçantes Radiativas no Último Milênio

Variações na distribuição da irradiância solar total no topo da atmosfera, resultantes de mudanças milenares na excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol, na inclinação axial do planeta (obliquidade) e precessão dos equinócios, foram propostas pela teoria astronômica do clima de Milutin Milankovitch (1879-1958) para explicar os grandes ciclos de glaciação no Quaternário e são amplamente aceitas como uma importante forçante do sistema climático (Berger, 1988). Considerando o Último Milênio, a importância destes parâmetros orbitais para a sua variabilidade climática em escala centenária ainda é alvo de muitos debates (Bertrand et al., 2002; Swingedouw et al., 2011).

Os registros do número de manchas solares observadas desde o séc. XVII mostram períodos de baixa atividade solar durante a PEG (Usoskin, 2017), notadamente durante os Mínimos de Maunder (1645-1715) e Dalton (1790-1820). Esses registros foram ampliados no tempo através da concentração dos isótopos cosmogênicos de Carbono-14 em anéis de crescimento de árvores e Berílio-10 em testemunhos de gelo nos pólos (Delaygue e Bard, 2011; Reimer et al., 2013), que revelaram também a existência dos Mínimos de Spörer (1450-1550), Wolf (1280-1350) e Oort (1040-1080) e os Máximos Medievais em 1100-1250 e 950-1040.

Os Grandes Máximos e Mínimos de atividade solar que coincidiram com a ACM e PEG podem ter contribuído significativamente para modular a variabilidade da temperatura média global durante o Último Milênio. No entanto, as variações temporais da forçante solar durante esse período são relativamente menores se comparadas com outras forçantes, como a atividade vulcânica (Crowley, 2000).

A atividade vulcânica é tipicamente estimada através da concentração de aerossóis de sulfato depositados nas camadas de testemunhos de gelo em ambos os pólos (Robock, 2000). Erupções intensas o bastante para serem identificadas nos *pro-*

xies possivelmente representam eventos notáveis para a variabilidade do clima global, como as conhecidas erupções dos Montes Tambora em 1815, a maior erupção ocorrida durante a história humana, e Krakatoa em 1883 na atual Indonésia (Oppenheimer, 2003; Gleckler et al., 2006).

O vulcanismo possui um papel central em explicar as menores temperaturas durante a PEG, possivelmente ainda mais relevante que a baixa atividade solar. Crowley (2000) mostrou que a forçante vulcânica explica aproximadamente 49% da variabilidade centenária de temperatura no Hemisfério Norte durante o período de 1400-1850 e uma série de erupções possivelmente foi o gatilho para a transição entre a ACM e PEG (Miller et al., 2012).

Os estágios finais da PEG durante a primeira metade do século XIX também viram uma sequência de grandes erupções vulcânicas na região tropical em menos de três décadas (Garrison et al., 2018), refletindo uma considerável diminuição da temperatura e sendo responsável, ao menos em parte, pelo avanço de geleiras nos Alpes (Zumbühl et al., 2008). O aumento da temperatura média global ao final da década de 1830 reflete em grande parte uma recuperação do sistema climático a essas intensas erupções, antes da forçante antropogênica associada a emissões de GEE após o início da Revolução Industrial dominar a tendência de aquecimento global (Brönnimann et al., 2019).

De forma similar aos aerossóis de sulfato, a concentração dos principais GEE (CO_2 , Metano e Óxido Nitroso) anterior ao Período Instrumental também pode ser estimada a partir de testemunhos de gelo, geralmente com resolução decenal a multi-decenal (Etheridge et al., 1996; Flückiger et al., 2002). Antes do avanço da industrialização na Europa, as variações relativamente pequenas nas concentrações refletem principalmente os processos naturais de retroalimentação ligados aos ciclos biogeoquímicos dos gases (Gerber et al., 2003).

Existem, no entanto, evidências de influências na concentração de GEE ligadas à agricultura e mudanças no uso da terra no período pré-industrial (Pongratz et al., 2009). Antes da era dos combustíveis fósseis, a extração de madeira era o principal combustível para a geração de energia e a principal matéria-prima em praticamente todas as sociedades, o que pode representar uma forçante importante para o sistema climático tanto em escala global quanto regional.

A chegada dos europeus nas Américas em 1492 marca o início de conflitos armados e surtos de epidemias que dizimaram entre 90-95% da população nativa nos séculos seguintes (Berlinguer, 1992). O uso da terra era amplamente difundido pelos indígenas ao longo do continente, particularmente entre os Andes e a América Central,

incluídas também as evidências de práticas de agricultura relativamente complexas na Amazônia central (Heckenberger et al., 2003; Abrams e Nowacki, 2008; Hunter e Sluyter, 2015).

O sequestro de carbono nas regiões abandonadas após a morte da população nativa, por conta da sucessão secundária da floresta, pode ter sido intenso o bastante para impactar a concentração de CO_2 na atmosfera, refletida na queda anômala de CO_2 em uma quantidade considerável de testemunhos de gelo na Antártica entre os séculos XVI-XVII (Macfarling Meure et al., 2006). Esse sequestro, juntamente com a alta da atividade vulcânica e baixa atividade solar, também pode ter contribuído significativamente para as menores temperaturas durante a PEG (Koch et al., 2019).

2.4 O Sistema de Monção da América do Sul

Sistemas de circulação de Monção são mecanismos climáticos importantes para caracterizar o regime de precipitação em vários lugares do mundo, como na Índia, no oeste da África, Leste da Ásia e também na América do Sul (Wang e Ding, 2006). Esses sistemas surgem principalmente em resposta ao contraste térmico sazonal em grande escala entre as massas continentais e oceanos adjacentes e possuem uma íntima ligação com a incidência e distribuição de radiação solar, o que os tornam sensíveis às variações dos parâmetros de Milankovitch em escala orbital (e.g., Cruz et al., 2005; Cruz et al., 2009).

O SMAS domina a marcha anual da precipitação da Bacia Amazônica. A sua fase ativa define a estação chuvosa na Amazônia, durante o verão e outono austrais, quando há um aumento na atividade convectiva e na precipitação ao longo da Bacia por conta do intenso transporte de umidade do ATN dirigido pela confluência dos ventos alísios (Arraut et al., 2012). Essa fase possui características marcantes, como a migração da ZCIT do Atlântico para posições mais ao sul do continente e o desenvolvimento de uma circulação anticiclônica em altos níveis na região da Bolívia (Alta da Bolívia), acompanhada de um centro de baixa pressão no Chaco (Baixa do Chaco), em resposta à forte liberação de calor latente na Bacia (Lenters e Cook, 1997).

A maior intensidade do Jato de Baixos Níveis à leste dos Andes impulsiona a formação de uma banda de nebulosidade que se estende do Sudoeste da Amazônia ao Sul-Sudeste do Brasil e parte do Atlântico adjacente, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, responsável por um grande volume de precipitação nessa faixa do continente (Carvalho et al., 2004). A atuação desses mecanismos cessa durante a fase inativa da SMAS, caracterizada também pela migração da ZCIT de volta para posições mais ao norte no continente e o subsequente enfraquecimento do transporte de umidade do ATN para a região, definindo a estação seca na Amazônia.

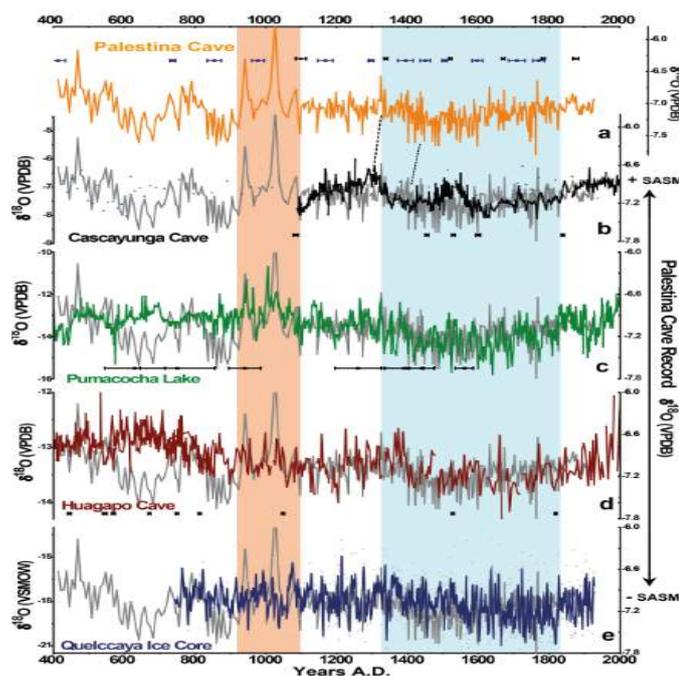


Figura 2 – Variações temporais nos *proxies* de espeleotemas e testemunhos de gelo andinos nos últimos 1600 anos. Os períodos sombreados em vermelho e azul representam a ACM e PEG, respectivamente. Fonte: Apaéstegui et al. (2014).

As reconstruções paleoclimáticas baseadas na proporção $\delta^{18}O$ de *proxies*, como espeleotemas, sedimentos de rios e testemunhos de gelo extraídos ao longo da porção tropical da Cordilheira dos Andes, mostram um comportamento coerente de mudanças na intensidade do SMAS e no regime de precipitação da região durante o Último Milênio (Vuille et al., 2012). Os primeiros registros foram testemunhos de gelo extraídos em meados dos anos 70 e 80 na geleira de Quelccaya (Thompson et al., 1986) no Peru, a maior geleira dos trópicos, cujo sinal isotópico foi originalmente interpretado como um *proxy* de temperatura.

No entanto, atualmente é aceito que o sinal de $\delta^{18}O$ nos *proxies* extraídos na região de atuação do SMAS reflete primeiramente a intensidade da precipitação e a eficiência do transporte de umidade em grande escala na estação chuvosa (Vuille e Werner, 2005). Dessa maneira, a composição isotópica destes registros não é apenas uma medida da quantidade de precipitação no local, mas sim da “memória isotópica” da intensidade da atividade convectiva ligada ao SMAS no continente.

Os registros dos espeleotemas andinos (Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011; Apaéstegui et al., 2014) na Figura 2 evidenciam um período de maior (menor) quantidade de precipitação e intensidade da SMAS durante a PEG (ACM), coincidente com o maior avanço (derretimento) da criosfera andina (Jomelli et al., 2009) e um posicionamento mais ao sul (norte) da ZCIT no continente (Haug et al., 2001). Apesar da marcante coerência em escala centenária, a ocorrência da PEG e ACM nestes re-

gistros diferem entre si e entre a própria definição do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, Masson-Delmotte et al., 2013), o que mostra uma considerável variabilidade regional em relação aos períodos mais chuvosos e secos. Por exemplo, enquanto os espeleotemas da caverna Palestina (Apaéstegui et al., 2014) sugerem a ocorrência da PEG entre 1325-1820, os da caverna Cascayunga (Reuter et al., 2009) a mostram entre 1300-1900.

Campos et al. (2019) aplicaram uma Análise de Componentes Principais (ACP) aos *proxies* dos Andes tropicais para extrair o modo dominante do SMAS durante o UM. Após um teste de detecção de pontos de mudança (Lavielle, 2005), os autores encontraram quatro períodos distintos no componente principal do SMAS: o período seco da ACM (724-1160), uma transição (1160-1489), o período chuvoso da PEG (1489-1878) e o PQA, similar ao padrão da ACM. Embora diferentes da convenção do IPCC, baseada na temperatura média do Hemisfério Norte, esses períodos distintos podem representar em grande parte a dominância do SMAS no regime de precipitação da Amazônia e da própria América do Sul.

Enquanto os *proxies* evidenciam a grande variabilidade do SMAS, os modelos do sistema terrestre do PMIP3 mostram grande dificuldade em simular as diferenças no regime de precipitação no Último Milênio (Rojas et al., 2016), embora mudanças na circulação atmosférica de grande escala, como a Alta da Bolívia, sejam simuladas de forma satisfatória. Apesar das grandes diferenças entre os modelos e a deficiência em representar a ZCIT do Atlântico (Hirota e Takayabu, 2013), o conjunto das simulações mostram a maior intensidade da SMAS durante a PEG em relação a ACM e ao próprio PQA (Díaz e Vera, 2018).

Alguns dos principais motivos para as mudanças de comportamento da SMAS e a ZCIT no Último Milênio encontram-se na variabilidade da ATSM em escalas multidecenal a centenária do oceano Atlântico (Lechleitner et al., 2017). Com o Atlântico anômala mente aquecido (resfriado) durante a MCA (PEG), a ZCIT tendia a se deslocar a posições mais ao norte (sul) no continente e o SMAS tornava-se menos (mais) intensa por conta do menor (maior) transporte de umidade do ATN para a região, de forma análoga ao que ocorre no clima atual por conta do Gradiente Interhemisférico de TSM do Atlântico (Tanimoto e Xie, 2002; Wu et al., 2007), embora em escalas de mais baixa frequência.

Ainda que o SMAS domine o regime de chuvas na América do Sul em escala sazonal, a variabilidade interanual de precipitação é intimamente ligada ao ENOS no Pacífico (Garreaud et al., 2009; Andreoli et al., 2017; Andreoli et al., 2019). Fortes eventos positivos (negativos) de ENOS, conhecidos como El Niño (La Niña), estão relacionados a ocorrências de secas (cheias) severas na Amazônia (Marengo e Espi-

noza, 2016; Jiménez-Muñoz et al., 2016), como os episódios ocorridos em 1982-1983, 1997-1998 e 2015-2016 (1989-1990, 1999-2000, 2011-2012).

2.5 El Niño - Oscilação Sul

Reconhecidamente o modo de variabilidade interanual mais importante do sistema climático (Deser et al., 2010; Timmermann et al., 2018), o ENOS é formado por um acoplamento entre o oceano e a atmosfera no Pacífico Tropical com uma aparente periodicidade entre 2 a 8 anos (Torrence e Compo, 1998). A “gangorra” de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) entre as porções leste e oeste do Pacífico conhecida como Oscilação Sul foi descrita por Walker (1924), mas a sua relação com as variações de ATSM só foram elucidadas tempos depois por Bjerknes (1966), que nomeou a circulação leste-oeste no Pacífico gerada pela Oscilação Sul de Circulação de Walker.

O ENOS pode oscilar entre três fases distintas (Fig. 3): Neutra, El Niño ou La Niña. Durante a fase neutra, o escoamento dos ventos alísios “empilha” águas mais quentes no oeste do Pacífico enquanto a leste é mais resfriada, formando um gradiente de TSM no oceano e conseqüentemente um gradiente de Pressão ao Nível Médio do Mar. Nessa fase, o ramo ascendente (subsidente) da circulação de Walker encontra-se na porção oeste (leste) com águas mais quentes (frias), impulsionando (inibindo) a convecção e precipitação na região. Por outro lado, eventos de El Niño (La Niña) estão ligados a um enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios e a um característico aquecimento (resfriamento) da ATSM no Pacífico, o que enfraquece (fortalece) a circulação de Walker e perturba intensamente a atmosfera tropical.

A sazonalidade da dinâmica do ENOS é uma característica marcante desse fenômeno (Rasmusson e Carpenter, 1982). Eventos de ENOS iniciam-se em meados do inverno austral, intensificam-se durante a primavera e atingem a fase madura no verão, decaindo até o final do ciclo de vida em meados do outono. A maior intensidade destes eventos durante o verão coincide com a fase madura do SMAS e a estação chuvosa na Bacia Amazônica, o que implica que episódios de El Niño (La Niña) estão fortemente associados a menor (maior) volume de chuvas e ocorrência de secas (cheias) na região.

Apesar das características comuns, eventos de ENOS também apresentam uma alta variabilidade e diferem consideravelmente em relação ao padrão espaço-temporal e a própria magnitude, já que nenhum El Niño é igual (Wyrтки, 1975). Recentemente os tipos de ENOS foram divididos em Canônico, onde o padrão espacial é mais concentrado no Pacífico Leste, e Modoki, concentrado no Pacífico Central (Ashok et al., 2007). Essa divisão mostra um aumento ainda maior na complexidade e dinâmica do ENOS (Wang et al., 2016), bem como nos seus diferentes impactos no clima global

(Timmermann et al., 2018).

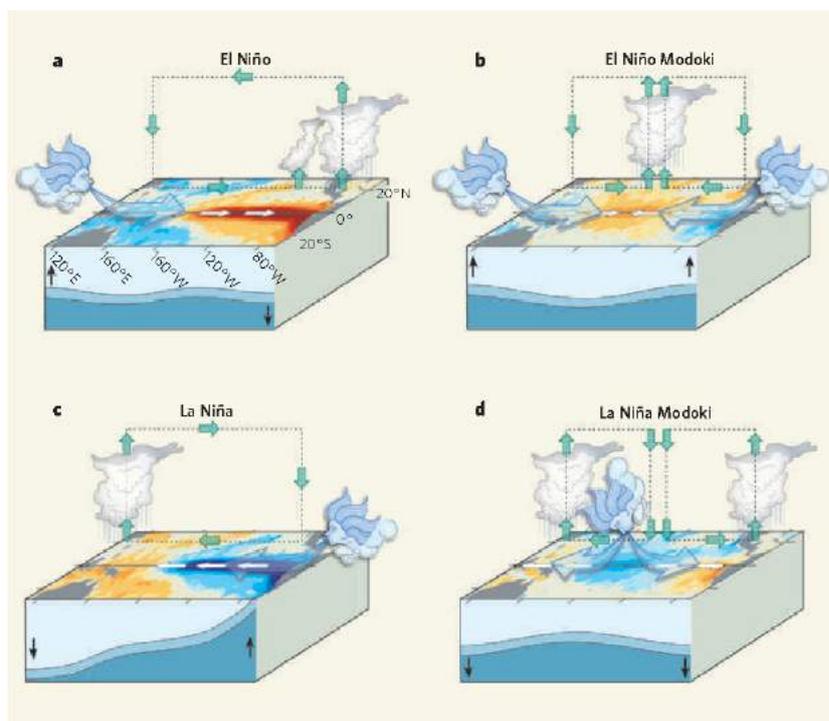


Figura 3 – Modelos esquemáticos dos padrões atmosféricos e oceânicos de El Niño Canônico (a), El Niño Modoki (b), La Niña Canônica (c) e La Niña Modoki (d). Fonte: Ashok e Yamagata (2009).

O comportamento paleoclimático do ENOS pode ser estimado através de *proxies* localizados ao longo do Pacífico tropical, geralmente testemunhos de corais e registros fósseis de moluscos (Cobb et al., 2003; Cobb et al., 2013), ou por *proxies* de regiões remotas que são afetadas de alguma maneira via teleconexões atmosféricas, geralmente anéis de crescimento de árvores e testemunhos de gelo (Li et al., 2011; Li et al., 2013). A costa oeste da América do Sul tropical é uma região ideal para buscar *proxies* da atividade do ENOS em diferentes escalas de tempo e muitas vezes os registros encontrados figuram em abordagens de reconstruções *multiproxy* (Rein et al., 2004; Rein et al., 2005; Agnihotri et al., 2008).

A variabilidade do ENOS ao longo do Último Milênio é foco de grandes controvérsias. Alguns estudos (e.g., Cobb et al., 2003; Jones e Mann, 2004; Mann et al., 2005) sugerem uma frequência menor (maior) de El Niños durante a ACM (PEG), enquanto outros argumentam que este comportamento não é estatisticamente significativo (Henke et al., 2017) ou não ocorreu (Emile-Geay et al., 2013). No entanto, a maior frequência de El Niños durante a PEG pode estar ligada com a alta atividade vulcânica durante o período, consistente com o mecanismo de “termostato” do oceano (Emile-Geay et al., 2008; McGregor e Timmermann, 2011; Predybaylo et al., 2017).

As variações interanuais do sinal isotópico de testemunhos de gelo na geleira de

Quelccaya (Thompson et al., 2013) refletem em grande parte a influência dos eventos de ENOS na região (Hurley et al., 2019), sendo um dos únicos *proxies* provenientes de geleiras tropicais com essas características, em adição ao registro anual do comportamento do SMAS desde o ano 226. Por outro lado, a primeira reconstrução dendroclimática na Amazônia central foi realizada pelo trabalho pioneiro de Schöngart et al. (2004), que mostrou uma robusta relação dos anéis de crescimento com episódios intensos de El Niño em uma série de 200 anos, incluindo o registro da famosa seca de 1925-1926 (Williams et al., 2005).

Episódios de secas ligadas ao El Niño também são proeminentes em uma reconstrução dendroclimática realizada na região sul do Equador (Pucha-Cofrep et al., 2015). Recentemente os trabalhos de Lopez et al. (2017) e Granato-Souza et al. (2019) realizaram reconstruções pioneiras nas regiões sul e leste da Amazônia, respectivamente. Enquanto os anéis de crescimento revelam uma fraca relação do ENOS com a região sul, a ligação com a variabilidade do Pacífico tropical é melhor configurada no leste. Esses estudos, embora escassos, evidenciam a utilidade da dendroclimatologia em expandir o conhecimento sobre o clima da Bacia Amazônica além do limitado e muito recente Período Instrumental da região.

Extremos climáticos de secas e cheias meteorológicas na Amazônia estão intimamente ligados a severas perturbações sociais na região, tanto na sociedade moderna quanto na história antiga. Além da relativamente antiga seca de 1925-1926, período em que incêndios florestais ceifaram a vida de uma grande quantidade de seringueiros, registros arqueológicos sugerem um alto grau de destruição nas sociedades pré-colombianas (Meggers, 1994) relacionado a esses episódios extremos. O caso de descoberta mais recente que se tem notícia é o do massacre sistemático no sítio de Huanchaquito-Las Llamas (Prieto et al., 2019), no Peru, durante os últimos anos do Império Chimú (1400-1450), cujo possível gatilho teria sido um forte evento de El Niño. Dessa maneira, estudos arqueológicos podem ser beneficiados intensamente por estudos paleoclimáticos na região, tanto através das reconstruções por *proxies* quanto pelo avanço da modelagem paleoclimática (Haywood et al., 2019).

3 Metodologia

3.1 *Proxies*

A Amazônia possui uma grande importância para o funcionamento e manutenção do sistema climático, em escalas local, continental e global. No entanto, a escassez de observações meteorológicas no tempo-espaço limita o estudo da sua complexa variabilidade climática de longo prazo. Essa escassez também se estende em relação a quantidade de *proxies* paleoclimáticos de alta resolução temporal obtidos ao longo da Bacia. Ainda que os avanços com novos registros de $\delta^{18}O$, que refletem especialmente o comportamento do SMAS, sejam expressivos, a falta de *proxies* sensíveis ao ENOS ainda é severa. As séries de *proxies* utilizadas no presente trabalho foram selecionadas a partir da sua disponibilidade em um banco de dados comum e sensibilidade ao ENOS, permitindo o estudo de eventos climáticos extremos em escala interanual ao longo do Último Milênio.

Os registros dendroclimáticos na Amazônia consistem na reconstrução de Lopez et al. (2017), formada por uma composição de diferentes cronologias de anéis de árvores da espécie *Centrolobium microchaete* obtidas na floresta tropical de Chiquitania da Bolívia, sul da Bacia Amazônica. Essa reconstrução anualmente resolvida, a primeira já realizada nessa região, representa a variabilidade do regime de precipitação local durante a estação chuvosa, de Outubro a Março, entre 1799-2012. Esta série temporal é expressa como precipitação total e está disponível para acesso no banco de dados paleoclimáticos da *National Centers for Environmental Information* (NCEI) em <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/22433>.

Próximo ao Rio Paru, ao leste da Bacia, a variabilidade da precipitação de Fevereiro a Novembro foi reconstruída pela primeira vez por Granato-Souza et al. (2019), através de análises dos anéis de crescimento de indivíduos da espécie *Cedrela* obtidos na região. A série resultante é expressa como anomalias normalizadas de precipitação total anual entre 1786-2016, mas há um forte sinal proveniente da contribuição dos meses mais chuvosos de Fevereiro a Março. A reconstrução dendroclimática do Rio Paru está disponível em <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/24110>.

Esses únicos arquivos dendroclimáticos ao sul e leste da Bacia são as primeiras reconstruções de alta resolução temporal com mais de um século de duração na região, representando um potencial grande para subsidiar análises de eventos extremos

anteriores ao Período Industrial, validação de simulações paleoclimáticas e assimilação de dados para uma possível criação de um Atlas de Secas da Amazônia, a exemplo do que já foi realizado em outros locais do planeta (e.g. Stahle et al., 2016; King, 2017; Baek et al., 2017). Ainda que os poucos séculos das reconstruções não permitam estudos de longo prazo acerca da proeminente variabilidade do Último Milênio, elas representam a adição de mais de um século ao registro climático da Amazônia.

O testemunho de gelo mais recente extraído da geleira de Quelccaya (Thompson et al., 2013) é um registro único da atividade convectiva relacionada ao SMAS e à variabilidade do Pacífico tropical, refletidos em seu sinal isotópico anualmente resolvido de $\delta^{18}O$ entre 226-2008. Apesar da dominância da variabilidade do SMAS na precipitação da Bacia Amazônica, o sinal isotópico da geleira é reconhecido como um registro confiável da influência do ENOS (Hurley et al., 2019). Esse testemunho de gelo é o que possui a maior resolução temporal entre os outros testemunhos e espeleotemas andinos, estando disponível em <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/14174>.

A reconstrução *multiproxy* de Dätwyler et al. (2019) foi selecionada como a série temporal de referência do ENOS no Último Milênio, ainda que vários outros *proxies* estejam disponíveis (Li et al., 2011; Yan et al., 2011; Li et al., 2013). Essa nova reconstrução representa a variabilidade do Índice Niño 3.4 entre 1000-1990, formada a partir de uma Análise de Componentes Principais em um total de 726 *proxies* de temperatura selecionados da base do PAGES 2k, outros *proxies* em ambos os Hemisférios, bem como testemunhos de gelo na Antártida. As anomalias do Índice foram calculadas com respeito ao período de 1930-1990 e a série temporal está disponível em <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/25891>.

3.2 Simulações Paleoclimáticas

A combinação de *proxies* paleoclimáticos e a dinâmica dos modelos do sistema climático terrestre é uma maneira poderosa de estudar os climas do passado. Técnicas refinadas de assimilação em modelos numéricos possibilitam abordagens robustas para forçar simulações de cenários climaticamente distintos (e.g., Bhend et al., 2012; Hakim et al., 2016, Franke et al., 2017). A manutenção e atualização de grandes e robustas bases de dados paleoclimáticos são importantes para que essas técnicas sejam mais amplamente difundidas e acessíveis, ampliando a reprodutibilidade das reconstruções e simulações. A variada coleção do projeto PAGES 2k é reconhecida atualmente pela comunidade paleoclimática como o padrão de *proxies* de alta resolução, criando um alto nível de compatibilidade entre estudos independentes.

O recente projeto *Last Millennium Reanalysis* (LMR; Hakim et al., 2016) emprega

uma abordagem de assimilação de dados paleoclimáticos que utiliza as mais extensas e consistentes bases de dados atualmente disponíveis, especialmente a do PAGES 2k. Reconstruções dendroclimáticas adicionais de Breitenmoser et al. (2014) organizadas por Anderson et al. (2019), juntamente com mais 94 *proxies* diferentes, ajudaram a expandir ainda mais a base de dados final que foi assimilada no *Community Climate System Model version 4* (CCSM4; Gent et al., 2011). O modelo CCSM4 também é um dos muitos participantes do projeto PMIP3/CMIP5 e suas simulações do Último Milênio do PMIP foram utilizadas como variáveis iniciais, para produzir as simulações da LMR.

As rodadas de simulação da LMR incluíram as variações das forçantes solar, de GEE e aerossóis estratosféricos ligados ao vulcanismo, de acordo com o proposto para simulações do PMIP3 no Último Milênio (Schmidt et al., 2011). Anomalias de Temperatura do Ar (AT2M), ATSM, altura geopotencial em 500 hPa, Pressão ao Nível Médio do Mar, Água Precipitável e o Índice de Palmer de Severidade de Secas (PDSI, na sigla em inglês; Palmer, 1965) são as variáveis resultantes expressas em vinte diferentes campos anuais de anomalias, calculados com respeito à climatologia de 1951-1980, para o período de 1-2000 em uma grade regular de 2°x2° de latitude e longitude. A última versão da LMR está publicamente disponível em <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/27850>.

Estudos recentes mostram que a LMR é capaz de representar a tendência global de resfriamento nos últimos dois milênios consistente com o comportamento após o Médio-Holoceno (Marcott et al., 2013; Tardif et al., 2019), assim como a tendência de aquecimento recente do PQA. A PEG também é simulada de forma consistente, embora o comportamento esperado de aquecimento global para a ACM esteja notadamente ausente. Em relação ao Pacífico Tropical, a representação da variabilidade da ATSM foi consideravelmente melhorada em relação a versões passadas, por conta do emprego das reconstruções de corais do PAGES 2k.

O projeto *Paleo Hydrodynamics Data Assimilation Product* (PHYDA; Steiger et al., 2018) também emprega uma abordagem similar, o que permite análises complementares e comparações entre simulações. Nas simulações PHYDA, praticamente o mesmo banco de dados paleoclimáticos utilizado na LMR foi assimilado em rodadas do modelo *Community Earth System Model* (CESM; Hurrell et al., 2013) no âmbito do projeto *Last Millennium Ensemble* (LME; Bothe et al., 2012), embora o modelo CESM também seja um dos participantes do PMIP3/CMIP5. Reconstruções globais de temperatura do ar, PDSI e o Índice Padronizado de Precipitação e Evapotranspiração (SPEI, no original em inglês; Vicente-Serrano et al., 2010) foram realizadas para os últimos 2000 anos com resolução temporal anual em uma grade regular de 2°x2°,

bem como reconstruções para o verão e inverno austrais, permitindo também análises de variabilidade sazonal. Também foram reconstruídos índices mensais da TSM no Atlântico Norte, índices do Niño (1+2, 3, 3.4, 4) e do posicionamento da ZCIT em 11 diferentes faixas de longitude, incluindo a ZCIT do Atlântico. Esses dados estão disponíveis em <https://zenodo.org/record/1198817>.

Apesar das grandes bases de dados empregadas para as simulações LMR e PHYDA, poucos estão localizados ao longo da Bacia Amazônica. A concentração maior é evidentemente superior entre a América do Norte e Europa. A variabilidade climática da Bacia é representada em ambos os produtos por alguns testemunhos de gelo e espeleotemas andinos, ligados principalmente ao comportamento do SMAS. Até o presente momento, nenhum tipo de estudo com as versões finais destes produtos para a região foi realizado.

3.2.1 O uso do PDSI para caracterizar secas e cheias meteorológicas

Secas e cheias extremas são fenômenos climáticos recorrentes ao longo do globo, de grande importância para o funcionamento dos mais diversos setores da sociedade, que podem ser categorizados em três tipos diferentes (Dai, 2011). O primeiro diz respeito aos eventos de secas (cheias) *meteorológicas*, definidos como um período de meses a anos com precipitação abaixo (acima) da média climatológica local. Esses extremos meteorológicos são causados por mudanças nos padrões de circulação atmosférica que, por sua vez, são forçadas principalmente por condições anômalas de ATSM, como o próprio ENOS.

Já as secas (cheias) *agrícolas* formam-se por conta dos solos mais secos (úmidos) que resultam do período de precipitação e temperaturas abaixo e acima (acima e abaixo) da média, respectivamente. Esses eventos são responsáveis por grandes perdas na produção de diversas culturas e costumam estar por trás de períodos de grande perturbações no funcionamento das sociedades, tanto antigas quanto modernas. Por fim, as secas (cheias) *hidrológicas* ocorrem quando há a redução (aumento) considerável do armazenamento de água e vazão em aquíferos, lagos, rios e reservatórios. Esse último tipo leva mais tempo para ser formado por envolver uma série de processos hidrológicos que atuam em uma escala mais longa de tempo que os outros dois.

Uma maneira adequada de analisar esses eventos climáticos extremos é através do uso dos chamados Índices de Seca, que fornecem meios de quantificar a intensidade, duração e abrangência espacial desses fenômenos (Beguería et al., 2010). Tais índices geralmente estimam os desvios em relação a uma média climatológica de variáveis de interesse em diferentes regiões. No caso das secas e cheias meteoroló-

gicas, precipitação e temperatura são combinadas de maneira a formalizar um índice normalizado, como é o caso do PDSI. Esse índice, por sua vez, tem como intuito estimar os desvios em relação ao balanço hídrico regional a partir das informações de precipitação e temperatura, incorporando um modelo relativamente complexo de oferta e demanda hídrica.

Portanto, o PDSI representa uma ferramenta útil para analisar de maneira consistente a ocorrência de eventos climáticos extremos. De fato, o PDSI é amplamente utilizado em reconstruções paleoclimáticas (e.g., Smerdon et al., 2015; Steinschneider et al., 2016), estudos de variabilidade climática no presente e no último século (e.g., Szép et al., 2005; Li et al., 2009), bem como em diversas projeções de clima futuro para cenários de aquecimento global (Dai, 2013; Trenberth et al., 2014).

3.3 Métodos

Inicialmente, as anomalias normalizadas da precipitação total anual do *proxy* dendroclimático da Bolívia e do sinal isotópico de $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo de Quelccaya foram calculadas com respeito a média climatológica de 1951-1980. Todas as séries de *proxies*, incluindo a série do Rio Paru e o Índice Niño 3.4 Reconstruído, tiveram a tendência linear de longo prazo no período comum de 1799-1990 removida para as análises seguintes.

De maneira similar, os campos globais de ATSM e PDSI da LMR foram obtidos por meio da média das 20 simulações de Monte Carlo que são disponibilizadas para cada variável. Posteriormente, para garantir a consistência com o mesmo período climatológico de referência, anomalias de temperatura do ar (AT2M) de todas as simulações PHYDA foram calculadas com respeito a média climatológica de 1951-1980 e todos os dados em pontos de grade tiveram suas tendências lineares removidas.

Os comportamentos espectrais dos *proxies* da Bacia Amazônica e o Índice Niño 3.4 reconstruído ao longo do período comum de 1799-1990 foram investigados por meio da aplicação da Transformada Contínua de Ondeletas (TCO; Torrence e Compo, 1998). A TCO consiste em uma técnica de decomposição do sinal de uma série temporal no domínio tempo-frequência, permitindo a determinação de escalas de variabilidade dominantes, bem como seus comportamentos não-estacionários ao decorrer do tempo. Em estudos de sinais climáticos e geofísicos, a função-base de Ondeletas geralmente escolhida é a chamada Ondelela de Morlet, definida como uma onda plana modulada por uma curva Gaussiana dada por:

$$\psi_o(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_o\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (3.1)$$

onde ω_o é a constante de frequência adimensional, com o valor 6 para satisfazer a condição de admissividade (Farge, 1992), e η é um parâmetro adimensional relacionado ao tempo. Assim, foi possível determinar as escalas de variabilidade dominantes nos *proxies* entre os anos considerados.

Os Índices de PDSI das simulações LMR e PHYDA (Fig. 4) foram calculados por meio de médias espaciais nas regiões representativas das reconstruções dendroclimáticas da Bolívia e Rio Paru, ao Sul (18°S-14°S, 68°W-60°W) e Leste (2°S-2°N, 58°W-50°W) da Bacia Amazônica, respectivamente. Similarmente, foram calculados índices de ATSM e AT2M no Pacífico Tropical referente a área do Niño 3.4 (5°N-5°S, 170°W-120°W).

O coeficiente de correlação linear de Pearson (ρ) foi utilizado como uma maneira de obter relações temporais consistentes, sendo definido por meio cálculo da razão entre a covariância pelo produto dos desvios-padrões de duas séries temporais x e y quaisquer, como entre os *proxies* e índices provenientes das simulações paleoclimáticas:

$$\rho = \frac{cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{[\sum (x_i - \bar{x})^2]^{\frac{1}{2}} [\sum (y_i - \bar{y})^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (3.2)$$

Por outro lado, a Raiz do Erro Médio Quadrático Centrado (REMQC) foi calculada para quantificar as diferenças entre as séries temporais consideradas. O REMQC é dado por:

$$REMQC = \left(\frac{1}{N} \sum [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.3)$$

Os dois parâmetros descritos permitem obter informações estatísticas complementares acerca dos padrões em comum e as diferenças entre séries temporais. É possível representar graficamente a distribuição desses valores em relação a uma série temporal de referência, comparada a outras que representem a mesma grandeza por meio do uso de Diagramas de Taylor (Taylor, 2001). Esse tipo de diagrama costuma ser utilizado com frequência em estudos de modelagem climática, com o intuito de representar similaridades entre observações e diversos modelos, bem como indicar mudanças entre diferentes rodadas para simulações de um mesmo modelo (e.g., Kumar et al., 2014; Sierra et al., 2015; Zazulie et al., 2017; Lovino et al., 2018).

Neste estudo, os Diagramas foram construídos considerando cada *proxy* como a série temporal de referência, em relação a cada índice representativo calculado das simulações LMR e PHYDA. Isto é, as reconstruções dendroclimáticas da Bolívia e

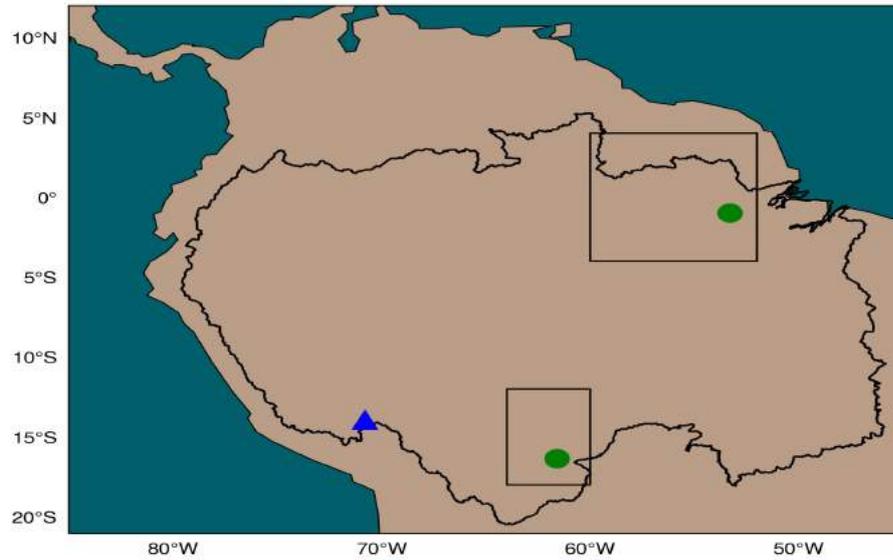


Figura 4 – Localizações dos *proxies* amazônicos e áreas dos índices de PDSI. Os pontos em verde e o triângulo azul mostram as localizações das reconstruções dendroclimáticas da Bolívia, Rio Paru e da geleira de Quelccaya, respectivamente.

do Rio Paru serão comparadas com os índices do Sul e Leste da Bacia Amazônica, respectivamente, enquanto o testemunho de gelo de Quelccaya e o Índice Niño 3.4 reconstruído com os índices Niño 3.4 simulados.

Padrões espaciais de correlações lineares entre os *proxies* e índices simulados com os dados em pontos de grade de ATSM e AT2M no Pacífico Tropical, bem como PDSI na Bacia Amazônica, das simulações LMR e PHYDA foram calculadas para obter as relações dessas séries com o ENOS e os padrões associados a secas e cheias na Amazônia. As significâncias estatísticas ao nível de 95% dos campos de correlações foram calculadas com o uso do teste de t-Student dado por:

$$t_0 = \frac{\rho\sqrt{v}}{\sqrt{1-\rho^2}} \quad (3.4)$$

onde ρ representa os valores de correlação em cada ponto de grade entre os *proxies* e os dados espaciais. O valor de v representa o número de graus de liberdade e é dado por $v = N_{ef} - 2$, sendo N_{ef} a quantidade de amostras independentes estimada a partir da razão entre o número total de anos (N) e as autocorrelações de ambas as séries temporais (τ) dada pelo método de (Livezey e Chen, 1983): $N_{ef} = N/\tau$. Por sua vez, τ é obtido por meio de:

$$\tau = 1 + 2 \sum_{i=1}^n C_x(i)C_y(i) \quad (3.5)$$

sendo C_x e C_y as autocorrelações de lag- i dos campos espaciais e *proxies*, respectivamente. Após as análises de verificação da proximidade e consistência entre os *proxies* e simulações paleoclimáticas entre 1799-1990, as análises seguintes concentraram-se no período de 850-1849 que caracteriza o Último Milênio.

Os modos de variabilidade climática dominantes relacionados ao ENOS durante o Último Milênio foram identificados por meio da técnica de Funções Ortogonais Empíricas (FOE), aplicada nos campos de ATSM e ATAR após a remoção da tendência linear de longo prazo no Último Milênio, das simulações LMR e PHYDA no Pacífico Tropical. O objetivo do uso das FOE é encontrar um novo conjunto de dados que captura a maior parte da variância, a partir de uma combinação linear dos dados originais das variáveis escolhidas (Hannachi et al., 2007).

Existem duas abordagens propostas para aplicar FOE, sendo a primeira através de Matrizes de Correlação-Covariância e a segunda por Decomposição de Valores Singulares (DVS), esta reconhecida como a forma mais computacionalmente estável e correta de empregar a técnica. Para a formulação matemática, considera-se que uma matriz qualquer de dados com as dimensões de tempo e espaço $F(t, s)$ pode ser decomposta em termos de outras matrizes dadas por:

$$F = U \times \Gamma \times V^t \quad (3.6)$$

onde $U(t, t)$ é a matriz de vetores singulares à esquerda, equivalente aos autovetores da solução do Problema de Autovalores da Matriz de Correlação-Covariância, $\Gamma(t, s)$ é uma matriz de escalares γ_n , onde γ_n^2 são equivalentes aos autovalores, e $V^t(s, s)$ é a matriz de vetores singulares à direita. Os campos espaciais dos modos dominantes de variabilidade obtidos pela FOE são dados por:

$$F = \sum_{n=1}^N U_n \gamma_n V_n^t \quad (3.7)$$

sendo N o número de modos de variabilidade. Os comportamentos temporais de cada modo são representados por suas respectivas Componentes Principais (CPs), que resultam da multiplicação do autovetor associado a cada modo com a matriz V_n^t , isto é, $CP_n = \gamma_n V_n^t$. Por fim, a Porcentagem da Variância Explicada de cada modo é calculada por:

$$\%var = \frac{\gamma_n^2}{\sum_{n=1}^N \gamma_n^2} \times 100 \quad (3.8)$$

As análises espectrais de cada CP, do testemunho de gelo de Quelccaya e do índice Niño 3.4 reconstruído ao longo do Último Milênio também foram feitas por meio da TCO, para determinar as escalas de variabilidade dominantes especialmente durante a ACM e PEG. Posteriormente, os CPs obtidos foram comparados com os *proxies* através de Diagramas de Taylor no período comum de 1000-1849. Os modos dominantes das FOE foram apresentados como campos de correlações espaciais entre a ATSM e AT2M do Pacífico Tropical e o PDSI na Bacia Amazônica, cujas significâncias estatísticas ao nível de 95% foram determinadas de acordo com o método de autocorrelações.

Com as CPs dominantes obtidas (CP1s), as seleções de eventos foram realizadas com base nos percentis de 95% e 5% de cada uma das séries resultantes para identificar a ocorrência de eventos extremos associados ao ENOS durante o Último Milênio. Isto é, anos que tiveram amplitudes das CP1s acima (abaixo) do percentil de 95% (5%) foram considerados anos de eventos extremos positivos (negativos). Os eventos escolhidos foram analisados de acordo com suas ocorrências na ACM e PEG e foram também utilizados em análises de composições de ATSM e AT2M no Pacífico Tropical e PDSI na Bacia Amazônica, com o intuito de analisar o comportamento dos padrões espaciais do ENOS e seus reflexos na variabilidade de secas e cheias meteorológicas da Bacia ao longo desses períodos climáticos distintos.

O cálculo de composições é uma técnica comum em estudos climáticos (Bombardi e Carvalho, 2017) e é utilizado para obter o comportamento médio de anomalias de variáveis de interesse em períodos determinados por um limiar, no caso do presente trabalho, o percentil dos CPs no Último Milênio. Os campos de composições foram analisados em termos de diferenças entre os eventos extremos da PEG e ACM, sendo a significância estatística ao nível de 95% determinada pelo teste de t-Student dado por (Wilks, 2011):

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right) \left\{ \frac{(n_1-1)\sigma_1^2 + (n_2-1)\sigma_2^2}{n_1+n_2-2} \right\}}} \quad (3.9)$$

sendo \bar{x}_1 (\bar{x}_2) a média das anomalias dos n_1 (n_2) eventos escolhidos da PEG (ACM), que possuem variância de σ_1^2 (σ_2^2). Os casos selecionados segundo o critério de quantis permitiram análises acerca da frequência e intensidade dos eventos extremos de ENOS durante a ACM e PEG em cada simulação paleoclimática, enquanto as análises de diferenças de composições permitiram pela primeira vez uma visão mais ampla dos impactos do ENOS na variabilidade de secas e cheias na Bacia Amazônica, bem como comparações entre as duas simulações LMR e PHYDA.

4 Resultados

4.1 Análises Espectrais dos *proxies* no Período de 1799-1990.

As reconstruções dendroclimáticas da Bolívia e Rio Paru (Figs. 5a e 5c) apresentam comportamentos temporais que oscilam entre regimes precipitação distintos em cada região. As últimas três décadas da reconstrução da Bolívia mostram um comportamento decenal marcante, com um longo período de secas entre 1960-1974 seguido por níveis precipitação acima da média entre 1975-1990, que coincide em partes com as conhecidas variações do Pacífico Norte após 1977 (Hare e Mantua, 2000) associadas com as mudanças de fases da Oscilação Decenal do Pacífico (ODP; Mantua et al., 1997; Newman et al., 2016).

O registro instrumental local, assim como a reconstrução da Bolívia, no entanto, não apresentam uma relação tão robusta com o ENOS ou com a ODP, como notado pelos estudos de Garreaud et al. (2009), Espinoza et al. (2014) e Lopez et al. (2017). Essas mudanças recentes na variabilidade de precipitação da região Sul da Bacia podem estar mais ligadas com teleconexões dos ventos de oeste moduladas em escala decenal pela Oscilação Antártica, que também passou por trocas de fases durante os mesmos períodos (Jones e Widmann, 2004). De fato, o Espectro de Potência de Ondeletas (EPO) da série mostra um pico significativo nas escalas decenais de 16 a 32 anos durante essas últimas décadas (Fig. 5b), indicando um período proeminente e sem precedentes na variabilidade de precipitação local ao longo de quase dois séculos.

Por sua vez, a reconstrução do Rio Paru apresenta um comportamento interanual sobreposto a uma modulação decenal. O longo período de secas entre 1864-1882 é, de longe, o mais intenso em todo o registro, sendo 1865 o ano de seca mais severa em toda a série. Parte desse período coincide com a Grande Seca de 1877-1879 documentada no Nordeste Brasileiro, causada possivelmente por conta de um forte El Niño (Melo, 1999), indicando uma "mega-seca" por conta da extensão espacial do Nordeste do Brasil ao Leste da Amazônia e pela sua grande duração temporal. A sequência de anos de secas severas foi substituída por ciclo de precipitação acima da média até o início do século XX, durante o auge do primeiro ciclo da borracha na Amazônia (D'Agostini et al., 2003).

Os picos mais intensos no EPO do Rio Paru (Fig. 5d) estão concentrados justamente no período de secas entre 1864-1882, bem como nas décadas mais recentes

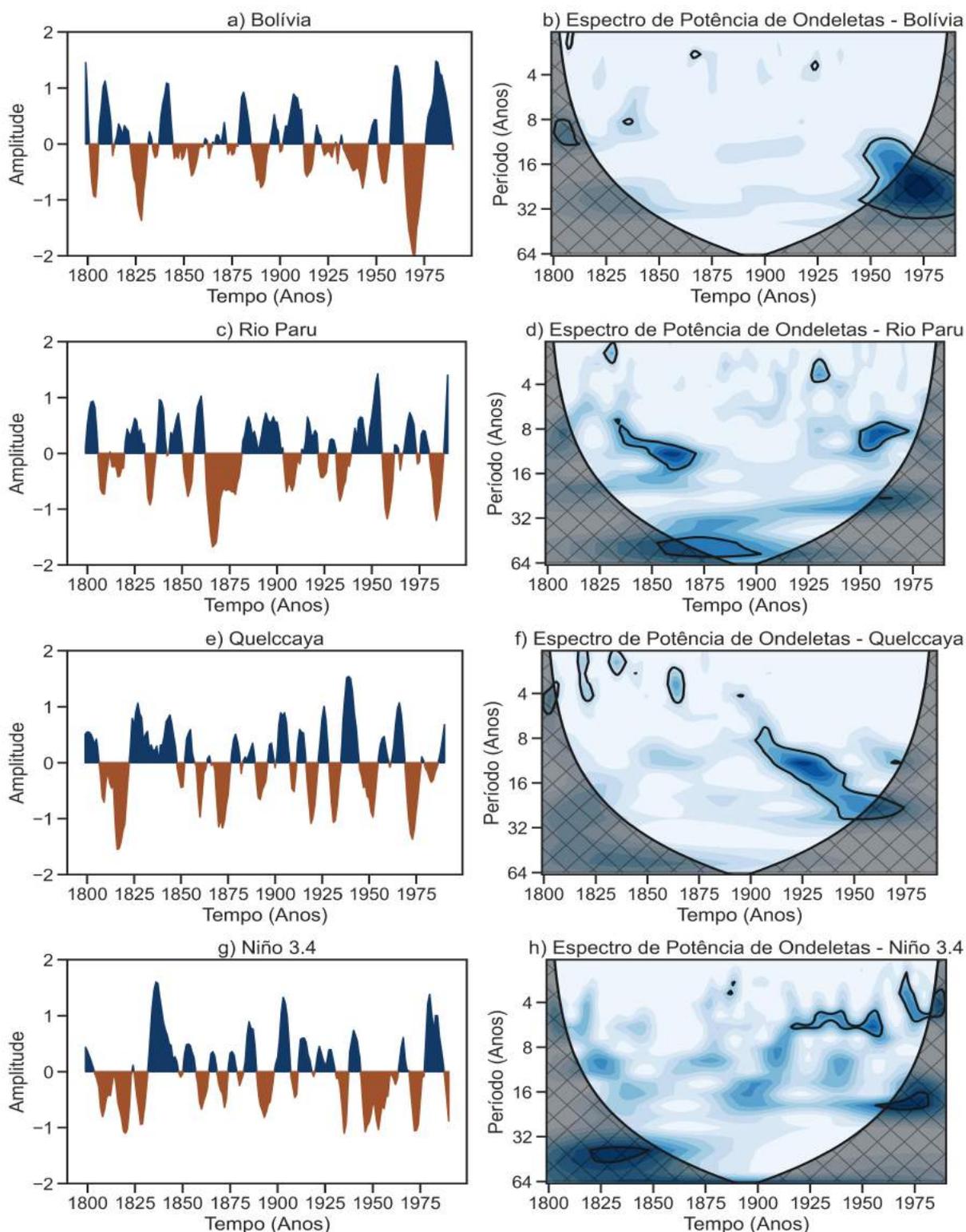


Figura 5 – Séries temporais dos *proxies* da Bacia Amazônica e o Índice Niño 3.4 reconstruído suavizados por um filtro de Savitzky-Golay de Segunda Ordem em 7 anos, com os respectivos Espectros de Potência de Ondeletas (EPOs) das séries não-filtradas ao lado. As áreas hachuradas nos EPOs indicam o Cone de Influência e os contornos em cor preta indicam significância estatística ao nível de 95%, considerando um espectro de ruído vermelho.

de 1950-1975. As escalas dominantes de variabilidade dos dois picos encontram-se entre 8 a 16 anos, o que ilustra a importância da variabilidade decenal na série, bem como picos significativos de variância entre as escalas decenal a multidecenal de 32 a 64 anos. A dominância das escalas entre 8 a 16 anos em toda a série indica uma relação razoavelmente aproximada entre a reconstrução do Rio Paru com a variabilidade decenal associada principalmente com as escalas da ODP.

De maneira similar, o sinal isotópico normalizado do testemunho de gelo de Quelccaya (Fig. 5e) também mostra um comportamento interanual sobreposto ao decenal, mas que possivelmente reflete tanto a variabilidade do ENOS quanto do SMAS, especialmente considerando as bem registradas mudanças na intensidade do SMAS entre a PEG e o PQA (Vuille et al., 2012). O EPO desse *proxy* (Fig. 5f) revela uma variação marcante na frequência das escalas dominantes ao longo do período considerado. A alta frequência da escala interanual até 4 anos domina o sinal isotópico entre 1799-1875, durante as últimas décadas da PEG e o início do PQA. Por outro lado, as escalas de mais baixa frequência de 8 a 32 anos passam a ditar o ritmo da série na maior parte do século XX.

As análises espectrais de um testemunho de gelo, extraído anteriormente em Quelccaya com datação de aproximadamente 500 anos, realizadas por Melice e Roucou (1998) também mostram a dominância da escala decenal na série e um comportamento espectral similar entre os séculos XIX e XX, com a mudança de frequência na interanual para decenal. Esses resultados indicam uma boa consistência entre ambos os testemunhos de Quelccaya, mas também mostram a necessidade de analisar a variabilidade do testemunho mais recente em todo o seu comprimento de mais de 1800 anos.

O índice Niño 3.4 reconstruído também apresenta em seu comportamento temporal uma variabilidade interanual sobreposta a decenal (Fig. 5g), de maneira que suas oscilações parecem estar em fase com as oscilações do testemunho de Quelccaya por algumas décadas. Essa similaridade pode estar relacionada, de certa maneira, com o fato de que o testemunho de Quelccaya faz parte da ampla base de dados *multiproxy* utilizada para a criação do índice por Dätwyler et al. (2019). O EPO do Niño 3.4 (Fig. 5h) apresenta um pico significativo de variância na escala interanual de 4 a 8 anos ao longo do século XX, mas também é possível notar picos significativos entre as escalas decenal a multidecenal, especialmente concentrados em 64 anos.

4.2 Avaliação das simulações LMR e PHYDA

O Diagrama de Taylor da reconstrução dendroclimática da Bolívia com os índices de PDSI do Sul da Bacia Amazônica (Fig. 6a) mostra correlações lineares (ρ) que

tendem a zero com a série de referência, isto é, não há dependência linear entre os índices das simulações na área representativa do *proxy*. Considerando as outras métricas estatísticas, nota-se que há um agrupamento dos índices da simulação PHYDA próximo ao desvio padrão (σ) da reconstrução, bem como em relação ao REMQC de 1.5. Esse padrão de agrupamento no Diagrama é indicativo de uma proximidade significativa entre os próprios índices de PDSI do Sul obtidos nas simulações PHYDA, ainda que a relação com o *proxy* de referência seja virtualmente nula.

O índice sul de PDSI da LMR também compartilha essa mesma correlação nula com a reconstrução da Bolívia, mas também apresenta uma grande distância em relação ao desvio padrão de referência mesmo que o bom valor de REMQC próximo de 1.0 seja melhor que os dos índices PHYDA. De maneira geral, o Diagrama mostra uma ausência de representatividade da variabilidade climática do *proxy* tanto na LMR quanto PHYDA, mas é necessário levar em conta que essa reconstrução não foi assimilada para formar os produtos das simulações.

Considerando a reconstrução dendroclimática do Rio Paru (Fig. 6b), repete-se o mesmo padrão visto anteriormente de correlações nulas com os índices de PDSI Leste, com a exceção do índice da simulação PHYDA DJF. No entanto, a elevada REMQC e a distância do desvio padrão de referência atestam uma grande diferença temporal entre esse índice e o *proxy* do Rio Paru. Novamente, o índice da LMR é o que mais se aproxima da reconstrução quando se leva em conta somente a REMQC, apesar da correlação nula atestar a independência linear entre as duas séries.

Assim como a reconstrução da Bolívia, a ausência da reconstrução do Rio Paru no banco de dados utilizado para assimilação nas simulações influenciou diretamente na falta de representatividade da variabilidade dos *proxies*, atestadas nas avaliações com seus índices de PDSI correspondentes. O impacto da assimilação destas séries, assim como o de futuras reconstruções dendroclimáticas na Amazônia, possivelmente resultaria em Diagramas com comportamentos estatísticos mais consistentes.

O Diagrama do testemunho de gelo de Quelccaya (Fig. 6c) mostra correlações lineares moderadas entre 0.25 a 0.5 com os índices Niño 3.4 obtidos nas simulações paleoclimáticas. A concentração de todos os índices na linha da REMQC com valor 1.0 mostra uma ótima proximidade e indica uma boa representação da variabilidade isotópica do testemunho nas simulações, bem como uma relação próxima com a própria variabilidade do ENOS contida nos índices. Os menores desvios padrão dos índices em relação ao do *proxy* podem ser atribuídos, ao menos em parte, ao comportamento isotópico distinto que mostrou anteriormente as maiores amplitudes entre as séries de *proxies*.

Apesar desta diferença, os outros parâmetros mostram de forma satisfatória a proximidade estatística entre as séries. É necessário também considerar que o testemunho de Quelccaya faz parte da base de dados do PAGES 2k e a sua assimilação para as simulações pode ter sido responsável pela robustez entre o *proxy* e os índices Niño 3.4 simulados.

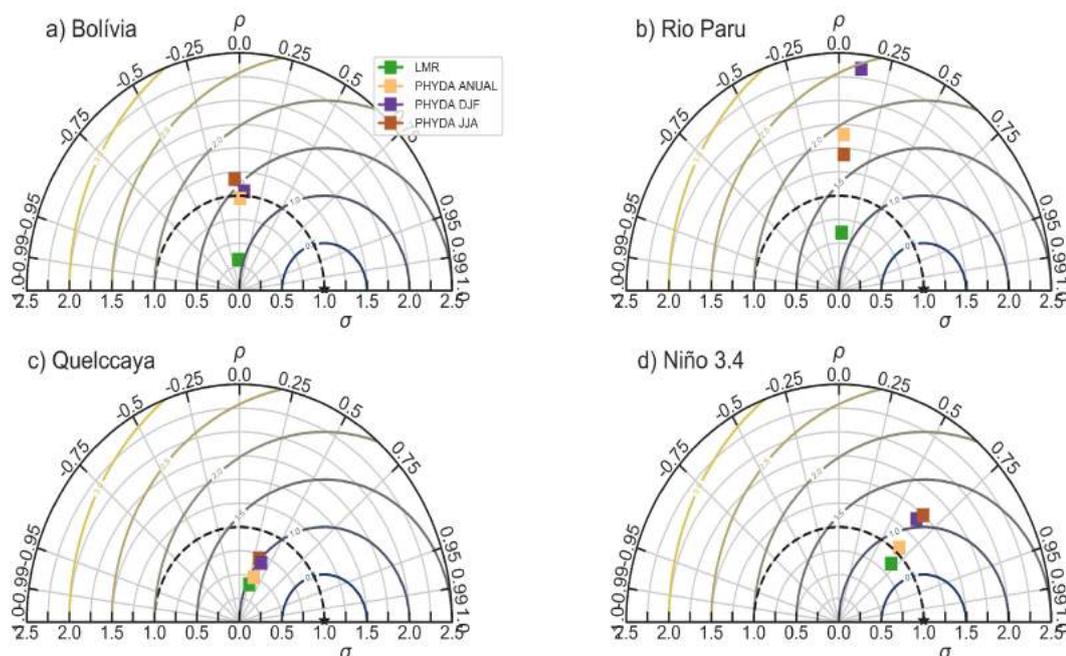


Figura 6 – Diagramas de Taylor considerando as séries de referência dos *proxies* amazônicos e o índice Niño 3.4 reconstruído em relação a cada índice de PDSI correspondente nas regiões oeste e leste da Bacia Amazônica e os Índices Niño 3.4 simulados, no período comum de 1799-1990.

Em relação a todos os *proxies*, o Diagrama do índice Niño 3.4 reconstruído (Fig. 6d) é o que mostra correlações mais altas em relação aos índices simulados correspondentes. As correlações são altas, entre 0.5 a 0.75, e o índice da LMR é o que atinge o maior valor de todos, seguido pelo índice da PHYDA ANUAL. Ambos estão abaixo do REMQC de 1.0 e próximos do desvio padrão da série de referência, indicando uma boa proximidade estatística dessas simulações com a reconstrução paleoclimática. Embora os índices sazonais PHYDA DJF e JJA apresentem boa correlação com a série de referência e REMQC ligeiramente acima de 1.0, a diferença em relação ao desvio padrão os deixa mais afastados dos outros dois índices simulados.

De maneira geral, todos os índices LMR e PHYDA apresentam boa consistência com a reconstrução e indicam que há uma boa representação da variabilidade temporal do ENOS capturada pelas simulações paleoclimáticas. É necessário ressaltar, também, que o índice Niño 3.4 reconstruído compartilha boa parte da base de dados do PAGES 2k que foi utilizada nas assimilações.

4.3 Padrões de Correlações Espaciais entre *Proxies* e Simulações Paleoclimáticas

O padrão de correlações espaciais entre a série da reconstrução da Bolívia com as séries em ponto de grade de ATSM e AT2M apresentam sinais positivos que não configuram de maneira significativa o padrão de ENOS no Pacífico Tropical. Também, correlações próximas de zero são observadas em relação ao PDSI na Bacia Amazônica para todas as simulações (Figs. 7a, 7b, 7c e 7d), de maneira consistente com os resultados da seção anterior.

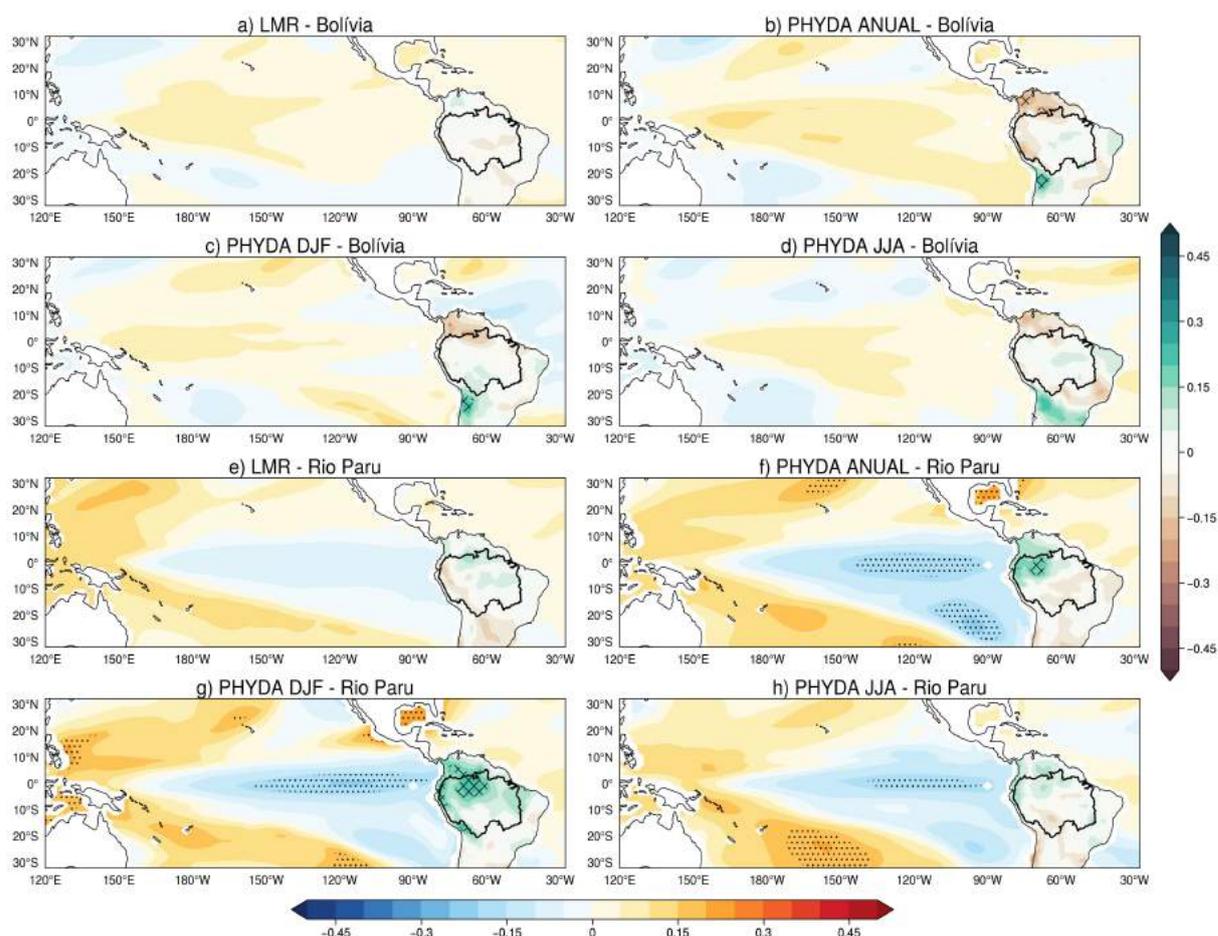


Figura 7 – Padrões de correlações espaciais entre as reconstruções dendroclimáticas da Bacia Amazônica com os campos de ATSM, AT2M e PDSI das simulações LMR e PHYDA, durante o período de 1799-1990. As significâncias estatísticas ao nível de 95% de confiança para as correlações espaciais são representadas pelos pontilhados pretos para ATSM e AT2M e áreas hachuradas para PDSI.

Por outro lado, os padrões de correlações entre a reconstrução do Rio Paru e os campos de ATSM e AT2M mostram valores significativos que definem um padrão de ENOS para as simulações PHYDA ANUAL, DJF e JJA (Figs. 7f, 7g, 7h), assim como apresentam uma resposta significativa do PDSI na Amazônia Central, embora em relação a LMR esses comportamentos não sejam configurados (Fig. 7e).

Para o sinal isotópico do testemunho de gelo de Quelccaya e as simulações paleoclimáticas, os campos de correlações apresentam valores positivos significativos que configuram um padrão consistente de ENOS no Pacífico Tropical em relação a ATSM e AT2M. Esses mesmos padrões podem ser entendidos em termos do comportamento do sinal isotópico de $\delta^{18}O$, considerando que eventos de El Niño (La Niña) seriam refletidos em um aumento (diminuição) na proporção entre os isótopos estáveis (Hurley et al., 2019). De todos os *proxies* da Bacia Amazônica que foram analisados no trabalho, o testemunho de Quelccaya é o que possui a relação mais consistente com a variabilidade do ENOS.

Em relação ao PDSI na Bacia Amazônica, as correlações espaciais de Quelccaya com a LMR (Fig. 8a) concentram sinais positivos significativos no oeste enquanto que negativos ao leste, refletindo diferenças regionais consideráveis. Esse comportamento é substituído por um padrão negativo significativo que domina a maior parte da Bacia nas correlações com o PDSI das simulações PHYDA ANUAL (Fig. 8b) e DJF (Fig. 8c). Por outro lado, as correlações espaciais com a PHYDA JJA (Fig. 8d) mostram um padrão similar ao da LMR, de correlações negativas concentradas na região leste, embora ocorra também um prolongamento até parte do oeste.

Os campos de correlações com o índice Niño 3.4 reconstruído apresentam essencialmente os mesmos padrões do testemunho de Quelccaya em relação ao Pacífico Tropical e a Bacia Amazônica (Figs. 8e, 8f, 8g e 8h). As correlações com ambos os *proxies* evidenciam novamente que as simulações paleoclimáticas são capazes de representar de maneira consistente o padrão espacial do ENOS, indicando também as possibilidades de analisá-lo além do período relativamente curto que foi considerado.

Os resultados encontrados podem ser complementados através das correlações entre os índices calculados anteriormente e suas respectivas simulações, especialmente em relação ao comportamento espacial do PDSI nas regiões leste e sul da Bacia. Em relação aos índices de PDSI nas regiões da Bacia Amazônica e suas respectivas simulações correspondentes, as correlações espaciais entre o índice de PDSI Sul da LMR e a ATSM (Fig. 9a) configuram um padrão significativo de ENOS no Pacífico Tropical, juntamente com correlações significativas com a região que abrange todo o Atlântico Tropical adjacente. O índice Sul também apresenta correlações negativas significativas em praticamente todo o domínio da Bacia Amazônica, com exceção de partes da Amazônia Central e Oeste, que se estende até o Nordeste do Brasil.

No entanto, padrões opostos de PDSI são observados quando considerados os índices da região Sul obtidos com as simulações PHYDA. Os campos de correlações entre o índice PDSI Sul da simulação PHYDA ANUAL (Fig. 9b) com a AT2M caracteriza de maneira consistente o padrão de ENOS no Pacífico Tropical, bem como

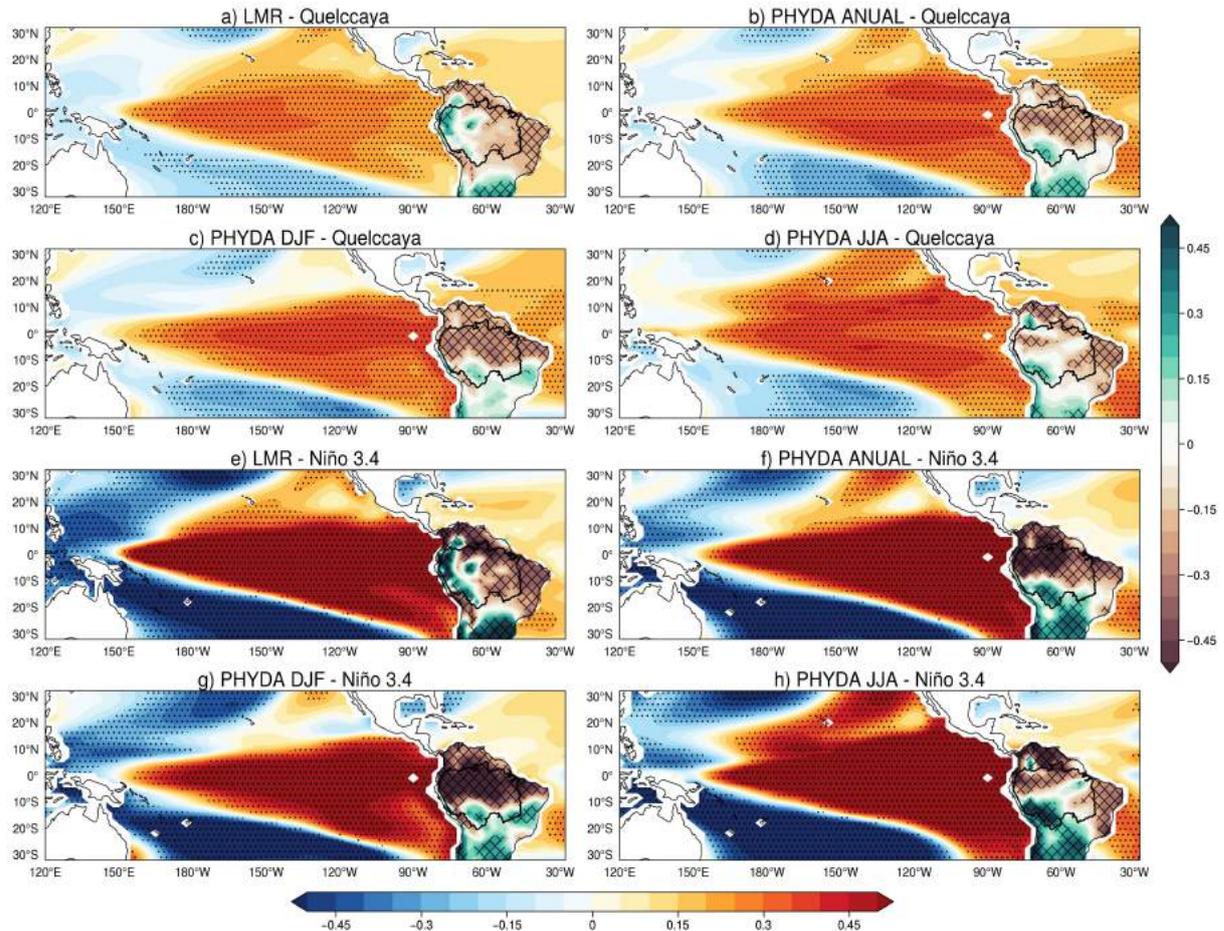


Figura 8 – Padrões de correlações espaciais entre o testemunho de gelo de Quelccaya e o índice Niño 3.4 reconstruído com os campos de ATSM, AT2M e PDSI das simulações LMR e PHYDA, durante o período de 1799-1990.

correlações negativas significativas com a AT2M no ATN. Esse índice também apresenta padrões de correlações positivas significativas com o PDSI em toda a parte sul da Bacia Amazônica e em praticamente toda a América do Sul Tropical, bem como correlações negativas significativas entre o extremo-norte e noroeste da Amazônia.

O índice de PDSI ao Sul da simulação sazonal PHYDA DJF mostra apresenta certos padrões espaciais que diferem dos vistos na simulação PHYDA ANUAL. Em relação a AT2M, o padrão de ENOS não é configurado nas correlações espaciais e as correlações com o ATN são consideravelmente mais fracas que as observadas com a PHYDA ANUAL (Fig. 9c). A descaracterização espacial do ENOS com o índice Sul durante o verão é indicativo de uma relação complexa entre o comportamento do ENOS e a variabilidade climática dessa região, que também foi mostrado em relação à reconstrução dendroclimática da Bolívia. As correlações do índice de PDSI ao Sul da simulação PHYDA DJF também definem o padrão positivo significativo com o PDSI em toda a região Sul da Bacia Amazônica e as regiões adjacentes, embora sem o surgimento de correlações com o extremo-norte.

Em contrapartida, o índice Sul da simulação PHYDA JJA apresenta correlações similares com os padrões vistos com o índice Sul da PHYDA ANUAL. Para esse índice, os campos de correlações com a AT2M configuram o padrão significativo de ENOS no Pacífico e as correlações negativas significativas com o ATN são mais fortes e se estendem por toda essa região. Com o PDSI, o índice Sul da PHYDA JJA também apresenta as diferenças entre correlações positivas significativas em toda a região sul da Bacia e negativas, embora mais fracas, concentradas na região noroeste da Amazônia.

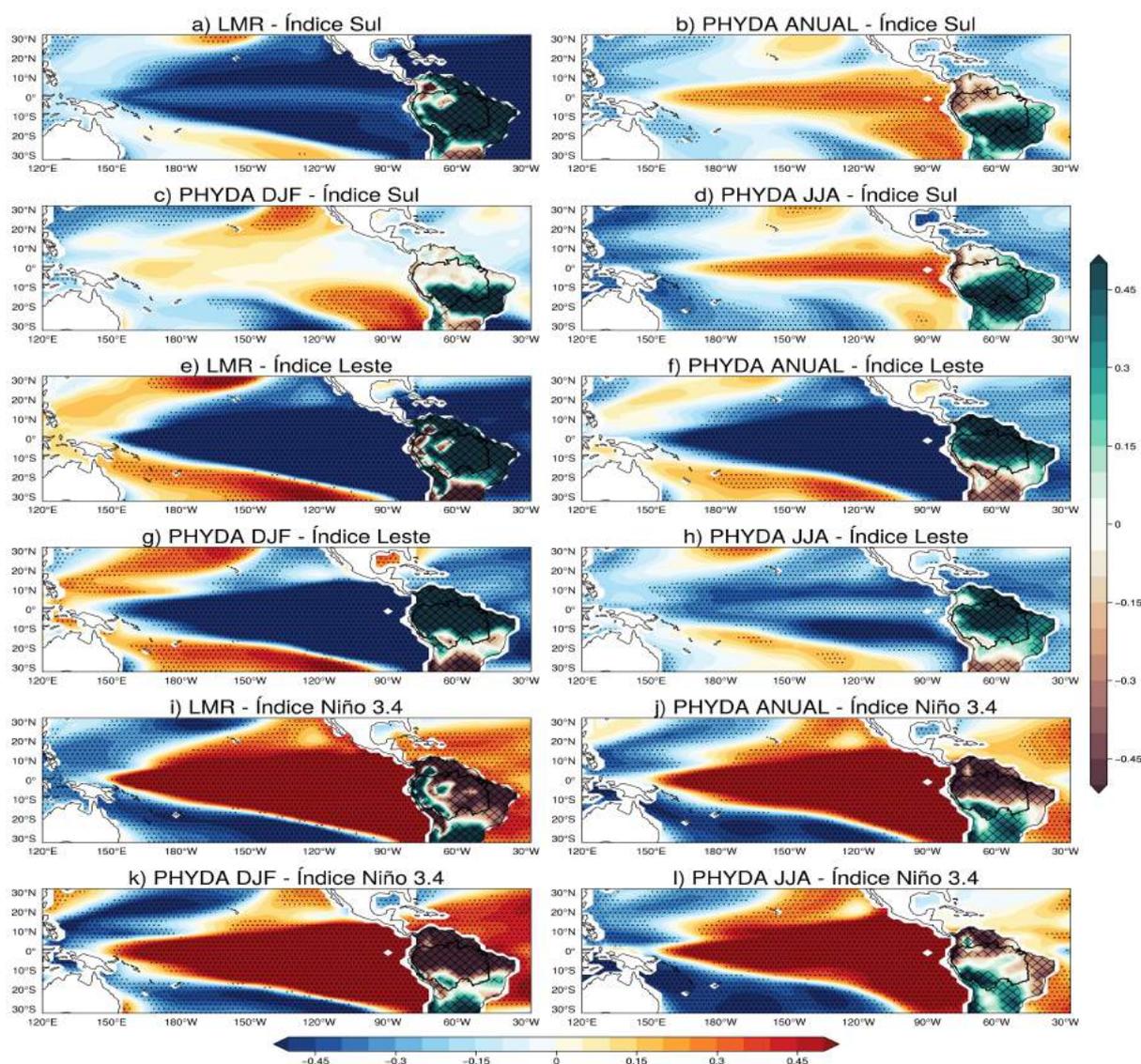


Figura 9 – Padrões de correlações espaciais entre os índices de PDSI das regiões oeste e leste da Bacia Amazônica e do Niño 3.4 simulados com os campos de ATSM, AT2M e PDSI das simulações LMR e PHYDA, durante o período de 1799-1990.

O índice de PDSI Leste da LMR (Fig. 9e) apresenta correlações negativas significativas no Atlântico Tropical, bem como uma configuração consistente do padrão de ENOS no Pacífico Tropical. Os campos de correlações também configuram um padrão positivo significativo de PDSI em praticamente toda a América do Sul Tropical, com a

exceção de correlações negativas em uma pequena região isolada da Amazônia Central e em algumas regiões andinas.

De forma similar, as correlações espaciais dos índices de PDSI Leste das simulações PHYDA ANUAL (Fig. 9f) e DJF (Fig. 9g) mostram correlações negativas significativas sobre o Atlântico Tropical, embora o padrão negativo de ENOS continue bem configurado. Em relação ao PDSI, ambos os índices mostram correlações positivas significativas na maior parte da Bacia Amazônica, com a exceção notável da região sul da Bacia do Rio Madeira. Por outro lado, as correlações espaciais com o índice de PDSI Leste da simulação PHYDA JJA (9h) com a AT2M mostram um padrão relativamente desconfigurado de ENOS, acompanhado de PDSI positivo significativo ao longo da Bacia.

Os campos de correlações espaciais entre os índices Niño 3.4 simulados mostram essencialmente os mesmos comportamentos em relação ao ENOS no Pacífico e ao PDSI da Bacia Amazônica que foram vistos para os índices de PDSI Leste de cada simulação correspondente, com a diferença de sinais invertidos (Figs. 9i, 9j e 9k). As exceções são os campos de correlações entre ambos os índices de PDSI da simulação PHYDA JJA (Fig. 9l), que apresentam correlações positivas significativas que apresentam um padrão bem configurado de ENOS e algumas diferenças regionais do PDSI em partes do Norte e Sul da Bacia Amazônica.

4.4 Modos de Variabilidade Dominantes no Pacífico Tropical no Último Milênio

Os primeiros modos de FOE (FOE1) da ATSM e AT2M no Pacífico Tropical em todas as simulações paleoclimáticas configuram padrões significativos de ENOS (Fig. 10). Esse modo de ENOS representa 69.1% da variância explicada na ATSM da LMR, seguindo os modos de AT2M da PHYDA ANUAL (71.4%) e DJF (77.6%), enquanto a PHYDA JJA possui a menor porcentagem (57.1%) por ser uma estação reconhecida distante do pico do ENOS durante o verão austral. As correlações espaciais entre a CP1 e o PDSI da LMR (Fig. 10a) na América do Sul Tropical resultam em um padrão negativo dominante na maior parte da Bacia Amazônica, exceto pelo padrão positivo significativo na região entre os Andes e a Amazônia Central.

Ambos os modos dominantes de ENOS configurados com a AT2M das simulações PHYDA ANUAL (Fig. 10b) e PHYDA DJF (Fig. 10c) estão relacionados a um padrão que forma um proeminente gradiente de PDSI e envolve toda a Amazônia, mostrando correlações positivas significativas centradas na Bacia do Rio Madeira e negativas com todo o resto do domínio territorial da Bacia. Esse padrão mostra que as simula-

ções PHYDA podem representar de maneira consistente certas diferenças regionais dos impactos do ENOS que são conhecidas na literatura, como a relação direta excepcional com a variabilidade de precipitação na Bacia do Madeira (Ronchail et al., 2005; Molinier et al., 2009; Molina-Carpio et al., 2017).

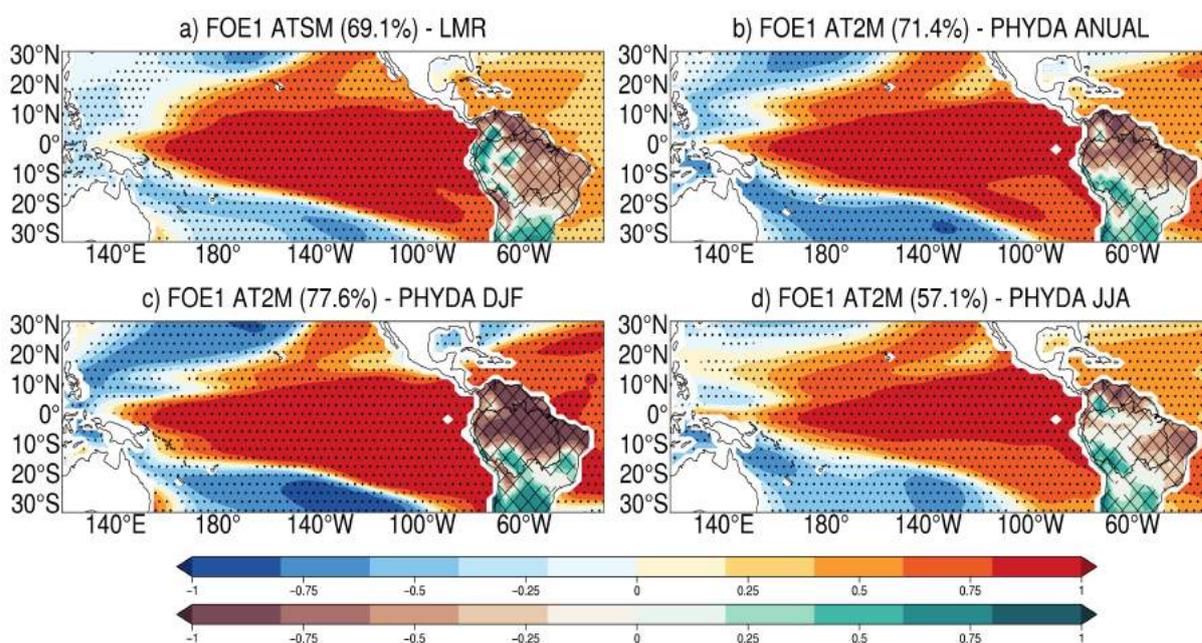


Figura 10 – Modos dominantes de FOE (FOE1), representados como padrões de correlações espaciais entre as CP1s do Pacífico Tropical de cada simulação paleoclimática com os campos de ATSM, AT2M e PDSI no período do Último Milênio.

Embora o inverno austral seja mais associado com os períodos de início ou final no ciclo de eventos fortes de ENOS (Timmermann et al., 2018), a formação consistente do ENOS nos modos dominantes de FOE1 em todas as simulações climáticas é reforçado no padrão configurado para a PHYDA JJA (Fig. 10d). As correlações espaciais entre a CP1 e o PDSI refletem uma distribuição mais dispersa e relativamente mais fraca com a variabilidade de secas e cheias meteorológicas na Bacia Amazônica, embora as diferenças regionais de correlações positivas significativas no sudoeste da Bacia e negativas no leste também sejam detectadas.

A Figura 11 mostra as séries temporais das CP1s e proxies, bem como seus respectivos EPOs. Considerando a CP1 da LMR (Fig. 11a e 11b), a fase quente durante a primeira metade da ACM juntamente com a fria na segunda são dominadas por um pico forte e significativo entre as escalas multidecenal a centenária de 64 a 128 anos. Além desse pico, o período de transição entre a ACM e PEG também mostra uma dominância da escala multidecenal centrada em 64 anos, enquanto que a ausência dessa forte variabilidade de baixa frequência durante a maior parte da PEG é uma característica notável para essa CP1.

De outra forma, a variabilidade da CP1 da simulação PHYDA ANUAL (Fig. 11c)

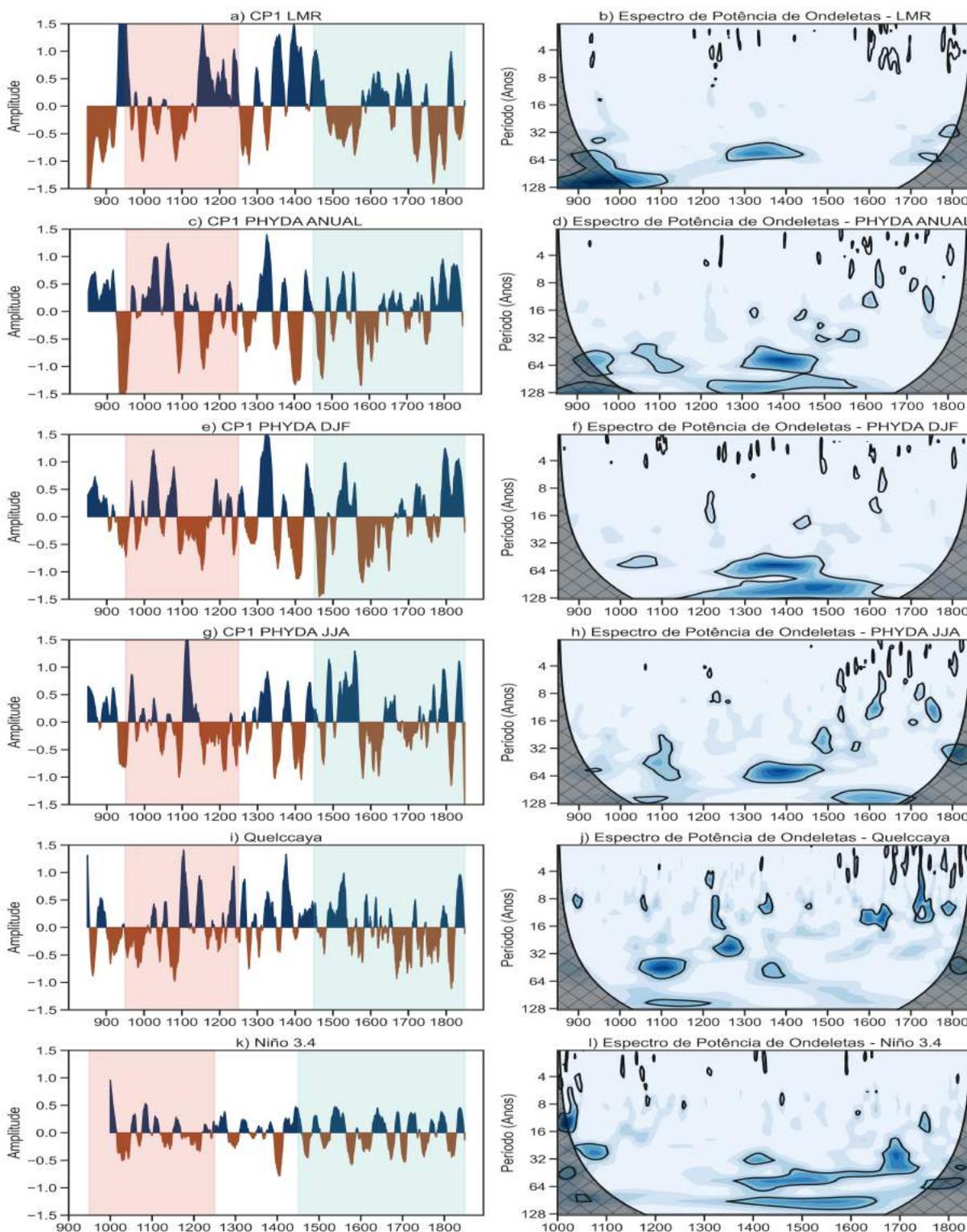


Figura 11 – Séries temporais das CP1s, do sinal isotópico normalizado do testemunho de Quelccaya e o Índice Niño 3.4 reconstruído suavizados por um filtro de Savitzky-Golay de Segunda Ordem em 31 anos, com os seus respectivos EPOs das séries não-filtradas ao lado.

durante os primeiros anos da PEG são modulados por um pico multidecenal significativos entre as escalas de 32 a 64 anos, seguidos por um pico de escala centenária próxima de 128 que se estende até meados do século XV (Fig. 11d). Essa dominância das escalas de muito baixa frequência durante a PEG também é bem configurada no EPO da CP1 PHYDA DJF (Figs. 11e e 11f), mostrando que há uma diferença espectral considerável no domínio tempo-frequência entre essas CP1s da simulação PHYDA com o que foi observado para a CP1 da LMR.

A CP1 da PHYDA JJA (Fig. 11g), que é a representação temporal do modo FOE1 no Pacífico Tropical que possui a menor porcentagem da variância explicada entre todas as simulações, também mostra um pico multidecenal significativo seguido por outro em escala centenária em diferentes estágios da PEG (Fig. 11h), ainda que também apresente picos significativos de baixa frequência durante os anos finais da ACM próximos ao século XI.

Já o testemunho de gelo de Quelccaya no Último Milênio (Fig. 11i) mostra comportamentos espectrais distintos ao longo do seu EPO (Fig. 11j), considerando os períodos da ACM e PEG. Ao passo que o sinal isotópico normalizado durante a segunda metade da ACM é dominado pela variabilidade multidecenal entre 32 a 64 seguida pela centenária próxima de 128, a variabilidade interanual a decenal entre 4 a 16 anos domina durante a PEG. Embora essa variabilidade de mais alta frequência seja próxima da escala clássica de 2 a 8 anos do ENOS (Torrence e Compo, 1998) e pode indicar um aumento na frequência de eventos de ENOS, sabe-se que o SMAS passou por mudanças expressivas de maior intensidade durante a PEG (Vuille et al, 2012), que possivelmente esteja refletido nas mudanças de frequência no EPO de Quelccaya.

O Índice Niño 3.4 Reconstruído no Último Milênio (Fig. 11k) apresenta uma variabilidade decenal significativa entre as escalas de 8 a 16 anos, juntamente com uma dominância multidecenal próxima de 32 anos em seu EPO (Fig. 11l) durante a ACM. No entanto, a proeminente variabilidade multidecenal seguida pela centenária próxima a 128 anos durante a PEG é a característica espectral mais forte da série. Essa variabilidade multidecenal a centenária do Niño 3.4 na PEG também sugere que o testemunho de Quelccaya pode tender a representar primeiramente o sinal do SMAS em vez do ENOS no domínio tempo-frequência.

4.5 Avaliação dos Componentes Principais dominantes

As métricas estatísticas de avaliação considerando o sinal isotópico normalizado do testemunho de Quelccaya como a série de referência, com cada CP1 das simulações paleoclimáticas, mostra correlações lineares que vão do intervalo de 0 a 0.5

dentro dos dois primeiros arcos positivos no Diagrama de Taylor (Fig. 12a). Os valores da correlação com a CP1 da LMR são praticamente nulos e representam uma independência estatística com o testemunho de Quelccaya, enquanto o máximo de 0.4 é visto para a CP1 da PHYDA JJA enquanto as CP1s PHYDA ANUAL e DJF ficam no meio-termo.

Todas as CP1s estão concentrados próximo ao contorno da REMQC de 1 e próximo ao desvio padrão do sinal isotópico, ainda que um pouco abaixo. Esses resultados indicam que há uma representatividade razoável da variabilidade de Quelccaya nas simulações paleoclimáticas, bem como uma consistência relativa da série de referência com a variabilidade simulada do ENOS, apesar dos valores baixos de correlações lineares.

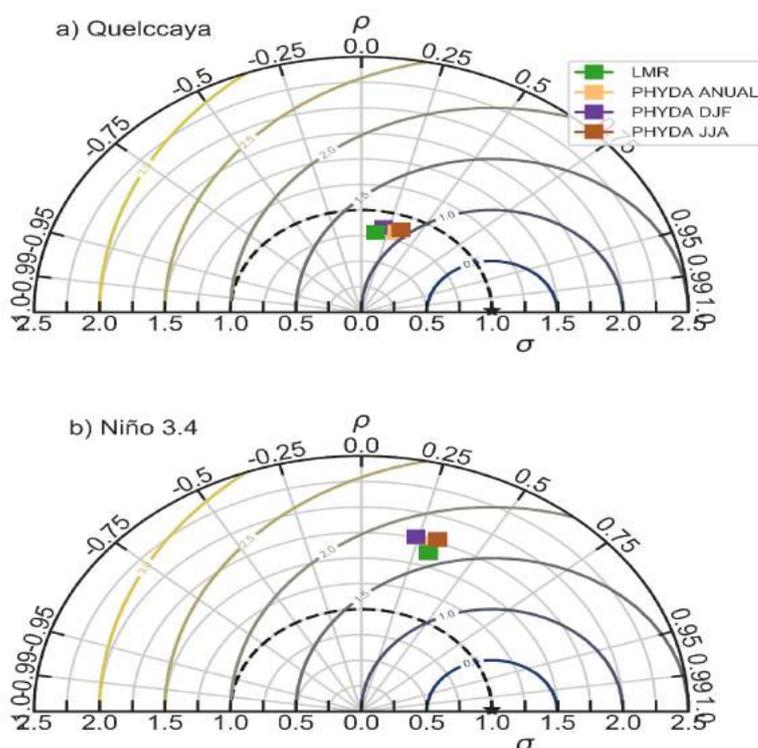


Figura 12 – Diagramas de Taylor considerando as séries de referência do testemunho de Quelccaya e o Índice Niño 3.4 reconstruído em relação a cada CP1 no Pacífico Tropical, obtidos com a ATSM da simulação LMR e AT2M das simulações PHYDA durante o Último Milênio.

Por outro lado, os valores de correlação concentram-se todos no segundo arco do Diagrama de Taylor quando considerado o Índice Niño 3.4 reconstruído como a série de referência (Fig. 12b). Surpreendentemente, os menores valores estão para a CP1 da simulação PHYDA DJF e os maiores com a CP1 da PHYDA JJA, embora as diferenças sejam essencialmente negligíveis. As REMQC para este caso são maiores

que as vistas com o testemunho de Quelccaya e estão entre as isolinhas de 1.5 a 2.0, juntamente com uma distância considerável de todas as CP1s da isolinha do desvio padrão do Niño 3.4.

Esses resultados mostram que há um distanciamento estatístico entre a série de referência do Índice Niño 3.4 Reconstruído e as CP1s de todas as simulações paleoclimáticas, ainda que os modos de FOE1 correspondentes configurem padrões espaciais significativos de ENOS no Pacífico Tropical durante o Último Milênio.

4.6 Eventos Extremos de ENOS no Último Milênio

A seleção de eventos extremos para todas as CP1s e proxies, de acordo com os limiares dados pelos percentis, mostram diferenças consideráveis em relação tanto a frequência quanto à intensidade destes eventos ao longo do Último Milênio. Os extremos positivos e negativos encontrados no testemunho de Quelccaya (Figs. 13a e 13b) estão mais concentrados no período da PEG, destacadamente os eventos negativos. Como esses eventos extremos positivos e negativos resultam do sinal isotópico normalizado de Quelccaya, eles são interpretados como eventos de secas e cheias em grande escala na Bacia Amazônica. Dessa maneira, esse *proxy* indica uma maior frequência de episódios extremos tanto de secas quanto cheias meteorológicas na Amazônia durante a PEG, em contraste com a ACM. Além da frequência, os eventos de Quelccaya também são mais intensos durante a PEG (Figs. 13c e 13d), mas é preciso considerar de que o sinal do testemunho é fortemente modulado tanto pela variabilidade do SMAS quanto do ENOS, não simplesmente do ENOS como no caso do Índice Niño 3.4 reconstruído.

Os eventos extremos de ENOS do Índice Niño 3.4 apresentam diferenças em relação a mudanças de frequências entre os dois períodos climáticos distintos. Episódios extremos tanto de El Niño quanto La Niña são relativamente mais frequentes na ACM que na PEG (Fig. 13a). Em complemento, as intensidades medianas de ambos eventos de El Niño e La Niña são ligeiramente maiores na ACM em relação a PEG (Fig. 13b).

A concentração considerável de eventos positivos durante a PEG para a CP1 da LMR (Fig. 13a), interpretados como eventos fortes de El Niño, é uma característica marcante para essa série. A maior intensidade de eventos de El Niño durante a ACM é próxima do primeiro quartil dos eventos correspondentes na PEG (Fig. 13b), mostrando que os eventos do segundo período são mais intensos que os do primeiro. Por outro lado, os eventos extremos de La Niña (Fig. 13c) mostram-se mais concentrados durante a ACM, embora a magnitude da intensidade na mediana desses eventos seja apenas marginalmente maior que seus pares da PEG. Apesar disso, os eventos de La

Niña da PEG mostram uma maior dispersão do intervalo interquartil, que é indicativo de uma variabilidade maior.

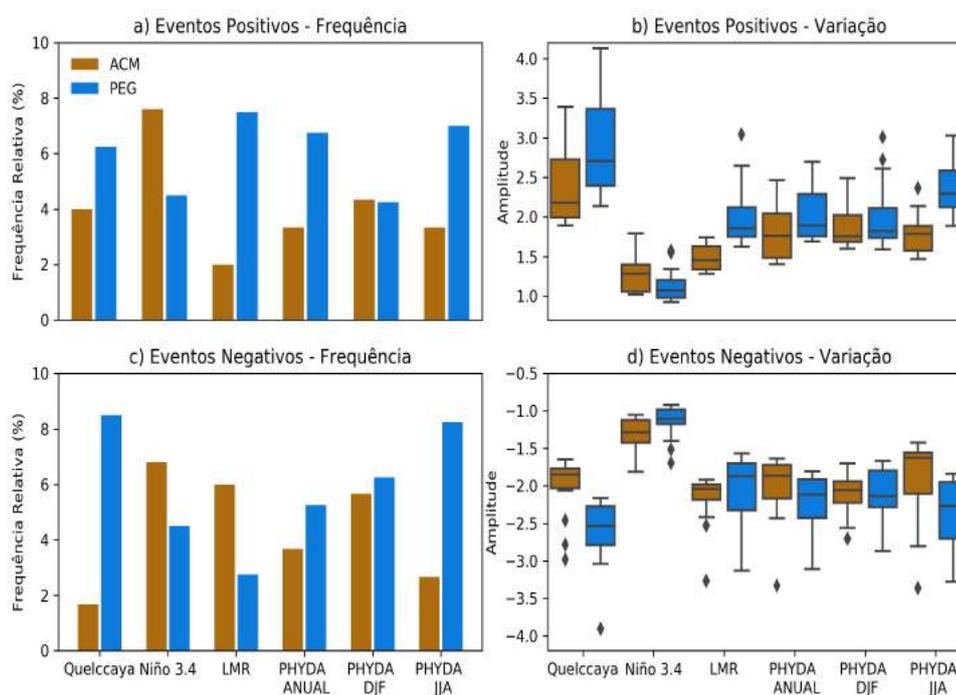


Figura 13 – Frequência Relativa (barras) e variações (diagramas de caixa) de Eventos Climáticos Extremos selecionados através dos percentis do sinal isotópico normalizado do testemunho de Quelccaya, do Índice Niño 3.4 reconstruído e das CP1s das simulações LMR e PHYDA durante o Último Milênio. As cores marrom e azul representam os eventos extremos identificados nas séries temporais durante a ACM e PEG, respectivamente.

A dominância da PEG na frequência dos eventos extremos de El Niño também surge na seleção de eventos da CP1 PHYDA ANUAL (Fig. 13a), sendo esses eventos ligeiramente mais intensos que os da ACM (Fig. 13b). No caso dos eventos extremos de La Niña, a persistência das maiores frequência (13c) e intensidade (13d) durante a PEG indicam novamente uma variabilidade do ENOS mais forte para nessa simulação paleoclimática.

Em relação à CP1 PHYDA DJF, os eventos extremos de El Niño durante o verão austral não apresentam mudanças tão significativas de frequências entre a ACM e PEG (Fig. 13a), mas a intensidade mediana é virtualmente a mesma dos eventos selecionados na ACM (Fig. 13b). O mesmo comportamento de maior frequência na PEG é ligeiramente superior para os eventos de La Niña (Fig. 13c), com uma intensidade mediana próxima dos eventos da ACM, juntamente com um intervalo interquartil mais alto nesse período (Fig. 13d). A CP1 PHYDA JJA também repete o mesmo padrão de maior concentração na PEG tanto para eventos extremos de El Niño (Fig. 13a) quanto La Niña (Fig. 13b), embora a intensidade desses eventos durante o inverno

austral seja consideravelmente maior que a de todas as outras CP1s das simulações paleoclimáticas anteriores.

Os campos de diferenças de composições dos eventos extremos positivos da LMR configuram, de maneira consistente, um Pacífico Tropical mais quente durante a PEG em relação a ACM, com diferenças significativas centradas próximas à costa oeste da América do Sul tropical (Fig. 14a). Esse padrão costeiro resultante é historicamente ligado a cheias intensas na costa peruana (Garreaud, 2018; Takahashi e Martínez, 2019) por conta da ascendência anômala associada à Circulação de Walker à sota-vento dos Andes. De fato, as anomalias positivas significativas de PDSI resultantes indicam não apenas a maior intensidade de cheias meteorológicas nos Andes tropicais associadas a eventos extremos de El Niño, mas também em toda a região Sul da Bacia do Rio Madeira.

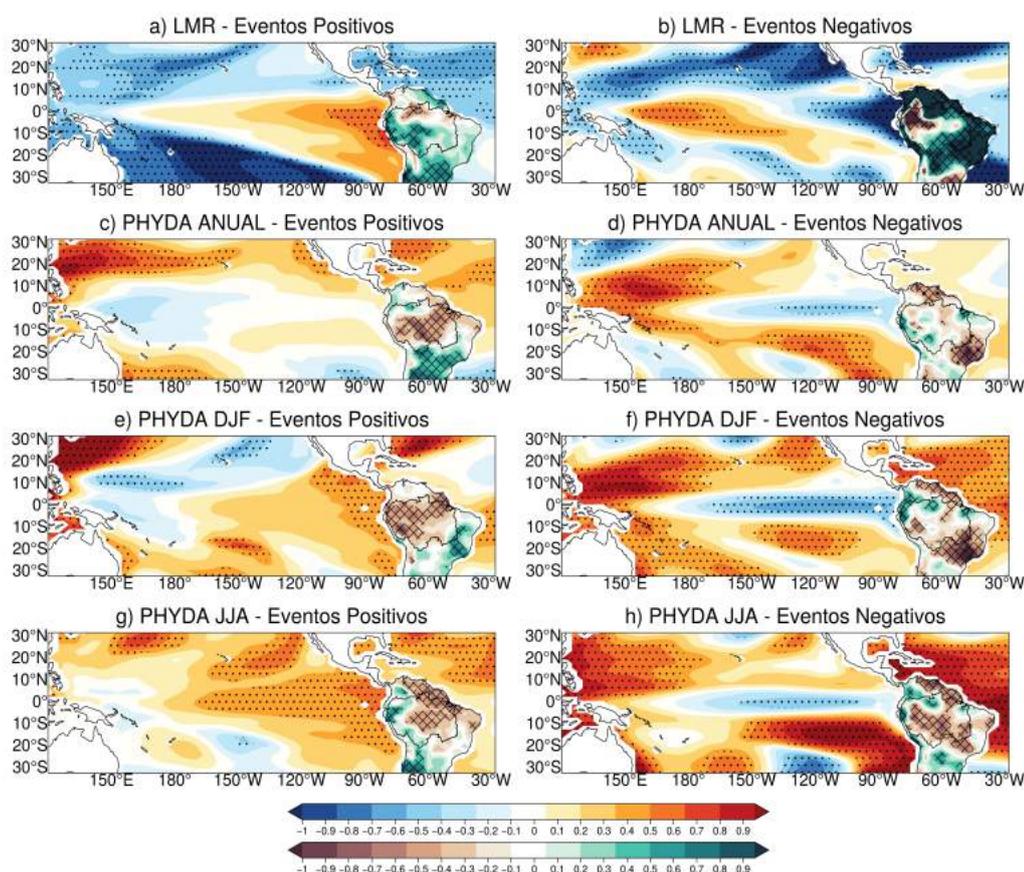


Figura 14 – Campos espaciais de diferenças de composições de eventos extremos entre a PEG e ACM selecionados nas CP1s das simulações LMR e PHYDA. As significâncias estatísticas ao nível de 95% de confiança para as diferenças de eventos são representadas pelos pontilhados pretos para ATSM e AT2M e áreas hachuradas para o PDSI.

Além disso, uma influência do Atlântico Tropical na variabilidade climática da Amazônia não pode ser descartada (Yoon e Zeng, 2010), considerando que as diferenças negativas da ATSM no ATN podem ter tido um papel importante para configurar o padrão

de PDSI positivo na Amazônia Central, onde eventos extremos de El Niño geralmente são responsáveis por secas severas. Nesse caso a circulação meridional de Hadley modula o posicionamento da ZCIT para posições mais ao sul do continente, agindo de maneira que venha a aumentar a ocorrência e intensidade de chuvas nessa região.

As diferenças de composições para eventos negativos da LMR configuram um padrão significativo de resfriamento anômalo na costa peruana (Fig. 14b), de maneira análoga ao visto anteriormente. Em resposta a ATSM, a configuração do forte padrão negativo significativo de PDSI concentrado na região andina da Bacia é possivelmente ligada aos movimentos anômala mente subsidentes da circulação de Walker associado ao resfriamento costeiro, embora esse padrão também se espalhe para partes da Amazônia Central. Outras regiões da Bacia apresentam PDSI positivo, onde os eventos de La Niña costumam causar cheias intensas (e.g, Hoyos et al., 2013; Andreoli et al., 2019). Essas diferenças de composições indicam que os eventos extremos de La Niña simulados pela LMR durante a PEG estão associados com cheias fortes na maior parte das regiões leste e sudeste da Bacia Amazônica, ainda que sejam menos frequentes e ligeiramente menos intensos que os eventos da ACM.

Como as diferenças de composições da PHYDA ANUAL para os eventos extremos positivos não configuram o padrão de aquecimento anômalo do El Niño no Pacífico Tropical (Fig. 14c), o Atlântico Tropical possivelmente teve um papel determinante para o surgimento do PDSI negativo ao longo da Bacia Amazônica. Mesmo com o Atlântico Norte mais resfriado que o normal durante a PEG em escala multidecenal a centenária (Anchukaitis et al., 2019), a sua influência pode ter sido determinante para amplificar os períodos de secas extremas na Amazônia. É possível que a falta de uma resposta significativa no Atlântico nos campos de diferenças de composições de eventos negativos (Fig. 14d) explique parte da falta de um padrão coerente e significativo de cheias na Bacia, apesar dos eventos de La Niña mais intensos durante a PEG.

Em conjunção com o Pacífico e Atlântico anômala mente aquecidos, há a configuração de um padrão de secas severas em toda a Bacia Amazônica nas diferenças de composições de eventos positivos da PHYDA DJF (Fig. 14e). Por outro lado, não ocorre um padrão consistente de cheias na Bacia para as diferenças de eventos negativos (Fig. 14f), possivelmente por conta de uma interação atenuante entre a La Niña no Pacífico e o Atlântico consideravelmente mais aquecido. A amplificação das secas severas na Amazônia configura-se para as diferenças de eventos positivos da PHYDA JJA (Fig. 14g), já que o El Niño e o Atlântico aquecido interagem para fortalecer os movimentos anômala mente subsidentes associados tanto a circulação de Walker quanto Hadley, resultando em um período de secas muito mais intenso durante a PEG

em relação os eventos da ACM. Por outro lado, as interações atenuantes podem ser vistas nas diferenças de composições de eventos negativos da PHYDA JJA (Fig. 14h), já que as cheias que deveriam ter sido impulsionadas pelas ocorrências de La Niña são essencialmente apagadas pelo efeito do Atlântico extensivamente aquecido.

5 Conclusões

As reconstruções dendroclimáticas da Bolívia e Rio Paru representam a adição de pelo menos um século ao registro climático das regiões Sul e Leste da Bacia Amazônica. A reconstrução da Bolívia é caracterizada pela dominância da variabilidade decenal nas escalas de 16 a 32 anos e pelas mudanças sem precedentes no regime de precipitação da região nas últimas décadas. Por outro lado, a reconstrução do Rio Paru mostra uma dominância da escala interanual a decenal entre 8 a 16 anos. Este *proxy* também mostra que o século XIX foi um período de intensa variabilidade hidroclimática que oscilou entre longos períodos de secas e cheias, sendo o evento de seca de 1865 o mais intenso de toda a série.

A relevância dessas duas reconstruções ilustra a importância e a necessidade de mais registros dendroclimáticos na Amazônia, que ajudam a expandir não apenas o conhecimento acerca da variabilidade climática regional além do curto e deficiente Período Instrumental da região, mas também o próprio conhecimento histórico e social da Amazônia. Um exemplo é o caso da grande seca de 1877 no Nordeste do Brasil causada por um forte El Niño, que acabou por impulsionar uma massiva migração para a Amazônia e deu ímpeto para a formação do primeiro Ciclo da Borracha (1879-1912). Apesar dos avanços representados por essas duas reconstruções, a densidade de *proxies* dendroclimáticos ao longo da região amazônica ainda é muito baixa e não abrange toda a sua diversidade climática, o que também impede, por enquanto, a formação de um Atlas de Secas similar ao que já existe para outras partes do mundo.

O testemunho de gelo de Quelccaya é um dos *proxies* climáticos mais importantes já obtidos na Bacia Amazônica, cujo sinal isotópico de alta resolução temporal reflete a variabilidade do SMAS e da influência do ENOS na região ao longo de quase dois milênios. As análises espectrais realizadas no trabalho mostram uma clara mudança no sinal isotópico em relação a dominância da escala interanual no século XIX para decenal no XX, possivelmente relacionada com as variações na intensidade do SMAS entre o final da PEG e o PQA. Este resultado é consistente com o estudo realizado por Melice e Roucou (1998) para um testemunho anterior extraído em Quelccaya, tanto no período de 1799-1990 quanto nas análises para o Último Milênio.

O índice Niño 3.4 reconstruído por Dätwyler et al. (2019) é resultado de uma abordagem *multiproxy* com o maior conjunto de registros de temperatura até o momento, empregando especialmente a ampla base do PAGES 2k, o que o torna um "candidato" a índice padrão da variabilidade paleoclimática do ENOS durante o Último Milênio em

relação a outros índices disponíveis (e.g., Li et al., 2011; Li et al., 2013; Freund et al., 2019). As análises espectrais do índice revelam picos de maior variância nas escalas interanual, decenal e multidecenal no período de 1799-1990. A escala interanual é contida na faixa "clássica" do ENOS de 2 a 8 anos (Torrence e Compo, 1998), enquanto as escalas decenal e multidecenal podem estar ligadas a mecanismos de mais baixa frequência como a ODP e a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) quanto a características físicas complexas de serem removidas dos próprios *proxies* utilizados para a formação do índice, como testemunhos de corais e de gelo.

No que diz respeito às simulações, a LMR e PHYDA representam uma abordagem nova para estudos paleoclimáticos por conta do emprego das técnicas de assimilação de bases robustas e globais de *proxies* com modelos climáticos, oferecendo mais oportunidades e possibilidades para análises do clima dos últimos dois milênios. Os resultados encontrados mostram um impacto relevante em relação a representação de *proxies* assimilados e não-assimilados nos campos espaciais das simulações, onde há a independência estatística entre os *proxies* dendroclimáticos não-assimilados da Bolívia e Rio Paru com os índices de PDSI de ambas as simulações, enquanto que o *proxy* assimilado do testemunho de Quelccaya e o próprio índice Niño 3.4 reconstruído apresentam uma relação robusta com os índices Niño 3.4 simulados.

O padrão espacial do ENOS é representado de forma consistente nos campos espaciais de correlações lineares entre ATSM e ATAR com o testemunho de Quelccaya e todos os índices Niño 3.4, tanto o reconstruído quanto os simulados, enquanto a sua influência na variabilidade hidroclimática do PDSI na Bacia Amazônica apresenta diferenças regionais entre as simulações. De maneira geral, os resultados encontrados nas análises concentradas no período de 1799-1990 indicam que é possível estudar o comportamento do ENOS e seus reflexos nas ocorrências de secas e cheias meteorológicas extremas na Amazônia para o tempo além do período considerado de 192 anos com os conjuntos de dados analisados na primeira parte do trabalho.

Em relação ao período do Último Milênio, os campos de FOE1 estabeleceram a dominância do padrão de ENOS em todas as simulações paleoclimáticas, mostrando que o ENOS foi um mecanismo dominante de variabilidade climática no Último Milênio. Embora a Bacia Amazônica não tenha uma densa rede de reconstruções dendroclimáticas e de outros *proxies* para refinar o desempenho da variabilidade hidroclimática simulada, os campos de FOE1 ainda configuram padrões de PDSI coerentes ligados aos impactos regionais de secas e cheias extremas influenciadas pelo ENOS. Estes padrões incluem as correlações positivas do ENOS com o PDSI na Bacia do Rio Madeira e negativas com o resto da Bacia Amazônica, vistos principalmente nos campos de FOE1 das simulações PHYDA ANUAL e DJF, consistente com o que é conhecido

nos registros instrumentais regionais.

As análises espectrais no domínio tempo-frequência do sinal isotópico de Quelccaya no Último Milênio revelaram uma forte influência das mudanças de intensidade do SMAS durante a ACM e PEG, onde a menor (maior) intensidade do SMAS ao longo da ACM (PEG) modula o comportamento da variabilidade multidecenal a centenária (interanual a decenal) no sinal normalizado do testemunho no Último Milênio. Por outro lado, a TCO revelou a dominância da variabilidade multidecenal a centenária durante a PEG no Índice Niño 3.4 reconstruído, em contraste com a variabilidade alta frequência do testemunho de Quelccaya no mesmo período.

Ainda que a análise espectral do CP1 da LMR não indique a dominância da variabilidade multidecenal a centenária do seu proxy correspondente, os CP1s de todas as simulações PHYDA mostram de maneira consistente a presença de picos significativos nessas escalas durante a PEG. No entanto, mesmo que as diferenças espectrais entre o CP1 DA LMR com os outros CP1s e o Niño 3.4 são consideráveis, as métricas de validação nos Diagramas de Taylor mostram um agrupamento de todos os CP1s com poucas diferenças em relação a proximidade com ambos os proxies de referência de Quelccaya e do Niño 3.4. Esse comportamento representa uma concordância entre modelos em respeito ao comportamento temporal simulado do ENOS, indicando que a LMR e PHYDA conseguem representar a variabilidade do ENOS com acurácia e consistência razoáveis ao menos durante o período do Último Milênio.

Considerando a frequência de eventos de ENOS e seus reflexos na variabilidade climática da Bacia Amazônica, o testemunho de Quelccaya mostra uma notável concentração de eventos positivos e negativos durante a PEG. É provável que a maior intensidade do SMAS durante a PEG (Vuille et al., 2012) tenha influenciado esse comportamento sem precedentes nesse período, que pode ter amplificado os impactos do ENOS e ter sido responsável pela ocorrência maior de grandes episódios de perturbação social nas sociedades amazônicas pré-colombianas. Essa dominância da PEG, porém, não é presente de maneira significativa para os eventos extremos de ENOS identificados no Índice Niño 3.4 reconstruído, embora tenha sido observada para esse *proxy* maiores frequência e intensidade dos eventos durante a ACM em vez da PEG.

Contrastando com o relativo equilíbrio do Índice Niño 3.4, o CP1 da LMR mostra frequência e intensidades maiores de eventos extremos positivos de El Niño durante a PEG, enquanto os eventos negativos de La Niña nessa série têm frequência e intensidade maiores durante a ACM. A dominância da PEG estende-se para os eventos extremos tanto positivos quanto negativos em todas os CP1s das simulações PHYDA, mas as relativas mudanças na intensidade desses eventos não são favorecidas em nenhum dos dois período climáticos do Último Milênio nas simulações PHYDA ANUAL e

DJF. Porém, a intensidade mediana dos extremos no CP1 da PHYDA JJA é notavelmente a maior entre todas as séries analisadas.

As diferenças de composições da LMR mostram padrões significativos no Pacífico Tropical para ambos eventos positivos e negativos, onde extremos positivos (negativos) configuram ATSM aquecida (resfriada) na região da costa oeste da América do Sul, possivelmente ligada aos eventos de El Niño (La Niña) mais fortes da PEG nessa simulação. Para explicar as secas e cheias na Bacia Amazônica, uma ponte de interações atmosféricas entre o Pacífico e Atlântico foram propostas. O Atlântico Tropical mais resfriado na composição de eventos positivos da LMR pode ter atuado para atenuar a divergência anômala da circulação zonal de Walker na Bacia causada pelos El Niños, através de uma intensificação da convergência ligada à circulação de Hadley e o deslocamento mais ao sul da ZCIT, resultando em cheias ao longo da região entre os Andes tropicais e a Amazônica central.

Um padrão de secas amplificado e presente em toda a Bacia pode ser visto nas diferenças de composições de eventos extremos positivos da simulação PHYDA ANUAL, onde a falta de uma configuração do ENOS permite que o Atlântico anômala aquecido impulse a divergência da circulação atmosférica ligada a uma migração para norte da ZCIT. Por outro lado, as diferenças de eventos negativos da mesma simulação mostram que, apesar da contribuição de uma La Niña significativa, a falta de um padrão mais consistente de ATSM no Atlântico resultou na falta de uma resposta bem configurada do PDSI na Amazônia. O mesmo pode ser dito para as composições da simulação PHYDA DJF, onde os extremos positivos mostram que os padrões de ATSM anômala aquecidos nos dois oceanos resultam em secas extremas presentes em toda a Bacia, assim como os efeitos de aumento de precipitação por conta de uma La Niña sejam consideravelmente atenuados pelo Atlântico aquecido nas composições de eventos negativos.

As diferenças de composições da simulação PHYDA JJA indicam que o aquecimento anômalo no Pacífico e Atlântico interagem para amplificar a intensidade de secas extremas na maior parte da Bacia, mas um exemplo proeminente de atenuação pode ser visto nas composições de eventos negativos, onde a configuração significativa de La Niña foi consideravelmente atenuada pelo Atlântico mais aquecido ao ponto de que um forte padrão de secas resultou na Amazônia.

Embora a influência de eventos extremos de ENOS na variabilidade de secas e cheias meteorológicas na Bacia Amazônica jamais pode ser ignorada ou diminuída, os resultados apresentados indicam que o Atlântico teve um papel relevante em determinar a distribuição espaço-temporal desses extremos climáticos e configurar as chamadas mega-secas e mega-cheias na região. A dominância hidroclimática da PEG

nas simulações paleoclimáticas, refletida na quantidade e variabilidade dos eventos extremos encontrados, pode ter grandes implicações para estudos de projeções climáticas para o fim do século no atual contexto de mudanças climáticas.

Por fim, as simulações paleoclimáticas analisadas no presente estudo mostraram resultados coerentes em relação a variabilidade de secas e cheias meteorológicas extremas na Bacia Amazônica apesar da falta de uma rede densa de *proxies* tanto para assimilação quanto validação estatística, mas que também podem ser consideravelmente refinados e melhorados a partir do uso de novas reconstruções dendroclimáticas, como as da Bolívia e do Rio Paru, para restringir os padrões de PDSI e reduzir as incertezas quanto aos padrões espaço-temporais e suas relações com diferentes modos de variabilidade climática em estudos futuros.

Bibliografia

- Abrams, Marc D e Gregory J Nowacki (2008). "Native Americans as active and passive promoters of mast and fruit trees in the eastern USA". *The Holocene* 18.7, pp. 1123–1137.
- Agnihotri, Rajesh, Mark A Altabet, Timothy D Herbert e Jessica E Tierney (2008). "Subdecadally resolved paleoceanography of the Peru margin during the last two millennia". *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.5.
- Ahmed, Moinuddin et al. (2013). "Continental-scale temperature variability during the past two millennia". *Nature geoscience* 6.5, pp. 339–346.
- Alcoforado, Maria João, JM Vaquero, RM Trigo e JP Taborda (2012). "Early Portuguese meteorological measurements (18th century)". *Climate of the Past* 8.1, pp. 353–371.
- Anchukaitis, Kevin J et al. (2019). "Coupled Modes of North Atlantic Ocean-Atmosphere Variability and the Onset of the Little Ice Age". *Geophysical Research Letters* 46.21, pp. 12417–12426.
- Anderson, David et al. (2019). "Additions to the Last Millennium Reanalysis Multi-Proxy Database". *Data Science Journal* 18.1.
- Anderson, Liana Oighenstein et al. (2018). "Vulnerability of Amazonian forests to repeated droughts". *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 373.1760, p. 20170411.
- Andreoli, Rita Valéria, Rodrigo Augusto Ferreira de Souza, Mary Toshie Kayano e Luiz Antônio Candido (2012). "Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns". *International Journal of Climatology* 32.8, pp. 1193–1205.
- Andreoli, Rita Valéria et al. (2017). "The influence of different El Niño types on the South American rainfall". *International Journal of Climatology* 37.3, pp. 1374–1390.
- Andreoli, Rita Valéria et al. (2019). "Effects of two different La Niña types on the South American rainfall". *International Journal of Climatology* 39.3, pp. 1415–1428.
- Angelini, Isabella M et al. (2011). "On the coupling between vegetation and the atmosphere". *Theoretical and Applied Climatology* 105.1-2, pp. 243–261.
- Apaéstegui, J et al. (2014). "Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years".
- Aragão, Luiz EOC et al. (2018). "21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions". *Nature communications* 9.1, pp. 1–12.

- Arraut, Josefina Moraes, Carlos Nobre, Henrique MJ Barbosa, Guillermo Obregon e José Marengo (2012). "Aerial rivers and lakes: looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America". *Journal of Climate* 25.2, pp. 543–556.
- Ashok, Karumuri e Toshio Yamagata (2009). "The El Niño with a difference". *Nature* 461.7263, pp. 481–484.
- Ashok, Karumuri, Swadhin K Behera, Suryachandra A Rao, Hengyi Weng e Toshio Yamagata (2007). "El Niño Modoki and its possible teleconnection". *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112.C11.
- Asner, Gregory P et al. (2010). "High-resolution forest carbon stocks and emissions in the Amazon". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107.38, pp. 16738–16742.
- Ault, TR, Clara Deser, M Newman e J Emile-Geay (2013). "Characterizing decadal to centennial variability in the equatorial Pacific during the last millennium". *Geophysical Research Letters* 40.13, pp. 3450–3456.
- Baek, Seung H et al. (2017). "Precipitation, temperature, and teleconnection signals across the combined North American, monsoon Asia, and Old World drought atlases". *Journal of climate* 30.18, pp. 7141–7155.
- Barichivich, Jonathan et al. (2018). "Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation". *Science advances* 4.9, eaat8785.
- Barnett, Tim P et al. (1999). "Detection and attribution of recent climate change: A status report". *Bulletin of the American Meteorological Society* 80.12, pp. 2631–2660.
- Beguiría, Santiago, Sergio M Vicente-Serrano e Marta Angulo-Martínez (2010). "A multiscale global drought dataset: the SPEIbase: a new gridded product for the analysis of drought variability and impacts". *Bulletin of the American Meteorological Society* 91.10, pp. 1351–1356.
- Berger, André (1988). "Milankovitch theory and climate". *Reviews of geophysics* 26.4, pp. 624–657.
- Berlinguer, Giovanni (1992). "The interchange of disease and health between the Old and New Worlds." *American Journal of Public Health* 82.10, pp. 1407–1413.
- Bertrand, Cédric, Marie-France Loutre, Michel Crucifix e André Berger (2002). "Climate of the last millennium: a sensitivity study". *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 54.3, pp. 221–244.
- Bhend, Jonas, Jörg Franke, Doris Folini, Martin Wild e Stefan Brönnimann (2012). "An ensemble-based approach to climate reconstructions". *Climate of the Past* 8.3, pp. 963–976.

- Bicudo, Tacio Cordeiro, Victor Sacek, Renato Paes de Almeida, John M Bates e Camila Cherem Ribas (2019). "Andean tectonics and Mantle Dynamics as a Pervasive Influence on Amazonian ecosystem". *Scientific reports* 9.1, pp. 1–11.
- Bird, Broxton W et al. (2011). "A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108.21, pp. 8583–8588.
- Bjerknes, Jacob (1966). "A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature". *Tellus* 18.4, pp. 820–829.
- Bombardi, Rodrigo José e Leila Maria Véspoli de Carvalho (2017). "Práticas Simples em Análises Climatológicas: Uma Revisão". *Revista Brasileira de Meteorologia* 32.3, pp. 311–320.
- Bond, Gerard et al. (1997). "A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates". *science* 278.5341, pp. 1257–1266.
- Boninsegna, J Argollo et al. (2009). "Dendroclimatological reconstructions in South America: a review". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281.3-4, pp. 210–228.
- Bothe, Oliver, Johann H Jungclaus, Davide Zanchettin e Eduardo Zorita (2012). "Climate of the last millennium: Ensemble consistency of simulations and reconstructions". *Clim. Past Discuss* 8, pp. 2409–2444.
- Bradley, Raymond S (2011). "High-resolution paleoclimatology". *Dendroclimatology*. Springer, pp. 3–15.
- Brázdil, Rudolf, Christian Pfister, Heinz Wanner, Hans Von Storch e Jürg Luterbacher (2005). "Historical climatology in Europe—the state of the art". *Climatic change* 70.3, pp. 363–430.
- Breitenmoser, Petra Daniela, Stefan Brönnimann e David Frank (2014). "Forward modelling of tree-ring width and comparison with a global network of tree-ring chronologies". *Climate of the Past* 10.2, pp. 437–449.
- Brönnimann, Stefan et al. (2019). "Last phase of the Little Ice Age forced by volcanic eruptions". *Nature geoscience* 12.8, pp. 650–656.
- Burke, KD et al. (2018). "Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115.52, pp. 13288–13293.
- Campos, JLPS et al. (2019). "Coherent South American Monsoon variability during the last millennium revealed through high-resolution proxy records". *Geophysical Research Letters* 46.14, pp. 8261–8270.
- Cane, Mark A (2005). "The evolution of El Niño, past and future". *Earth and Planetary Science Letters* 230.3-4, pp. 227–240.

- Carvalho, Leila MV, Charles Jones e Brant Liebmann (2004). “The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall”. *Journal of Climate* 17.1, pp. 88–108.
- Cheng, Hai, Ashish Sinha, Xianfeng Wang, Francisco W Cruz e R Lawrence Edwards (2012). “The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas”. *Climate dynamics* 39.5, pp. 1045–1062.
- Cleator, SF, SP Harrison, NK Nichols, IC Prentice e I Roulstone (2020). “A Method for Generating Coherent Spatially Explicit Maps of Seasonal Paleoclimates From Site-Based Reconstructions”. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12.1, e2019MS001630.
- Cobb, Kim M, Christopher D Charles, Hai Cheng e R Lawrence Edwards (2003). “El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium”. *Nature* 424.6946, pp. 271–276.
- Cobb, Kim M et al. (2013). “Highly variable El Niño–Southern Oscillation throughout the Holocene”. *Science* 339.6115, pp. 67–70.
- Coles, Victoria J et al. (2013). “The pathways and properties of the Amazon River Plume in the tropical North Atlantic Ocean”. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118.12, pp. 6894–6913.
- Cook, Benjamin I, Jason E Smerdon, Richard Seager e Edward R Cook (2014). “Pancontinental droughts in North America over the last millennium”. *Journal of Climate* 27.1, pp. 383–397.
- Cook, Edward R et al. (2010). “Megadroughts in North America: Placing IPCC projections of hydroclimatic change in a long-term palaeoclimate context”. *Journal of Quaternary Science* 25.1, pp. 48–61.
- Covey, Kristofer et al. (2021). “Carbon and Beyond: The Biogeochemistry of Climate in a Rapidly Changing Amazon”. *Frontiers in Forests and Global Change* 4, p. 11.
- Cox, Peter M et al. (2013). “Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability”. *Nature* 494.7437, pp. 341–344.
- Crowley, Thomas J (2000). “Causes of climate change over the past 1000 years”. *Science* 289.5477, pp. 270–277.
- Cruz, Francisco W et al. (2005). “Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil”. *Nature* 434.7029, pp. 63–66.
- Cruz, Francisco W et al. (2009). “Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation”. *Nature Geoscience* 2.3, pp. 210–214.
- Dai, Aiguo (2011). “Drought under global warming: a review”. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2.1, pp. 45–65.
- Dai, Aiguo (2013). “Increasing drought under global warming in observations and models”. *Nature climate change* 3.1, pp. 52–58.

- Dai, Aiguo, Taotao Qian, Kevin E Trenberth e John D Milliman (2009). "Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004". *Journal of climate* 22.10, pp. 2773–2792.
- Dansgaard, Will, Sigfus J Johnsen, Jesper Møller e Chester C Langway (1969). "One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet". *Science* 166.3903, pp. 377–380.
- Dansgaard, Willi (1964). "Stable isotopes in precipitation". *Tellus* 16.4, pp. 436–468.
- Dansgaard, Willi et al. (1993). "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record". *Nature* 364.6434, pp. 218–220.
- Dätwyler, Christoph, Nerilie J Abram, Martin Grosjean, Eugene R Wahl e Raphael Neukom (2019). "El Niño–Southern Oscillation variability, teleconnection changes and responses to large volcanic eruptions since AD 1000". *International journal of climatology* 39.5, pp. 2711–2724.
- Delaygue, Gilles e Edouard Bard (2011). "An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium". *Climate Dynamics* 36.11-12, pp. 2201–2218.
- Demarée, Gaston R, P-J Lachaert, T Verhoeve e Erik Thoen (2002). "The long-term daily central Belgium temperature (CBT) series (1767–1998) and early instrumental meteorological observations in Belgium". *Climatic Change* 53.1-3, pp. 269–293.
- Deser, Clara, Michael A Alexander, Shang-Ping Xie e Adam S Phillips (2010). "Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms". *Annual review of marine science* 2, pp. 115–143.
- Diaz, Henry F et al. (2011). "Spatial and temporal characteristics of climate in medieval times revisited". *Bulletin of the American Meteorological Society* 92.11, pp. 1487–1500.
- Díaz, Leandro B e Carolina S Vera (2018). "South American precipitation changes simulated by PMIP3/CMIP5 models during the Little Ice Age and the recent global warming period". *International Journal of Climatology* 38.6, pp. 2638–2650.
- Domínguez-Castro, Fernando et al. (2017). "Early meteorological records from Latin-America and the Caribbean during the 18th and 19th centuries". *Scientific data* 4, p. 170169.
- Drumond, A et al. (2014). "The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis". *Hydrology and Earth System Sciences* 18.7, p. 2577.
- Duffy, Philip B, Paulo Brando, Gregory P Asner e Christopher B Field (2015). "Projections of future meteorological drought and wet periods in the Amazon". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112.43, pp. 13172–13177.
- D'Agostini, S et al. (2003). "Ciclo econômico da borracha–seringueira *Hevea brasiliensis* (HBK) M. Arg". *O Biológico* 70.2, pp. 205–6.

- Emile-Geay, Julien, Richard Seager, Mark A Cane, Edward R Cook e Gerald H Haug (2008). "Volcanoes and ENSO over the past millennium". *Journal of Climate* 21.13, pp. 3134–3148.
- Emile-Geay, Julien, Kimberly M Cobb, Michael E Mann e Andrew T Wittenberg (2013). "Estimating central equatorial Pacific SST variability over the past millennium. Part II: Reconstructions and implications". *Journal of Climate* 26.7, pp. 2329–2352.
- Epstein, Samuel, RP Sharp e AJ Gow (1970). "Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climatic implications". *Science* 168.3939, pp. 1570–1572.
- Espinoza, Jhan Carlo et al. (2014). "The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient". *Environmental Research Letters* 9.12, p. 124007.
- Etheridge, David M et al. (1996). "Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 101.D2, pp. 4115–4128.
- Farge, Marie (1992). "Wavelet transforms and their applications to turbulence". *Annual review of fluid mechanics* 24.1, pp. 395–458.
- Feldpausch, Ted R et al. (2012). "Tree height integrated into pantropical forest biomass estimates". *Biogeosciences*, pp. 3381–3403.
- Flückiger, Jacqueline et al. (2002). "High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂". *Global Biogeochemical Cycles* 16.1, pp. 10–1.
- Frank, David, Jan Esper, Eduardo Zorita e Rob Wilson (2010). "A noodle, hockey stick, and spaghetti plate: a perspective on high-resolution paleoclimatology". *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 1.4, pp. 507–516.
- Franke, Jörg, Stefan Brönnimann, Jonas Bhend e Yuri Brugnara (2017). "A monthly global paleo-reanalysis of the atmosphere from 1600 to 2005 for studying past climatic variations". *Scientific data* 4, p. 170076.
- Freund, Mandy B et al. (2019). "Higher frequency of Central Pacific El Niño events in recent decades relative to past centuries". *Nature Geoscience* 12.6, pp. 450–455.
- Fritts, Harold C (1971). "Dendroclimatology and dendroecology". *Quaternary Research* 1.4, pp. 419–449.
- Fritts, Harold C (1974). "Relationships of ring widths in arid-site conifers to variations in monthly temperature and precipitation". *Ecological Monographs* 44.4, pp. 411–440.
- Gagen, Mary H et al. (2016). "North Atlantic summer storm tracks over Europe dominated by internal variability over the past millennium". *Nature Geoscience* 9.8, pp. 630–635.
- Garreaud, René D (2018). "A plausible atmospheric trigger for the 2017 coastal El Niño". *International Journal of Climatology* 38, e1296–e1302.

- Garreaud, René D, Mathias Vuille, Rosa Compagnucci e José Marengo (2009). "Present-day south american climate". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281.3-4, pp. 180–195.
- Garrison, Christopher S, Christopher RJ Kilburn e Stephen J Edwards (2018). "The 1831 eruption of Babuyan Claro that never happened: has the source of one of the largest volcanic climate forcing events of the nineteenth century been misattributed?" *Journal of Applied Volcanology* 7.1, p. 8.
- Gates, W Lawrence (1976). "The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model". *Journal of the Atmospheric Sciences* 33.10, pp. 1844–1873.
- Gatti, Luciana et al. (2019). "Amazon carbon balance and its sensitivity to climate and human-driven changes".
- Gatti, LV et al. (2014). "Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements". *Nature* 506.7486, pp. 76–80.
- Gent, Peter R et al. (2011). "The community climate system model version 4". *Journal of climate* 24.19, pp. 4973–4991.
- Gerber, Stefan et al. (2003). "Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂". *Climate Dynamics* 20.2-3, pp. 281–299.
- Gleckler, PJ et al. (2006). "Krakatoa's signature persists in the ocean". *Nature* 439.7077, pp. 675–675.
- Gloor, MRJW et al. (2013). "Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades". *Geophysical Research Letters* 40.9, pp. 1729–1733.
- Goepfert, Nicolas, Elise Dufour, Gabriel Prieto e John Verano (2018). "Herds for the Gods? Selection Criteria and Herd Management at the Mass Sacrifice Site of Huanchaquito-Las Llamas During the Chimú Period, Northern Coast of Peru". *Environmental Archaeology*, pp. 1–14.
- Gouveia, NA, DFM Gherardi e LEOC Aragão (2019). "The Role of the Amazon River Plume on the Intensification of the Hydrological Cycle". *Geophysical Research Letters* 46.21, pp. 12221–12229.
- Granato-Souza, Daniela et al. (2019). "Tree rings and rainfall in the equatorial Amazon". *Climate Dynamics* 52.3-4, pp. 1857–1869.
- Grootes, PM, Minze Stuiver, LG Thompson e Ellen Mosley-Thompson (1989). "Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 94.D1, pp. 1187–1194.
- Grothe, Pamela R et al. (2019). "Enhanced El Niño-Southern Oscillation variability in recent decades". *Geophysical Research Letters*.

- Hakim, Gregory J et al. (2016). "The last millennium climate reanalysis project: Framework and first results". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121.12, pp. 6745–6764.
- Hannachi, A, IT Jolliffe e DB Stephenson (2007). "Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review". *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 27.9, pp. 1119–1152.
- Hare, Steven R e Nathan J Mantua (2000). "Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989". *Progress in oceanography* 47.2-4, pp. 103–145.
- Harrison, Sandy P, Patrick J Bartlein e I Colin Prentice (2016). "What have we learnt from palaeoclimate simulations?" *Journal of Quaternary Science* 31.4, pp. 363–385.
- Haug, Gerald H, Konrad A Hughen, Daniel M Sigman, Larry C Peterson e Ursula Röhl (2001). "Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene". *Science* 293.5533, pp. 1304–1308.
- Haywood, Alan M et al. (2019). "What can Palaeoclimate Modelling do for you?" *Earth Systems and Environment* 3.1, pp. 1–18.
- Heckenberger, Michael J et al. (2003). "Amazonia 1492: pristine forest or cultural parkland?" *Science* 301.5640, pp. 1710–1714.
- Hegerl, Gabriele C, Thomas J Crowley, Steven K Baum, Kwang-Yul Kim e William T Hyde (2003). "Detection of volcanic, solar and greenhouse gas signals in paleo-reconstructions of Northern Hemispheric temperature". *Geophysical Research Letters* 30.5.
- Heinrich, Hartmut (1988). "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years". *Quaternary research* 29.2, pp. 142–152.
- Henke, Lilo MK, F Hugo Lambert e Dan J Charman (2017). "Was the Little Ice Age more or less El Niño-like than the Medieval Climate Anomaly? Evidence from hydrological and temperature proxy data".
- Herweijer, Celine, Richard Seager, Edward R Cook e Julien Emile-Geay (2007). "North American droughts of the last millennium from a gridded network of tree-ring data". *Journal of Climate* 20.7, pp. 1353–1376.
- Hirota, Nagio e Yukari N Takayabu (2013). "Reproducibility of precipitation distribution over the tropical oceans in CMIP5 multi-climate models compared to CMIP3". *Climate dynamics* 41.11-12, pp. 2909–2920.
- Hope, Pandora, Benjamin J Henley, Joelle Gergis, Josephine Brown e Hua Ye (2017). "Time-varying spectral characteristics of ENSO over the Last Millennium". *Climate Dynamics* 49.5-6, pp. 1705–1727.

- Hoyos, N, J Escobar, JC Restrepo, AM Arango e JC Ortiz (2013). "Impact of the 2010–2011 La Niña phenomenon in Colombia, South America: the human toll of an extreme weather event". *Applied Geography* 39, pp. 16–25.
- Hubbell, Stephen P et al. (2008). "How many tree species are there in the Amazon and how many of them will go extinct?" *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105.Supplement 1, pp. 11498–11504.
- Hunter, Richard e Andrew Sluyter (2015). "Sixteenth-century soil carbon sequestration rates based on Mexican land-grant documents". *The Holocene* 25.5, pp. 880–885.
- Hurley, JV, Mathias Vuille e Douglas R Hardy (2019). "On the interpretation of the ENSO signal embedded in the stable isotopic composition of Quelccaya Ice Cap, Peru". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.1, pp. 131–145.
- Hurrell, James W et al. (2013). "The community earth system model: a framework for collaborative research". *Bulletin of the American Meteorological Society* 94.9, pp. 1339–1360.
- Jacoby, Gordon C e Rosanne D'Arrigo (1989). "Reconstructed Northern Hemisphere annual temperature since 1671 based on high-latitude tree-ring data from North America". *Climatic Change* 14.1, pp. 39–59.
- Jimenez, Juan C, Renata Libonati e Leonardo F Peres (2018). "Droughts over amazonia in 2005, 2010, and 2015: a cloud cover perspective". *Frontiers in Earth Science* 6, p. 227.
- Jiménez-Muñoz, Juan C et al. (2016). "Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016". *Scientific reports* 6, p. 33130.
- Jomelli, Vincent et al. (2009). "Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281.3-4, pp. 269–282.
- Jones, Julie M e Martin Widmann (2004). "Early peak in Antarctic Oscillation index". *Nature* 432.7015, pp. 290–291.
- Jones, Philip D e Michael E Mann (2004). "Climate over past millennia". *Reviews of Geophysics* 42.2.
- Jónsson, Trausti e Hilmar Gardarsson (2001). "Early instrumental meteorological observations in Iceland". *Climatic change* 48.1, pp. 169–187.
- Joussaume, Sylvie e KE Taylor (2000). "The paleoclimate modeling intercomparison project". *World Meteorological Organization-Publications-WMO TD*, pp. 9–24.
- Jungclaus, Johann et al. (2017). "The PMIP4 contribution to CMIP6–Part 3: The last millennium, scientific objective, and experimental design for the PMIP4 past1000 simulations".

- Kageyama, Masa et al. (2018). "The PMIP4 contribution to CMIP6—Part 1: Overview and over-arching analysis plan". *Geoscientific Model Development* 11.3, pp. 1033–1057.
- Kayano, Mary Toshie, Vadlamudi Brahmananda Rao e Antonio Divino Moura (1988). "Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years". *Journal of Climatology* 8.5, pp. 477–488.
- King, Matt (2017). "The Sword and the Sun: The Old World Drought Atlas as a Source for Medieval Mediterranean History". *Al-Masāq* 29.3, pp. 221–234.
- Kinnard, Christophe et al. (2011). "Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years". *Nature* 479.7374, pp. 509–512.
- Koch, Alexander, Chris Brierley, Mark M Maslin e Simon L Lewis (2019). "Earth system impacts of the European arrival and Great Dying in the Americas after 1492". *Quaternary Science Reviews* 207, pp. 13–36.
- Kumar, Devashish, Evan Kodra e Auroop R Ganguly (2014). "Regional and seasonal intercomparison of CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles for temperature and precipitation". *Climate dynamics* 43.9-10, pp. 2491–2518.
- Lamb, Hubert H (1965). "The early medieval warm epoch and its sequel". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 1, pp. 13–37.
- Lavielle, Marc (2005). "Using penalized contrasts for the change-point problem". *Signal processing* 85.8, pp. 1501–1510.
- Lechleitner, Franziska A et al. (2017). "Tropical rainfall over the last two millennia: evidence for a low-latitude hydrologic seesaw". *Scientific Reports* 7.1, pp. 1–9.
- Lenters, JD e Kerry Harrison Cook (1997). "On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate". *Journal of the Atmospheric Sciences* 54.5, pp. 656–678.
- Li, Jinbao et al. (2011). "Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium". *Nature climate change* 1.2, pp. 114–118.
- Li, Jinbao et al. (2013). "El Niño modulations over the past seven centuries". *Nature Climate Change* 3.9, pp. 822–826.
- Li, Yinpeng, Wei Ye, Meng Wang e Xiaodong Yan (2009). "Climate change and drought: a risk assessment of crop-yield impacts". *Climate research* 39.1, pp. 31–46.
- Livezey, Robert E e WY Chen (1983). "Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques". *Monthly Weather Review* 111.1, pp. 46–59.
- Lopez, Lidio et al. (2017). "Tree ring reconstructed rainfall over the southern Amazon Basin". *Geophysical Research Letters* 44.14, pp. 7410–7418.
- Lovino, Miguel A, Omar V Müller, Ernesto H Berbery e Gabriela V Müller (2018). "Evaluation of CMIP5 retrospective simulations of temperature and precipitation in northeastern Argentina". *International Journal of Climatology* 38, e1158–e1175.

- Lu, Zhengyao, Zhengyu Liu, Jiang Zhu e Kim M Cobb (2018). "A review of paleo El Niño-Southern Oscillation". *Atmosphere* 9.4, p. 130.
- Lüning, Sebastian, Mariusz Gałka e Fritz Vahrenholt (2019). "The Medieval Climate Anomaly in Antarctica". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p. 109251.
- Lüthi, Dieter et al. (2008). "High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present". *Nature* 453.7193, pp. 379–382.
- Macfarling Meure, Cecelia et al. (2006). "Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP". *Geophysical Research Letters* 33.14.
- Mann, Michael E e Philip D Jones (2003). "Global surface temperatures over the past two millennia". *Geophysical Research Letters* 30.15.
- Mann, Michael E, Raymond S Bradley e Malcolm K Hughes (1999). "Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations". *Geophysical research letters* 26.6, pp. 759–762.
- Mann, Michael E, Mark A Cane, Stephen E Zebiak e Amy Clement (2005). "Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years". *Journal of Climate* 18.3, pp. 447–456.
- Mann, Michael E et al. (2008). "Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105.36, pp. 13252–13257.
- Mann, Michael E et al. (2009). "Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly". *Science* 326.5957, pp. 1256–1260.
- Mantua, Nathan J, Steven R Hare, Yuan Zhang, John M Wallace e Robert C Francis (1997). "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production". *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.6, pp. 1069–1080.
- Marcott, Shaun A, Jeremy D Shakun, Peter U Clark e Alan C Mix (2013). "A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years". *science* 339.6124, pp. 1198–1201.
- Marengo, José A et al. (2008). "The drought of Amazonia in 2005". *Journal of climate* 21.3, pp. 495–516.
- Marengo, José Antonio e Jhan Carlo Espinoza (2016). "Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts". *International Journal of Climatology* 36.3, pp. 1033–1050.
- Martinez, J Alejandro e Francina Dominguez (2014). "Sources of atmospheric moisture for the La Plata River basin". *Journal of Climate* 27.17, pp. 6737–6753.
- Masson, S e P Delecluse (2001). "Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlantic". *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26.2, pp. 137–142.
- Masson-Delmotte, Valérie et al. (2013). "Information from paleoclimate archives".

- Matthes, François E (1939). "Report of committee on glaciers, April 1939". *Eos, Transactions American Geophysical Union* 20.4, pp. 518–523.
- McGregor, Shayne e Axel Timmermann (2011). "The effect of explosive tropical volcanism on ENSO". *Journal of climate* 24.8, pp. 2178–2191.
- Meggers, Betty J (1994). "Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millennia". *Climatic change* 28.4, pp. 321–338.
- Meinshausen, M et al. (2011). "The paleoclimate modeling intercomparison project contribution to CMIP5". *WCRP Coupled Model Intercomparison Project-Phase 5-CMIP5*, p. 15.
- Melice, Jean-Luc e Pascal Roucou (1998). "Decadal time scale variability recorded in the Quelccaya summit ice core $\delta^{18}\text{O}$ isotopic ratio series and its relation with the sea surface temperature". *Climate Dynamics* 14.2, pp. 117–132.
- Melo, Josemir Camilo de (1999). "O fenômeno El Niño e as secas no Nordeste do Brasil". *Raízes: Revista de Ciências Sociais e Econômicas* 20, pp. 13–21.
- Miller, Gifford H et al. (2012). "Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks". *Geophysical Research Letters* 39.2.
- Moberg, Anders, Dmitry M Sonechkin, Karin Holmgren, Nina M Datsenko e Wibjörn Karlén (2005). "Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data". *Nature* 433.7026, pp. 613–617.
- Molina-Carpio, Jorge et al. (2017). "Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends". *Hydrological Sciences Journal* 62.6, pp. 911–927.
- Molinier, Michel et al. (2009). "Hydrological variability in the Amazon drainage basin and African tropical basins". *Hydrological Processes: An International Journal* 23.22, pp. 3245–3252.
- Nesje, Atle e Svein Olaf Dahl (2003). "The 'Little Ice Age'—only temperature?" *The Holocene* 13.1, pp. 139–145.
- Neukom, Raphael et al. (2010). "Multi-centennial summer and winter precipitation variability in southern South America". *Geophysical Research Letters* 37.14.
- Neukom, Raphael et al. (2011). "Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries". *Climate Dynamics* 37.1-2, pp. 35–51.
- Neukom, Raphael et al. (2019). "Consistent multi-decadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the common era". *Nature geoscience* 12.8, p. 643.
- Newman, Matthew et al. (2016). "The Pacific decadal oscillation, revisited". *Journal of Climate* 29.12, pp. 4399–4427.

- Nobre, Carlos A et al. (2016). "Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113.39, pp. 10759–10768.
- Oppenheimer, Clive (2003). "Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815". *Progress in physical geography* 27.2, pp. 230–259.
- Palmer, Wayne C (1965). *Meteorological drought*. Vol. 30. US Department of Commerce, Weather Bureau.
- Pan, Yude et al. (2011). "A large and persistent carbon sink in the world's forests". *Science* 333.6045, pp. 988–993.
- Parsons, LA e GJ Hakim (2019). "Local regions associated with interdecadal global temperature variability in the Last Millennium Reanalysis and CMIP5 models". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.17-18, pp. 9905–9917.
- Pongratz, Julia, T Raddatz, CH Reick, M Esch e Martin Claussen (2009). "Radiative forcing from anthropogenic land cover change since AD 800". *Geophysical Research Letters* 36.2.
- Predybaylo, Evgeniya, Georgiy L Stenchikov, Andrew T Wittenberg e Fanrong Zeng (2017). "Impacts of a Pinatubo-size volcanic eruption on ENSO". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122.2, pp. 925–947.
- Prieto, Gabriel et al. (2019). "A mass sacrifice of children and camelids at the Huanchaquito-Las Llamas site, Moche Valley, Peru". *PloS one* 14.3.
- Pucha-Cofrep, Darwin, Thorsten Peters e Achim Bräuning (2015). "Wet season precipitation during the past century reconstructed from tree-rings of a tropical dry forest in Southern Ecuador". *Global and Planetary Change* 133, pp. 65–78.
- Quinn, Terrence M, Frederick W Taylor e Thomas J Crowley (1993). "A 173 year stable isotope record from a tropical south pacific coral 0". *Quaternary Science Reviews* 12.6, pp. 407–418.
- Rasmusson, Eugene M e Thomas H Carpenter (1982). "Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño". *Monthly Weather Review* 110.5, pp. 354–384.
- Reimer, Paula J et al. (2013). "IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP". *Radiocarbon* 55.4, pp. 1869–1887.
- Rein, Bert, Andreas Lückge e Frank Sirocko (2004). "A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period". *Geophysical Research Letters* 31.17.
- Rein, Bert et al. (2005). "El Niño variability off Peru during the last 20,000 years". *Paleoceanography* 20.4.
- Reuter, Justin et al. (2009). "A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the Little Ice Age". *Geophysical Research Letters* 36.21.

- Ribeiro, IO et al. (2018). "Biomass burning and carbon monoxide patterns in Brazil during the extreme drought years of 2005, 2010, and 2015". *Environmental pollution* 243, pp. 1008–1014.
- Robock, Alan (2000). "Volcanic eruptions and climate". *Reviews of geophysics* 38.2, pp. 191–219.
- Rocha, Vinícius Machado et al. (2017). "Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície". *Revista Brasileira de Meteorologia* 32.3, pp. 387–398.
- Rojas, Maisa, Paola Andrea Arias Gómez, Valentina Flores Aqueveque, Anji Seth e Mathias Vuille (2016). "The South American monsoon variability over the last millennium in climate models".
- Ronchail, Josyane et al. (2005). "Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon—Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans". *Journal of Hydrology* 302.1-4, pp. 223–238.
- Schimmelmann, Amdt, Carina B Lange e Betty J Meggers (2003). "Palaeoclimatic and archaeological evidence for a 200-yr recurrence of floods and droughts linking California, Mesoamerica and South America over the past 2000 years". *The Holocene* 13.5, pp. 763–778.
- Schmidt, Gavin A et al. (2011). "Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1. 0)".
- Schöngart, Jochen et al. (2004). "Teleconnection between tree growth in the Amazonian floodplains and the El Niño–Southern Oscillation effect". *Global Change Biology* 10.5, pp. 683–692.
- Schöngart, Jochen, Achim Bräuning, Ana Carolina Maioli Campos Barbosa, Claudio Sergio Lisi e Juliano Morales de Oliveira (2017). "Dendroecological studies in the neotropics: history, status and future challenges". *Dendroecology*. Springer, pp. 35–73.
- Shephard, GE, RD Müller, Lijun Liu e M Gurnis (2010). "Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction". *Nature Geoscience* 3.12, pp. 870–875.
- Sierra, Juan P, Paola A Arias e Sara C Vieira (2015). "Precipitation over northern South America and its seasonal variability as simulated by the CMIP5 models". *Advances in Meteorology* 2015.
- Silva Junior, Celso HL et al. (2019). "Fire responses to the 2010 and 2015/2016 Amazonian droughts". *Frontiers in Earth Science* 7, p. 97.
- Smerdon, Jason E, Benjamin I Cook, Edward R Cook e Richard Seager (2015). "Bridging past and future climate across paleoclimatic reconstructions, observations, and models: A hydroclimate case study". *Journal of Climate* 28.8, pp. 3212–3231.

- Song, Xiao-Peng, Chengquan Huang, Sassan S Saatchi, Matthew C Hansen e John R Townshend (2015). "Annual carbon emissions from deforestation in the Amazon Basin between 2000 and 2010". *PloS one* 10.5, e0126754.
- Stahle, David W et al. (2016). "The Mexican Drought Atlas: Tree-ring reconstructions of the soil moisture balance during the late pre-Hispanic, colonial, and modern eras". *Quaternary Science Reviews* 149, pp. 34–60.
- Steiger, Nathan J, Jason E Smerdon, Edward R Cook e Benjamin I Cook (2018). "A reconstruction of global hydroclimate and dynamical variables over the Common Era". *Scientific data* 5, p. 180086.
- Steinschneider, Scott, Michelle Ho, Edward R Cook e Upmanu Lall (2016). "Can PDSI inform extreme precipitation?: An exploration with a 500 year long paleoclimate reconstruction over the US". *Water Resources Research* 52.5, pp. 3866–3880.
- Sternberg, Hilgard O'reilly (1987). "Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation?" *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 69.1, pp. 201–219.
- Swingedouw, Didier et al. (2011). "Natural forcing of climate during the last millennium: fingerprint of solar variability". *Climate Dynamics* 36.7-8, pp. 1349–1364.
- Szép, István Jankó, János Mika e Zoltán Dunkel (2005). "Palmer drought severity index as soil moisture indicator: physical interpretation, statistical behaviour and relation to global climate". *Physics and Chemistry of the Earth, Parts a/B/C* 30.1-3, pp. 231–243.
- Takahashi, Ken e Alejandra G Martínez (2019). "The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific". *Climate Dynamics* 52.12, pp. 7389–7415.
- Tanimoto, Youichi e Shang-Ping Xie (2002). "Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic Ocean". *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 80.5, pp. 1199–1219.
- Tardif, Robert et al. (2019). "Last Millennium Reanalysis with an expanded proxy database and seasonal proxy modeling." *Climate of the Past* 15.4.
- Taylor, Karl E (2001). "Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106.D7, pp. 7183–7192.
- Taylor, Karl E, Ronald J Stouffer e Gerald A Meehl (2012). "An overview of CMIP5 and the experiment design". *Bulletin of the American Meteorological Society* 93.4, pp. 485–498.
- Thompson, Lonnie G, Ellen Mosley-Thompson, Willi Dansgaard e Pieter M Grootes (1986). "The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap". *Science* 234.4774, pp. 361–364.
- Thompson, Lonnie G et al. (2013). "Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~ 1800 years". *Science* 340.6135, pp. 945–950.

- Timmermann, Axel et al. (2018). “El Niño–southern oscillation complexity”. *Nature* 559.7715, pp. 535–545.
- Torrence, Christopher e Gilbert P Compo (1998). “A practical guide to wavelet analysis”. *Bulletin of the American Meteorological society* 79.1, pp. 61–78.
- Trenberth, Kevin E et al. (2014). “Global warming and changes in drought”. *Nature Climate Change* 4.1, pp. 17–22.
- Usoskin, Ilya G (2017). “A history of solar activity over millennia”. *Living Reviews in Solar Physics* 14.1, p. 3.
- Vera, Carolina et al. (2006). “Toward a unified view of the American monsoon systems”. *Journal of climate* 19.20, pp. 4977–5000.
- Vicente-Serrano, Sergio M, Santiago Beguería e Juan I López-Moreno (2010). “A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index”. *Journal of climate* 23.7, pp. 1696–1718.
- Vuille, Mathias et al. (2012). “A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia”. *Climate of the Past* 8.4, pp. 1309–1321.
- Vuille, Michael e Martin Werner (2005). “Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results”. *Climate Dynamics* 25.4, pp. 401–413.
- Walker, Gilbert T (1924). “Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather”. *Mem. Indian Meteorol. Dep.* 24, pp. 275–332.
- Wang, Bin e Qinghua Ding (2006). “Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years”. *Geophysical Research Letters* 33.6.
- Wanner, Heinz, Olga Solomina, Martin Grosjean, Stefan P Ritz e Marketa Jetel (2011). “Structure and origin of Holocene cold events”. *Quaternary Science Reviews* 30.21-22, pp. 3109–3123.
- Wilks, Daniel S (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Vol. 100. Academic press.
- Williams, Earle et al. (2005). “The drought of the century in the Amazon Basin: An analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926”. *Acta Amazonica* 35.2, pp. 231–238.
- Wu, Lixin, Feng He, Zhengyu Liu e Chun Li (2007). “Atmospheric teleconnections of tropical Atlantic variability: Interhemispheric, tropical–extratropical, and cross-basin interactions”. *Journal of climate* 20.5, pp. 856–870.
- Wyrski, Klaus (1975). “El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing”. *Journal of Physical Oceanography* 5.4, pp. 572–584.
- Yan, Hong et al. (2011). “A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies”. *Nature Geoscience* 4.9, pp. 611–614.

- Yoon, Jin-Ho e Ning Zeng (2010). "An Atlantic influence on Amazon rainfall". *Climate dynamics* 34.2-3, pp. 249–264.
- Zazulie, Natalia, Matilde Rusticucci e Graciela B Raga (2017). "Regional climate of the subtropical central Andes using high-resolution CMIP5 models—part I: past performance (1980–2005)". *Climate Dynamics* 49.11-12, pp. 3937–3957.
- Zemp, DC et al. (2014). "On the importance of cascading moisture recycling in South America".
- Zhou, Jiayu e KM Lau (1998). "Does a monsoon climate exist over South America?" *Journal of climate* 11.5, pp. 1020–1040.
- Zhu, Feng et al. (2019). "Climate models can correctly simulate the continuum of global-average temperature variability". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 116.18, pp. 8728–8733.
- Zumbühl, Heinz Jürg, Daniel Steiner e SU Nussbaumer (2008). "19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: An interdisciplinary approach". *Global and Planetary Change* 60.1-2, pp. 42–57.