

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Ciências Atmosféricas

Igor Stivanelli Custódio

**Sistema de Monção da América do Sul: Padrões  
de variabilidade durante os últimos 21.000 anos**

São Paulo

2022



Igor Stivanelli Custódio

# **Sistema de Monção da América do Sul: Padrões de variabilidade durante os últimos 21.000 anos**

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade

Área de Concentração: Meteorologia  
Orientador: Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias.

São Paulo

2022



*Aos meus pais, Glaucina e Luís Marcelo, por todo o incentivo,  
apoio, dedicação e carinho em todos os momentos.*



# Agradecimentos

Aos meus pais, pela motivação, exemplo, dedicação, confiança que depositaram em mim e a todo apoio dado nessa jornada.

Ao Rafael Antonio Souza da Silva pela motivação e apoio dado durante o período.

Ao Dr. Pedro Leite da Silva Dias, pela orientação, pela oportunidade e proposta de pesquisa. Ao seu contagiante entusiasmo pela meteorologia e ciência, pelas conversas e discussões com relação ao trabalho, pelos seus ensinamentos e conhecimentos transmitidos e por sempre apresentar ideias para solucionarmos os problemas encontrados.

À Dra. Ilana Wainer pela coorientação durante todo o processo da tese, assim como sua contribuição com ideias e discussões dos resultados.

À Luciana Figueiredo Prado pelas contribuições, dicas e ideias dadas durante as discussões dos resultados em reunião. Também agradeço a ajuda dada no desenvolvimento das imagens da análise de ondeletas.

A todos os professores do departamento de Ciências Atmosféricas do IAG, pelos ensinamentos passados, em especial aos professores Dr. Tércio Ambrizzi, Dra Rosmeri Rocha e Dr. Carlos Raupp pelas sugestões durante a qualificação do doutorado.

Ao NCEP/NCAR pela disponibilização dos dados simulados do TraCE-21k e também da Reanálise do Século XX e dados de precipitação do GPCP.

À Pascale Braconnot e ao Bruno Turcq pela disponibilização das simulações transientes do modelo do IPSL para o período do Holoceno.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro através da bolsa de doutoramento (FAPESP nº 2017/05285-4) e do projeto PACMEdy (2015/50686-1).

Ao Laboratório Master pela infraestrutura e à toda ajuda prestada por sua equipe em diversos momentos.





## Resumo

CUSTÓDIO, I. S. **Sistema de Monção da América do Sul: Padrões de variabilidade durante os últimos 21.000 anos.** 2022. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

O Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS) representa a principal componente da precipitação de verão da América do Sul. O objetivo principal deste estudo foi estudar o SMAS e seus componentes, assim como sua variabilidade espaço-temporal e a influência das forçantes climáticas durante os últimos 21.000 anos. Foram analisadas simulações dos experimentos FULL e *Single Forcings* do modelo TraCE-21k e da simulação transiente dos últimos 6.000 anos do modelo IPSL. Para identificar os padrões referente aos modos do SMAS e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi aplicado o Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM), que consiste em uma análise de componentes principais combinada entre as variáveis de precipitação, umidade, vento zonal e meridional. Também foi aplicado o índice de posicionamento (métodos por estresse do vento e divergência de umidade) e os modos de variabilidade da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (A-ZCIT) identificados por análise de componentes principais. Os modelos TraCE-21k e IPSL conseguem representar os principais padrões referentes ao SMAS, ZCAS, quando comparados com a reanálise do século XX. As séries temporais dos coeficientes de expansão do LISAM, ZCAS e A-ZCIT, calculadas com o TraCE-21k, levaram a identificação da variabilidade da precipitação monçônica. Os resultados baseados nos modelos são coerentes com as mudanças de regime registradas em *proxies* climáticos analisados e trabalhos publicados, apesar de algumas diferenças. Os resultados mostram que a precipitação associada ao SMAS, ZCAS oceânica e ao posicionamento da A-ZCIT apresentam influências diretas do forçamento dos pulsos de água doce associados ao degelo nas simulações do TraCE-21k, principalmente entre o Heinrich Stadial 1 (H1) e o Younger Dryas (YD). Já o padrão de variabilidade da A-ZCIT apresenta banda dupla em alguns subperíodos dos últimos 21k anos, com a banda secundária surgindo, principalmente, quando a posição da A-ZCIT está mais ao sul, o que ocorre durante os períodos frios (H1 e YD). Mudanças nos fluxos radiativos totais hemisféricos no topo da atmosfera foram estão em sintonia com as mudanças no posicionamento da A-ZCIT nos últimos 21.000 anos, em concordância com teorias recentes sobre a dinâmica da ZCIT. Os resultados mostram que o deslocamento para sul da ZCAS, no período recente, é modulado pela mudança dos parâmetros orbitais, principalmente a partir do Holoceno Inicial. Através da análise de ondeletas, também foi identificada a transferência da energia espectral no período Bølling–Allerød, de baixas para altas frequências, evidenciada no SMAS, ZCAS e A-ZCIT. Foi identificada a importância de modos de variabilidade do Oceano Pacífico e Atlântico na escala multidecadal no período mais recente no LISAM, ZCAS e A-ZCIT, principalmente a partir do período do Holoceno Médio, em concordância com resultados de trabalhos observacionais.

**Palavras-chave:** América do Sul; Variabilidade; LISAM; Paleoclimas; *Single Forcings*.



## Abstract

CUSTÓDIO, I. S. **South American Monsoon System: Variability Patterns over the last 21,000 years**. 2022. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

The South American Monsoon System (SAMS) is the main component of South America's summer precipitation. The main objective of this study is to investigate the spatial-temporal variability and the effect of individual climate forcing mechanisms during the last 21,000 years on the SAMS. The results are based on TraCE-21k simulations FULL and Single Forcings experiments and the IPSL transient simulation for the last 6,000 years. The identification of spatial variability patterns associated to the core of monsoon region and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) patterns are based on multivariate EOF analysis (precipitation, humidity, zonal and meridional wind) which produces two main modes: the South American Large Scale Monsoon Index (LISAM) and the SACZ mode. The Atlantic Intertropical Convergence Zone (A-ITCZ) positioning index (wind stress and moisture divergence methods) and the variability modes were identified through EOF analysis. The LISAM and SACZ modes show that the TraCE-21k and IPSL represents the SAMS and SACZ patterns and the comparison to the 20th Century reanalysis EOF analysis show significant agreement. The TraCE-21k LISAM and A-ITCZ time series proved to be an important instrument to identify monsoon precipitation variability, consistent with the regime changes registered in climatic proxies. The freshwater pulses forcing in TraCE-21k is a determining factor for the observed changes in the precipitation regime and A-ITCZ positioning, mainly for the periods between the Heinrich Stadial 1 (H1) and the Younger Dryas (YD). The A-ITCZ pattern presents a double band in the subperiods of the past 21ky, with the secondary band appearing mainly when the A-ITCZ position is southward, during cold periods (H1 and YD). Changes in the hemispheric total radiative flux at the top of the atmosphere are confirmed to be a determining factor for the A-ITCZ changes in the last 21ky, in agreement with recent theories on the ITCZ dynamical control. The results show that the observed and modelled SACZ southward shift in the Late Holocene is mainly modulated by insolation changes, with stronger correlation observed since the Mid-Holocene period. Through wavelet analysis, it was noted that energy was transferred from low to high frequencies in the Bølling–Allerød, evidenced in SAMS, SACZ and A-ITCZ modes for the full forcing and freshwater pulse experiments in the Northern Hemisphere. In agreement with the observational studies, the importance in the recent period of the observed multidecadal variability, associated with the Pacific and Atlantic modes, in the LISAM, SACZ and A-ITCZ positioning began in the Middle Holocene period, with direct influences by the orbital forcing and ice cover changes, and these results are consistent with previous studies.

**Keywords:** Paleoclimate; LISAM; Variability; South America; Single Forcings.



## Lista de Figuras

- Figura 2.1** Desvio padrão da radiação de onda longa nos meses de verão entre o período de 1979-1996. Também identificadas a subdivisão das áreas da ZCAS em Amazônica, Costeira e Oceânica. Figura extraída de Carvalho et al. (2002). ----- 11
- Figura 2.2.** Entrada de energia no TOA e sua relação com o fluxo de energia através do equador. AHTEQ e OHTEQ são o transporte de calor atmosférico e oceânico através do equador, respectivamente. Os números são estimativas obtidas no estudo usando reanálise observacional e dados de satélite. As barras de erro de todos os fluxos são da ordem de  $\pm 0,1$  PW. Figura extraída de Marshall et al. (2014). ----- 15
- Figura 2.3.** Transporte de calor para norte feito pela AMOC (MHT; linha azul) e quantidade de calor transferida através do vazamento das Agulhas (AL; linha vermelha). Figura extraída de Kelly et al. (2016).----- 16
- Figura 2.4.** Representação esquemática dos padrões de precipitação durante a Anomalia Medieval do Clima (MCA) e a Pequena Idade do Gelo (LIA) baseado em reconstruções paleoclimáticas na América do Sul. Figura extraída de Apaéstegui et al. (2018) ----- 18
- Figura 3.1.** (a) descargas de água doce nos hemisférios Norte (linha vermelha) e Sul (linha azul;  $1 \text{ m kyr}^{-1}$  = equivale à um aumento do nível do mar em 1 metro a cada 1000 anos =  $0.0115 \text{ Sv}$ ) (HE, 2011). (b) Locais onde ocorrem a injeção dos fluxos de água doce nas simulações do TraCE-21k. Figura extraída de Marson et al. (2014). ----- 24
- Figura 3.2.** Taxa de precipitação média durante o verão austral (Dezembro-Fevereiro) para: a) os últimos 1000 anos do TraCE-21k; b) média dos últimos 1000 anos do modelo IPSL; c) média entre 1836 e 2015 da R20C; b) média de longo termo do GPCP entre 1981 e 2010. ----- 25
- Figura 3.3.** Esquema ilustrativo dos dados de entrada para o LISAM. Adaptado de Custódio (2017). ----- 27
- Figura 3.4.** Balanço de energia global (BEG), na atmosfera (BEA) e em superfície (BES) do sistema climático: a) FSNT: saldo de radiação solar no topo do modelo; b) FLNT: saldo de radiação de onda longa no topo do modelo; c) FSNS: saldo de radiação solar em superfície; d) FLNS: saldo de radiação de onda longa em superfície. Adaptado de Wiin-Nielsen (1977). ----- 29
- Figura 3.5.** Divisão de regiões para análise da precipitação sobre a América do Sul para o modelo IPSL, sendo: (a) Amazônica (AMZ); (b) Nordeste do Brasil (NEB); (c) Sudeste do Brasil (SEB).----- 30
- Figura 4.1.** Padrão espacial obtido entre a correlação da série temporal dos coeficientes de expansão da EOF com a precipitação da R20C para o período histórico, sendo: a) padrão espacial do primeiro modo (EOF1); b) padrão espacial do segundo modo (EOF2). Também é mostrado a localização dos proxies climáticos das cavernas de Botuverá (BOT), Jaraguá (JAR), Lapa Sem Fim (LSF), Lapa Grande (LG), Paixão (PAI), Rainha (RAI) e Paraíso (PAR). ----- 31
- Figura 4.2.** Série temporal dos coeficientes de expansão da análise de componentes principais na R20C, sendo: a) EOF1; b) EOF2. Linha contínua preta representa o teste de mudança de regime aplicado em cada uma das séries temporais (RODIONOV, 2004, 2006). ----- 32
- Figura 4.3.** Transformada de ondeleta e espectro de potência para a série temporal da (a) EOF1 e (b) EOF2. 34
- Figura 5.1.** Padrão espacial obtido entre a correlação da série temporal dos coeficientes de expansão da EOF com as variáveis estudadas durante o período dos últimos 21.000 anos. A primeira (segunda) coluna refere-se aos padrões espaciais encontrados com o primeiro (segundo) modo da EOF1 (EOF2), para as variáveis: a) e d) Precipitação; b) e e) Vento zonal; c) e f) Vento meridional. Também é indicada a localização dos proxies climáticos das cavernas de Botuverá (BOT), Jaraguá (JAR), Lapa Sem Fim (LSF), Lapa Grande (LG), Paixão (PAI), Rainha (RAI) e Paraíso (PAR) nos padrões de precipitação. ----- 36
- Figura 5.2.** Comparação entre as series temporais dos coeficientes de expansão dos modos do LISAM (a), com a variação isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  das cavernas: b) Lapa Sem Fim (LSF19 + LSF15 + LSF3; AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2015, 2018); c) Botuvera (CRUZ et al., 2009); d) Lapa Grande (LG3 + LG11; AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2011; STRÍKIS et al., 2018); e) Jaraguá (JAR2+ JAR7 + JAR14; NOVELLO et al., 2019); f) Paixão (STRÍKIS et al., 2015, 2018); g) Paraíso (PAR1 + PAR3 + PAR16 + PAR7; NOVELLO et al., 2021; WANG et al., 2017); h) Rainha (CRUZ et al., 2009; UTIDA et al., 2020). **LH:** Holoceno Tardio; **MH:** Holoceno Médio; **IH:** Holoceno Inicial; **YD:** Younger Dryas; **BA:** Bølling-Allerød; **HI:** Heinrich Stadial 1. ----- 37

**Figura 5.3.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo de variabilidade do LISAM aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). Também é mostrado a localização dos proxies climáticos das cavernas de: **BOT:** Botuverá; **JAR:** Jaraguá; **LSF:** Lapa Sem Fim; **LG:** Lapa Grande; **PAI:** Paixão; **RAI:** Rainha; **PAR:** Paraíso. ----- 40

**Figura 5.4.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo de variabilidade do LISAM aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). Também é mostrado a localização dos proxies climáticos das cavernas de: **BOT:** Botuverá; **JAR:** Jaraguá; **LSF:** Lapa Sem Fim; **LG:** Lapa Grande; **PAI:** Paixão; **RAI:** Rainha; **PAR:** Paraíso. ----- 44

**Figura 5.5.** Padrão espacial da EOF1 da precipitação aplicados nos experimentos single forcings do TraCE-21k, sendo: a) Full Forcing (FULL); b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF); c) Forçante orbital (ORB); d) Gases do efeito estufa (GHG); e) Cobertura de gelo (ICE). ----- 46

**Figura 5.6.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF1 para cada experimento. ----- 47

**Figura 5.7.** Padrão espacial da EOF2 da precipitação aplicados nos experimentos single forcings do TraCE-21k, sendo: a) Full Forcing; b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte; c) Forçante orbital; d) Gases do efeito estufa; e) Cobertura de gelo. ----- 48

**Figura 5.8.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF2 para cada experimento. ----- 48

**Figura 5.9.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF1 para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE. ----- 49

**Figura 5.10.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF2 para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE. ----- 50

**Figura 5.11.** Análise de ondeletas aplicadas na EOF1 para os períodos do TraCE-21k FULL, sendo: a) LH; b) MH; c) EH; d) YD; e) BA; f) H1. ----- 51

**Figura 5.12.** Idem a Figura 5.11, mas para a EOF2. ----- 52

**Figura 6.1.** Padrão espacial obtido entre a correlação da série temporal dos coeficientes de expansão da EOF com as variáveis estudadas durante o período dos últimos 21.000 anos. A primeira (segunda) coluna refere-se aos padrões espaciais encontrados com o primeiro (segundo) modo da EOF1 (EOF2), para as variáveis: a) e b) Precipitação; c) e d) Vento zonal; e) e f) Vento meridional. Também é mostrado a série temporal (g), normalizada pelo desvio padrão, para a EOF1 (linha preta) e EOF2 (linha vermelha). ----- 56

**Figura 6.2.** Série temporal da posição média da A-ZCIT (média longitudinal do Atlântico Tropical) durante o verão austral, para o critério de divergência de umidade (linha preta) e estresse do vento (linha vermelha). -- 59

**Figura 6.3.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo (EOF1) de variabilidade da CT-ZCIT aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). ----- 60

**Figura 6.4.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo (EOF2) de variabilidade da CT-ZCIT aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). ----- 62

**Figura 6.5.** Posição anual média da A-ZCIT calculada utilizando os métodos da divergência de umidade (a) e do estresse meridional do vento (b) para cada subperíodo. **H1:** Heinrich Stadial 1 (azul); **BA:** Bølling–Allerød (vermelho); **YD:** Younger Dryas (amarelo); **EH:** Holoceno Inicial (roxo); **MH:** Holoceno Médio (verde); **LH:** Holoceno Tardio (azul claro). ----- 63

**Figura 6.6.** Divergência da umidade média, integrada entre 1000 e 850 hPa, para os subperíodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). ----- 64

- Figura 6.7.** Padrão espacial da EOF1 da precipitação da CT-ZCIT aplicados nos experimentos single forcings do TraCE-21k, sendo: a) Full Forcing (FULL); b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF); c) Forçante orbital (ORB); d) Gases do efeito estufa (GHG); e) Cobertura de gelo (ICE).----- 66
- Figura 6.8.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF1 para cada experimento. ----- 66
- Figura 6.9.** Padrão espacial da EOF2 da precipitação da CT-ZCIT aplicados nos experimentos single forcings do TraCE-21k, sendo: a) Full Forcing (FULL); b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF); c) Forçante orbital (ORB); d) Gases do efeito estufa (GHG); e) Cobertura de gelo (ICE).----- 67
- Figura 6.10.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF2 para cada experimento. ----- 67
- Figura 6.11.** Série temporal da posição da A-ZCIT (média longitudinal) durante o verão austral, para o critério de (a) divergência de umidade e (b) estresse do vento. ----- 68
- Figura 6.12.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF1 do CT-ZCIT para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.----- 69
- Figura 6.13.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF2 do CT-ZCIT para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.----- 69
- Figura 6.14.** Análise de ondeletas aplicadas na EOF1 da CT-ZCIT para os períodos do TraCE-21k FULL, sendo: a) LH; b) MH; c) EH; d) YD; e) BA; f) HI. ----- 70
- Figura 6.15.** Análise de ondeletas aplicadas na EOF2 da CT-ZCIT para os períodos do TraCE-21k FULL, sendo: a) LH; b) MH; c) EH; d) YD; e) BA; f) HI. ----- 71
- Figura 6.16.** Balanço de Energia Anual, dos últimos 21ka, integrado no Globo (azul), Hemisfério Sul (magenta) e Hemisfério Norte (amarelo).----- 72
- Figura 6.17.** (a) Transporte de calor para norte (linha roxa), feito pelo oceano, integrado entre as latitudes de 30°S e 0° e o gradiente inter-hemisférico da temperatura da superfície (linha vermelha). (b) Transporte de calor para norte (linha roxa), feito pelo oceano, no equador. ----- 73
- Figura 6.18.** Transporte de calor para norte para os subperíodos dos últimos 21ka do TraCE-21k FULL. **HI:** Heinrich Stadial 1 (azul); **BA:** Bølling–Allerød (vermelho); **YD:** Younger Dryas (amarelo); **EH:** Holoceno Inicial (roxo); **MH:** Holoceno Médio (verde); **LH:** Holoceno Tardio (azul claro). ----- 74
- Figura 7.1.** Padrão espacial do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOF combinada. Correlação entre a série temporal dos coeficientes de expansão e as variáveis utilizadas para elaboração do modo. ----- 76
- Figura 7.2.** (a) Série temporal filtrada (passa baixa 60 meses) dos coeficientes de expansão da EOF1. Espectro de potência (b) e espectro global (c) da análise de ondeleta da EOF1. ----- 78
- Figura 7.3.** Correlação entre a série temporal da precipitação nas regiões AMZ (a), NEB (b) e SEB (c) com a anomalia de temperatura da superfície do mar.----- 80
- Figura I.1.** Padrões espaciais da EOF1 aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável vento meridional, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (HI). ----- 105
- Figura I.2.** Padrões espaciais da EOF1 aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável vento zonal, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (HI). ----- 106
- Figura I.3.** Padrões espaciais da EOF2 aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável vento meridional, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (HI). ----- 107
- Figura I.4.** Padrões espaciais da EOF2 aplicado no TraCE-21k Full Forcing na variável vento zonal, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (HI). ----- 108
- Figura II.1.** Posição anual média da ZCIT calculada utilizando os métodos da divergência de umidade (primeira coluna) e do estresse meridional do vento (segunda coluna) para os experimentos single forcing, sendo: (a) e (b) MWF; (c) e (d) ORB; (e) e (f) GHG; (g) e (h) ICE. ----- 109

## VIII

**Figura II. 2.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da posição média da A-ZCIT, calculada pelo método DIVQ, para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE. ----- 110

**Figura II. 3.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da posição média da A-ZCIT, calculada pelo método TAUU, para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE. ----- 110



## Lista de Tabelas

<b>Tabela 3.1.</b> <i>Simulações utilizadas do TraCE-21k, forçantes transientes; forçantes e condições de fronteira constantes; e período disponível (HE, 2011).</i> -----	22
<b>Tabela 3.2.</b> <i>Separação dos diferentes períodos dentro dos últimos 21.000 anos com base em Marson et al. (2014) e Walker et al. (2019).</i> -----	23
<b>Tabela 3.3.</b> <i>Proxies paleoclimáticos utilizados para comparação com resultados obtidos</i> -----	26



## Lista de Abreviaturas

<b>AGCM</b>	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
<b>AMO</b>	Oscilação Multidecadal do Atlântico
<b>AMOC</b>	Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico
<b>AS</b>	América do Sul
<b>ATN</b>	Atlântico Tropical Norte
<b>ATS</b>	Atlântico Tropical Sul
<b>A-ZCIT</b>	Zona de Convergência Intertropical do Atlântico
<b>BA</b>	Bølling–Allerød
<b>CAM</b>	Região Central da Bacia Amazônica
<b>CMIP6</b>	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 6</i>
<b>COB</b>	Região Centro-Oeste do Brasil
<b>CT-ZCIT</b>	Índice Adaptado da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico
<b>DIV-ZCIT</b>	Índice de posicionamento da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico, pelo método da divergência de umidade
<b>EH</b>	Holoceno Inicial
<b>ENOS</b>	El Niño – Oscilação Sul
<b>EOF</b>	Funções Ortogonais Empíricas
<b>FULL</b>	<i>TraCE-21k Full Forcing</i>
<b>GHG</b>	Gases do Efeito Estufa
<b>GPCP</b>	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
<b>H1</b>	Heinrich Stadial 1
<b>HN</b>	Hemisfério Norte
<b>HS</b>	Hemisfério Sul
<b>ICE</b>	Manto de Gelo
<b>IPSL</b>	<i>Institut Pierre Simon Laplace</i>
<b>JBN</b>	Jatos de Baixos Níveis
<b>LGM</b>	Último Máximo Glacial

<b>LH</b>	Holoceno Tardio
<b>LISAM</b>	Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul
<b>LM</b>	Último Milênio
<b>MAS</b>	Modo Anular Sul
<b>MCA</b>	Anomalia Medieval do Clima
<b>MH</b>	Holoceno Médio
<b>MJO</b>	Oscilação de Madden-Julian
<b>MWF</b>	Fluxo de Água Doce
<b>N34</b>	Niño 3.4
<b>NAO</b>	Oscilação do Atlântico Norte
<b>NEB</b>	Região Nordeste do Brasil
<b>ORB</b>	Forçantes Orbitais
<b>PDO</b>	Oscilação Decadal do Pacífico
<b>PIG</b>	Pequena Idade do Gelo
<b>PMIP4</b>	<i>Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase III</i>
<b>PNA</b>	Oscilação Pacífico – América do Norte
<b>PR</b>	Precipitação
<b>PSA</b>	Oscilação Pacífico – América do Sul
<b>Q850</b>	Umidade específica em 850 hPa
<b>QBO</b>	Oscilação Quase-Bianual
<b>SASD</b>	Índice do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul
<b>SEB</b>	Região Sudeste do Brasil
<b>SMAS</b>	Sistema de Monção da América do Sul
<b>T850</b>	Temperatura em 850 hPa
<b>TDMR</b>	Teste Detecção de Mudança de Regime
<b>THC</b>	Circulação Termohalina
<b>TN</b>	Transporte de Calor para Norte no Equador
<b>TNA</b>	Índice do Atlântico Tropical Norte

<b>TNAS</b>	Transporte de Calor para Norte no Atlântico Sul
<b>TO</b>	Transformada de Ondeletras
<b>TraCE-21k</b>	<i>Transient Climate Evolution over the last 21.000 years</i>
<b>TSA</b>	Índice do Atlântico Tropical Sul
<b>TSM</b>	Temperatura da Superfície do Mar
<b>U850</b>	Componente zonal do vento em 850 hPa
<b>V850</b>	Componente meridional do vento em 850 hPa
<b>YD</b>	Younger Dryas
<b>ZCAS</b>	Zona de Convergência do Atlântico Sul
<b>ZCIT</b>	Zona de Convergência Intertropical
<b>ZCPS</b>	Zona de Convergência do Pacífico Sul
<b>ZCST</b>	Zonas de Convergência Subtropicais



# Sumário

<i>Lista de Figuras</i> -----	<b>V</b>
<i>Lista de Tabelas</i> -----	<b>IX</b>
<i>Lista de Abreviações</i> -----	<b>XI</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> -----	<b>I</b>
1.1. Objetivos-----	2
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> -----	<b>5</b>
2.1. Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS) -----	5
2.2. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) -----	9
2.3. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) -----	13
2.4. Paleoclimas da América do Sul-----	17
<b>3. DADOS E METODOLOGIA</b> -----	<b>21</b>
3.1. Dados Históricos -----	21
3.2. Dados de Modelos Climáticos -----	21
3.3. <i>Proxies</i> Climáticos -----	25
3.4. Metodologia-----	26
3.4.1. Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM) -----	26
3.4.2. Índice da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico-----	28
3.4.3. Localização da A-ZCIT -----	28
3.4.4. Balanço de energia global-----	29
3.4.5. Variabilidade temporal -----	30
<b>4. PERÍODO HISTÓRICO: PADRÕES E VARIABILIDADE DO SÉCULO 20.</b> -----	<b>31</b>
<b>5. OS ÚLTIMOS 21,000 ANOS: PADRÕES E VARIABILIDADE DOS MODOS SMAS E ZCAS</b> -----	<b>35</b>
5.1. A monção nos últimos 21.000 anos no TraCE-21k <i>Full Forcing</i> -----	35
5.2. Padrões espaciais do LISAM nos subperíodos -----	38
5.3. Impactos dos experimentos TraCE-21k <i>single forcings</i> no SMAS -----	46
5.4. Variabilidade multidecadal e milenar-----	49
<b>6. MECANISMOS ASSOCIADOS ÀS MUDANÇAS DA A-ZCIT</b> -----	<b>55</b>
6.1. Padrões e Variabilidade nos Períodos Passados-----	55
6.2. Padrões de variabilidade da A-ZCIT durante os subperíodos -----	59
6.3. Impacto dos experimentos TraCE-21k <i>single forcings</i> na A-ZCIT-----	65
6.4. Variabilidade multidecadal e milenar da A-ZCIT -----	68

6.5. Balanço de Energia-----	71
<b>7. SIMULAÇÕES TRANSIENTES DO MODELO IPSL DURANTE O HOLOCENO. -</b>	<b>75</b>
<b>8. CONCLUSÕES -----</b>	<b>83</b>
8.1 Sugestões de trabalhos futuros-----	89
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----</b>	<b>91</b>
<i>Anexo I. Padrões espaciais do vento zonal e meridional para os modos LISAM e ZCAS --</i> -----	<i>105</i>
<i>Anexo II. Impacto dos experimentos single forcings na posição da A-ZCIT-----</i>	<i>109</i>



# 1. INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas globais são influenciadas pela variabilidade natural do sistema terrestre e pela forçante climática antropogênica. Simulações de Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (AGCM) servem para estudar e discernir a origem das variabilidades relacionadas às mudanças climáticas. Os AGCMs são modelos acoplados do sistema terrestre e, com base em condições pré-estabelecidas de forçantes climáticas, fornecem cenários das mudanças para o futuro (IPCC, 2013). Durante o quarto relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC) houve uma iniciativa em utilizar modelos climáticos para simulações do passado, buscando entender o papel da variabilidade natural e verificar se as projeções futuras já foram ou não observadas durante o passado. O desempenho dos modelos para o passado é validado através de registros paleoclimáticos, os quais fornecem indícios da variabilidade natural e contém um período maior de observações (BRACONNOT et al., 2012).

Diversos estudos utilizaram as simulações da terceira e quinta fase do Projeto de Intercomparação de Modelos Climáticos (CMIP) para estudar as características da estação chuvosa na América do Sul durante o período histórico (BOMBARDI; CARVALHO, 2009; GULIZIA; CAMILLONI; DOYLE, 2013; JONES; CARVALHO, 2013; KITO et al., 2013; SETH; ROJAS; RAUSCHER, 2010; VERA et al., 2006; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016, CUSTÓDIO, 2017) e o passado (CUSTÓDIO; SILVA DIAS, 2017; DEWES; SILVA DIAS, 2007; MELO; MARENGO, 2008; PRADO; WAINER; CHIESSI, 2013; ROJAS et al., 2016; SHIMIZU et al., 2020; SILVA DIAS et al., 2009).

Em particular, Custódio (2017) utilizou os modelos pertencentes ao CMIP5 para estudar o Sistema Monçônico da América do Sul e os extremos de precipitação na região Sudeste do Brasil durante o Último Milênio (LM) e encontrou que os modelos climáticos do CMIP5 tendem a simular uma banda dupla da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) do Atlântico durante o período histórico. Isso também foi observado em outros estudos utilizando alguns modelos diferentes do CMIP5 (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; JONES; CARVALHO, 2013; YIN et al., 2013) e aparenta ser um erro persistente desde o CMIP3 (BOMBARDI; CARVALHO, 2009).

Dentre as diversas simulações climáticas do passado, os experimentos com simulações transientes são cruciais na identificação das mudanças abruptas nos períodos passados. Em

particular, o experimento *Transient Climate Evolution over the Last 21.000 years* - TraCE-21k (HE, 2011) é um experimento que usa o CESM3 (desenvolvido pelo *National Center for Atmospheric Research*) forçado com os fluxos de água doce no Hemisfério Norte (HN) e Sul (HS). O TRACE21k captura as principais transições climáticas observadas nos últimos 21.000 anos. As simulações do TraCE-21k foram amplamente estudadas e seus resultados foram validados em diversos estudos através de reconstruções de registros paleoclimáticos, para os diferentes períodos englobados nos últimos 21.000 anos (HE et al., 2021; LIU et al., 2015, 2009, 2012; MOHTADI; PRANGE; STEINKE, 2016; WEN et al., 2016), inclusive para identificar a variabilidade da precipitação sobre a América do Sul e as variações de TSM no Atlântico Sul (AGUIAR et al., 2020; MARSON et al., 2014; SANTOS et al., 2022; VENANCIO et al., 2020b; WAINER et al., 2015, 2021).

Desta forma, o estudo paleoclimático através da modelagem com o TRACE21k fornece uma base para investigar as mudanças globais nos períodos passados, tanto em termos de precipitação, quanto as características da circulação atmosférica e seus componentes que influenciam os padrões de precipitação do passado de acordo com as forçantes naturais do clima.

### 1.1. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho identificar e caracterizar variabilidade temporal e espacial do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) durante os últimos 21.000 anos, com enfoque para as mudanças nos padrões de precipitação e deslocamento dos componentes da monção, tais como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a ZCIT. Os seguintes objetivos específicos são:

- a) Aplicar o Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM);
- b) Identificar os padrões de variabilidade do SMAS e da ZCAS durante os últimos 21.000 anos;
- c) Investigar a influência dos experimentos com forçantes climáticas isoladas do TRACE21k nos padrões encontrados;
- d) Analisar a variabilidade Multidecadal e Milenar;

- e) Identificar a variabilidade da ZCIT do Atlântico, assim como seu posicionamento nos períodos passados;
- f) Explorar a conexão entre o posicionamento da ZCIT do Atlântico e o balanço de energia do sistema, conforme Schneider et al. (2014); e
- g) Identificar o papel do transporte de calor inter-hemisférico na ZCIT e no SMAS.



## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo são apresentados os sistemas que compõem a precipitação monçônica sobre a América do Sul, assim como uma caracterização sobre o período dos últimos 21.000 anos. As referências gerais deste capítulo são Cavalcanti et al. (2016), Carvalho e Jones (2009, 2016), Melo et al. (2009), Cruz (2016), Walker et al. (2019) e Braconnot et al. (2019a, 2019b).

### 2.1. Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS)

O termo monção refere-se ao regime de precipitação com fortes contrastes sazonais entre a circulação atmosférica e a precipitação. Este regime ocorre principalmente nas regiões tropicais do globo e é frequentemente associado com o contraste entre continentes e oceanos ocasionados pelo aquecimento diferencial e, conseqüentemente, favorece uma inversão sazonal da direção dos ventos da circulação de grande escala (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; CORREA; ARIAS; ROJAS, 2021; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; GARCIA et al., 2017; GARCIA; KAYANO, 2009, 2013, 2015; GRIMM; SABOIA, 2015; LIEBMANN; MECHOSO, 2011; RAO; CAVALCANTI; HADA, 1996; VERA et al., 2006; ZHOU; LAU, 1998).

Os primeiros estudos sobre a circulação de monção foram feitos por Khuromov (1957), que construiu um índice de detecção com base nas mudanças da direção e frequência do vento predominante. Mais tarde, Ramage (1971) modificou a definição clássica e estabeleceu que os critérios para definição de um sistema monçônico com base no vento são: 1) Frequência média da direção dos ventos deve ser maior do que 40%; 2) A mudança predominante da direção do vento deve ser no mínimo 120° entre o verão e inverno; 3) A velocidade média do vento deve ser superior à 3 m.s<sup>-1</sup>. Tais definições mostraram-se suficientes para a detecção das monções que ocorrem na Ásia, África e Austrália, porém restritivas para a detecção na América do Sul (AS), uma vez que a inversão nos ventos médios não ocorre entre as estações de verão e inverno (RAMAGE, 1971).

Tendo como base os estudos clássicos, por que a AS possui um sistema de monção? Outros estudos mostraram que a monção possui outras forçantes, além da inversão da direção dos ventos. Um sistema de monção muitas vezes é chamado de brisa de grande escala devido à

similaridade com a brisa marítima. Moran e Morgan (1991) destacam que o aquecimento diferencial entre continente e oceano é o principal fator para o desenvolvimento da monção. O aquecimento induz o desenvolvimento de um sistema de baixa pressão sobre o continente durante o verão e, conseqüentemente, cria um gradiente horizontal de pressão que favorece o deslocamento do ar úmido da região oceânica em direção ao continente. O processo gera uma circulação termicamente induzida e pode ser explicada pelo Teorema da Circulação de Bjerkness (HOLTON, 1992).

Asnani (1993) define um novo modelo conceitual, no qual a formação do sistema de monção está associada com o deslocamento sazonal da insolação e do posicionamento da ZCIT, fazendo com que a região monçônica tenha uma ZCIT que varie entre as latitudes de 5°N e 5°S entre os meses de verão e inverno.

Apesar de não apresentar as reversões da direção do vento médio, a região tropical da AS possui características semelhantes àquelas definidas anteriormente. Dentre elas, o contraste da precipitação entre o verão chuvoso e inverno seco, além de características da circulação de altos níveis e da organização da precipitação na região Centro-Sudeste do Brasil (DÍAZ; SAURRAL; VERA, 2021; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; GARCIA; KAYANO, 2009; KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2012; VERA et al., 2006).

Desta forma, Zhou e Lau (1998) mostraram que o sistema de monção existe sobre a América do Sul e ele cumpre grande parte dos critérios determinados por Ramage (1971) e Asnani (1993). Os autores mostraram que a reversão sazonal da direção do vento na AS ocorre quando analisadas as anomalias do vento, sem a influência do ciclo anual, fazendo com que o escoamento em baixos níveis de nordeste do Atlântico adentre a região tropical da AS durante o verão austral. Os ventos em baixos níveis (alísios) encontram a barreira orográfica da Cordilheira dos Andes e acabam sofrendo uma mudança na direção (para vento norte/noroeste), originando o Jato de Baixos Níveis (JBN) em direção a região da Baixa do Chaco sobre a região central da AS ou em direção ao sudeste da América do Sul, chegando ao sul/sudeste do Brasil. Em contrapartida, uma circulação anticiclônica (denominada de Alta da Bolívia) é formada em altos níveis em resposta à região de maior convecção, sendo um dos principais sistemas para formação da ZCAS (GAN; RODRIGUES; RAO, 2009; GANDU; SILVA DIAS, 1998; GRIMM; VERA; MECHOSO, 2005; SILVA DIAS; SCHUBERT; DEMARIA, 1983). O oposto é observado durante o inverno austral.

O SMAS tem início com precipitação ocorrendo sobre o noroeste da região Amazônica (CAM), propagando-se para o Centro-Oeste (COB) e sudeste do Brasil (SEB) no final de setembro e início de outubro. Entre novembro e fevereiro, o SMAS atinge a fase madura, na qual o principal sistema convectivo atuante é a ZCAS, com a fase de decaimento iniciando em março, devido à migração da convecção e da ZCIT, até chegar na fase inativa do SMAS durante o inverno, com a precipitação restrita nas regiões equatoriais e no extremo noroeste da Amazônia, deixando assim as regiões COB e SEB secas devido ao término do período chuvoso (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; GARCIA; KAYANO, 2009; KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2012; RAO; CAVALCANTI; HADA, 1996; VERA et al., 2006, 2018).

A precipitação monçônica também está associada com a circulação atmosférica e apresenta alguns padrões característicos durante as fases do SMAS. Em particular, as transições entre o início e fim da estação chuvosa sobre o COB ocorrem devido a mudança de sinal do vento zonal em 850 e 200 hPa, com os ventos sendo de oeste (leste) em 850 (200) hPa durante a estação chuvosa, o oposto é observado durante a estação seca. Além disso, durante a estação seca (chuvosa) ocorre o mínimo da umidade em baixos níveis, associado à um aumento da temperatura de superfície, com o aumento da umidade ocorrendo antes ao início da estação chuvosa (GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004).

Silva e Carvalho (2007) utilizaram as características do SMAS definidas por Gan et al. (2004) para criar o Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM em inglês). O LISAM é uma análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) combinando a variável precipitação com a circulação de baixos níveis (vento zonal e meridional em 850 hPa) e a umidade específica em 850 hPa em um único índice, incorporando os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos associados com o SMAS. Os autores definem que o primeiro modo da EOF (EOF1), que possui a maior variância explicada, representa a estrutura espacial associada ao SMAS, enquanto o segundo modo representa a estrutura associada com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) oceânica. Além disso, a série temporal dos coeficientes de expansão da EOF1 também pode ser utilizada para definir as datas de início e fim da estação chuvosa, através do ponto de inversão de sinal da série temporal e, conseqüentemente, usada também para definir a duração da estação chuvosa.

Apesar do SMAS ser o principal sistema meteorológico da estação chuvosa da AS, ele também sofre variações durante os meses de verão, com fases ativas e inativas dependentes de outras forçantes internas, tornando cada estação chuvosa diferente uma da outra (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002, 2004; JONES; CARVALHO, 2002; MARENGO et al., 2012). Gan et al. (2004) e Grimm et al. (2005) definem que a fase ativa do SMAS está associada com a incursão de sistemas frontais de altas latitudes para região do SEB, os quais exercem um papel essencial na organização da convecção associada a ZCAS. Já a fase inativa ocorre quando os sistemas frontais não se deslocam até o SEB e, conseqüentemente, caracterizando uma pausa na precipitação. A fase ativa também é caracterizada pelo posicionamento do Jato de Baixos Níveis (JBN), que depende diretamente das anomalias de vento de oeste na CAM, favorecendo o deslocamento do JBN para o SEB (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016).

A qualidade (do ponto de vista da regularidade) e a intensidade do SMAS também estão relacionadas com as variações em escala intrasazonais, principalmente associadas com a Oscilação de Madden-Julian (MJO) que, dependendo da sua fase, vai favorecer ou não a precipitação do SMAS (CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; CARVALHO et al., 2016; FERREIRA; GAN, 2011; JONES; CARVALHO, 2002; MAYTA et al., 2019; TOMAZIELLO; CARVALHO; GANDU, 2016; VERA et al., 2018). Além disso, a monção também varia nas demais escalas temporais, tais como: a) escala sinótica, devido a influência das ondas de leste do Atlântico (CHOU et al., 1990; COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995; TORRES, 2008), dos sistemas frontais, destacado anteriormente, e das variações do JBN (REBOITA et al., 2021); b) escala interanual, devido as condições das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) (CAI et al., 2020; DRUMOND; AMBRIZZI, 2006; GRIMM, 2003; GRIMM; AMBRIZZI, 2009; ROBERTSON; MECHOSO, 2000), circulação de grande escala (GRIMM; AMBRIZZI, 2009; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; MO, 2000a; VERA et al., 2006), fluxo de vapor d'água (CARVALHO et al., 2011; GARCIA et al., 2017; GARCIA; KAYANO, 2015) e o posicionamento das zonas de convergência subtropicais – ZCAS e Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; COELHO et al., 2016; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; REBOITA et al., 2021).

Outra importante quase-periodicidade de variação do SMAS é observada na escala multidecadal, principalmente associada à influência dos padrões de oscilação dos oceanos Pacífico e Atlântico (REBOITA et al., 2021). Dentre elas, destaca-se a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) (CHEN; ZHAO; ZHANG, 2021; CHIANG; VIMONT, 2004; CHIESSI et al.,



2009; MANTUA; HARE, 2002) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) (ANTONOV; LEVITUS, 2006; APAÉSTEGUI et al., 2014; CHIANG; VIMONT, 2004; CHIESSI et al., 2009; NOVELLO et al., 2012; REBOITA et al., 2021; VUILLE et al., 2012).

## 2.2. Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Assim como destacado anteriormente, as fases ativas do SMAS estão intrinsecamente associadas com a ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul. A banda de convecção da ZCAS apresenta altas taxas de precipitação e com orientação noroeste-sudeste, estendendo-se da região da CAM para o oceano Atlântico adjacente ao SEB (CARVALHO; JONES, 2009; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002, 2004; CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012; KODAMA, 1992, 1993).

Segundo Kodama (1992, 1993), existem três principais zonas de convergências subtropicais, dentre as quais destacam-se a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e do Atlântico Sul (ZCAS). Kodama define que as zonas de convergência são regiões com altas taxas de precipitação mensal de verão e possui características em comum, tais como a orientação NW/SE da banda convectiva a partir das regiões de grande atividade convectiva, assim como sua formação a leste do cavado semi-estacionário e ao longo dos jatos subtropicais. Além disso, são regiões baroclínicas, com significativo gradiente de temperatura e umidade em baixos níveis, devido ao encontro das massas de ar tropicais (úmidas) com as massas de ar polares (seca).

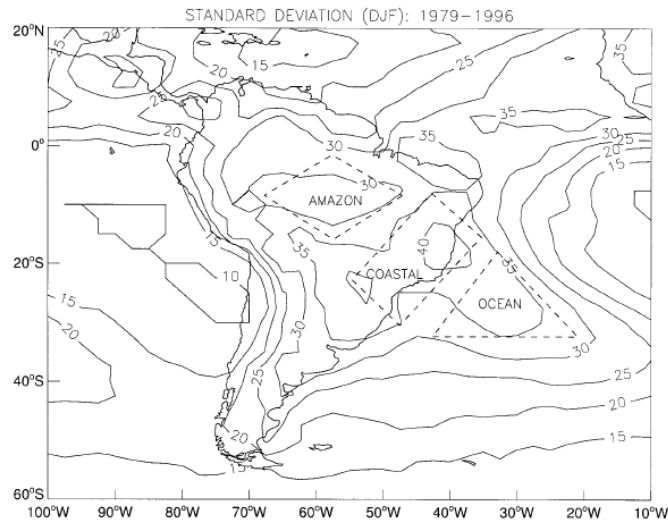
Grimm e Silva Dias (1995), estudaram a interação trópicos-extratrópicos através da aplicação das funções de influência na circulação de altos níveis. Os autores encontraram que o posicionamento da ZCAS também é modulado pelo posicionamento da ZCPS, através de trens de ondas. Durante eventos do El Niño – Oscilação Sul (ENOS), o deslocamento para sudeste da ZCPS induz anomalias positivas da função de corrente (cavado) sobre a região do Sudeste da AS, relacionado com convecção anômala na ZCAS o que, por sua vez, pode produzir anomalias de linha de corrente em outras regiões do Hemisfério Sul (teleconexões).

A ZCAS desempenha um importante papel no balanço e transferência de calor, momento e umidade nas regiões tropicais. De modo geral, a banda convectiva associada a ZCAS possui um padrão do tipo gangorra: quando ativa, o ramo descendente da circulação

induzida pela convergência na banda desloca-se para o sul da AS e região do NEB. Já em eventos fracos ou inativos da ZCAS durante o verão, favorece o aumento da precipitação sobre as planícies subtropicais da AS (CASARIN; KOUSKY, 1986; GANDU; SILVA DIAS, 1998; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; KODAMA, 1992, 1993; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; VERA et al., 2006). Através do estudo do impacto na circulação ocasionado pelas fontes de calor tropicais na AS, Gandu e Silva Dias (1998) encontraram que a assimetria da fonte de calor (i.e., a forma elíptica) referente à ZCAS é o principal fator que contribui para o surgimento da subsidência no Sul do Brasil durante os eventos ativos da ZCAS.

Segundo Carvalho et al (2002), a ZCAS pode ser subdividida em três tipos (Figura 2.1), devido à estrutura, ocorrência e frequência de extremos climáticos: (a) ZCAS “Amazônica”: região de máxima atividade convectiva e mínima variabilidade subsazonal; (b) ZCAS “Costeira”: ocorre principalmente na região das planícies baixas do SEB e vale do Paraná; (c) ZCAS “Oceânica”: extensão da banda convectiva sobre o Oceano Atlântico Sul, principalmente influenciado pela incursão de frentes frias, influenciando a região das planícies altas do SEB e Serra da Mantiqueira. A ZCAS Costeira e Oceânica são as regiões que apresentam a maior variância subsazonal. Carvalho et al. (2004) estudaram as escalas de variabilidade da ZCAS. De modo geral, os autores identificaram que a intensidade das regiões da ZCAS Amazônica e Costeira independem da extensão sobre o oceano, podendo haver convecção associada a ZCAS Oceânica, independente da estrutura nas demais regiões da ZCAS. Em contrapartida, a extensão da ZCAS no Oceano Atlântico é um importante catalizador para o surgimento do padrão do tipo gangorra na convecção, destacado anteriormente. Os autores também destacam que a propagação de trens de ondas associados à MJO pode desencadear a banda convectiva oceânica, padrão semelhante àquele destacado por Grimm e Silva Dias (1995).

Uma das formas de identificar as mudanças no padrão da ZCAS é através da aplicação do LISAM, que é uma importante ferramenta para identificar os padrões associados ao SMAS. Silva (2009) demonstra que o segundo modo da análise de EOF (EOF2) apresenta um dipolo meridional que representa o padrão espacial associado com a ZCAS oceânica. Em particular, os autores destacam que a EOF2 apresenta um desacoplamento da precipitação da região monçônica, também em função da representatividade da incursão de sistemas frontais, os quais influenciam o desenvolvimento e organização da ZCAS oceânica.



**Figura 2.1** Desvio padrão da radiação de onda longa nos meses de verão entre o período de 1979-1996. Também identificadas a subdivisão das áreas da ZCAS em Amazônica, Costeira e Oceânica. Figura extraída de Carvalho et al. (2002).

Como destacado anteriormente, a ZCAS possui modulações de intensidade e posicionamento em diversas escalas de tempo, assim como observado no SMAS. A escala sinótica contribui para a organização e intensificação da convecção da AS durante o verão e, conseqüentemente, para a formação da ZCAS (CARVALHO; JONES, 2009; GARREAUD; WALLACE, 1998). A escala intrasazonal (10 a 60 dias) é responsável por grande parte da variância explicada pela MJO, cuja escala de variabilidade temporal é de 30 a 60 dias (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; FU; ARIAS; WANG, 2016; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997), enquanto os períodos com escala de 10 a 30 dias são associados, normalmente, com a propagação dos trens de ondas de Rossby de latitudes médias, iniciados devido ao aumento da convecção da ZCPS (GRIMM; SILVA DIAS, 1995; VERA et al., 2018).

A modulação da ZCAS na escala interanual é associada principalmente com a ocorrência dos eventos ENOS (El Niño/Oscilação Sul) e mudanças da temperatura de superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico. O fenômeno El Niño atuante durante os meses de verão contribui para o aumento da precipitação sobre o sudeste da AS (DRUMOND; AMBRIZZI, 2006; GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; JONES; CARVALHO, 2002; REBOITA et al., 2021). Em particular, Grimm (2003, 2004), utilizando a metodologia das funções de influência para estudar os impactos das fases do ENOS no SMAS, destacou que os eventos de El Niño (La Niña) desencadeiam anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre a região do Sul do Brasil, enquanto a região da ZCAS apresenta anomalias negativas (positivas), estabelecendo

o padrão de dipolo entre o Sul e SEB. A conectividade da precipitação no sudeste da AS durante os eventos de El Niño, está associada ao deslocamento da convecção na região do ENOS que, por sua vez, modifica os trens de ondas associado com o padrão Pacífico – América do Sul (PSA), favorecendo a precipitação sobre o Sul do Brasil (DRUMOND; AMBRIZZI, 2006; MO, 2000b; REBOITA et al., 2021).

A posição e intensidade da banda convectiva da ZCAS também é influenciada pelas anomalias de TSM do Atlântico Sul (BARROS et al., 2000; BOMBARDI; CARVALHO; JONES, 2014; CHAVES, 2004; JORGETTI; SILVA DIAS; FREITAS, 2014; REBOITA et al., 2021; ROBERTSON; MECHOSO, 2000). Os eventos da ZCAS com posicionamento mais a norte (ZCASN), do que sua posição climatológica, são influenciados pelas anomalias positivas (negativas) de TSM próximo a costa do Uruguai e Argentina (SEB). Já os eventos de posicionamento da ZCAS mais a sul (ZCASS) ocorrem quando as anomalias da TSM no Atlântico tropical são negativas e positivas na região dos subtropicais, semelhante ao padrão positivo do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (SASD) (BARROS et al., 2000; BOMBARDI; CARVALHO; JONES, 2014; CHAVES, 2004; JORGETTI; SILVA DIAS; DE FREITAS, 2014). De fato, diversos estudos mostram que o SASD desempenha um importante papel na definição do posicionamento da ZCAS, em particular, a fase positiva (negativa) do SASD contribui para o deslocamento da ZCAS para sul (norte) aumentando as chuvas na região do Sul (Nordeste) do Brasil (BOMBARDI; CARVALHO; JONES, 2014; JORGETTI; DA SILVA DIAS; DE FREITAS, 2014; REBOITA et al., 2021; WAINER et al., 2015, 2021).

Segundo Jorgetti et al. (2014), a formação da ZCASN é forçada pelo oceano, fazendo com que ocorra mudanças na pressão atmosférica, com o desenvolvimento de uma região de baixa pressão, que por sua vez favorece a formação da banda convectiva sustentada pelo transporte de umidade em direção à região de baixa pressão. Já durante os eventos de ZCASS, a atmosfera modula as variações oceânicas através do mecanismo de *feedback* negativo entre nuvens e TSM (CHAVES, 2004). O *feedback* ocorre quando a ZCASS possui uma maior intensidade na cobertura de nuvens sobre a região da costa do SEB, ocasionando um efeito de resfriamento radiativo (radiação solar atenuada devido a nebulosidade) da TSM na costa. Assim, as anomalias de TSM na costa do sudeste tendem a ficar negativas e ajudam a enfraquecer a banda convectiva da ZCASS. Portanto, conforme mostrado anteriormente, o posicionamento e intensidade da ZCAS ajuda a definir como será a estação chuvosa nas regiões de influência do SMAS.

### 2.3. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é uma banda de nuvens convectivas que se estende em uma faixa latitudinal ao longo do equador. Esta banda apresenta expressiva sazonalidade na sua posição que é fortemente dependente do hemisfério de verão e dos fatores que controlam a intensificação ou desintensificação dos ventos alísios e da célula de Hadley (MELO et al., 2009). A ZCIT no oceano Atlântico equatorial migra de sua posição mais a norte ( $\sim 14^{\circ}\text{N}$ ) para sua posição mais ao sul ( $\sim 2^{\circ}\text{S}$ ) nos meses de março-abril, podendo atingir até  $5^{\circ}\text{S}$  de latitude em anos considerados chuvosos no NEB (BARBOSA; CORREIA, 2005; CITEAU et al., 1988; DE MELO et al., 2002; GEEN et al., 2020; MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009; UVO, 1989; ZHANG et al., 2021).

Coelho et al. (2004) afirmam que a ZCIT apresenta uma estrutura que consiste em um conjunto de variáveis que atuam simultaneamente (ou com uma determinada defasagem) na faixa equatorial como: (a) a Zona de Confluência dos Alísios (ZCA) de sudeste e nordeste; (b) o cavado equatorial; (c) a zona de máxima temperatura da superfície do mar (TSM); (d) a área de máxima convergência de massa em baixos níveis; (e) a banda de nuvens convectivas. Diversos estudos mostraram que a ocorrência ou não destas características definem o posicionamento da ZCIT, assim como a qualidade da estação chuvosa no norte do Nordeste (HASTENRATH; HELLER, 1977; MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009; SOUZA; CAVALCANTI, 2009; UVO, 1989; ZHANG et al., 2021). Durante os meses de fevereiro a abril pode ocorrer a formação de uma banda dupla da ZCIT, associada com o aparecimento de uma segunda banda de nebulosidade ao sul da banda principal, o que favorece a precipitação na região Nordeste (UVO, 1989; MELO et al., 2009). É importante ressaltar que a ZCIT também é associada com às monções de verão sobre à Ásia, norte da Austrália e América do Sul (ASNANI, 1993; WALISER; GAUTIER, 1993).

O posicionamento da banda convectiva da ZCIT está fortemente relacionado com as anomalias de TSM e pelo perfil norte-sul da TSM no oceano Atlântico Tropical (COELHO; GAN; CONFORTE, 2004; GEEN et al., 2020; GREEN; MARSHALL; CAMPIN, 2019; LEE et al., 2011; MCGEE et al., 2014, 2018; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020; NOBRE; SRUKLA, 1996; SAHA, 1971; SOUZA; CAVALCANTI, 2009). Por exemplo, Broccoli et al. (2006) utilizaram modelos acoplados para estudar a resposta da ZCIT à uma forçante de resfriamento no Hemisfério Norte e encontraram que o resfriamento

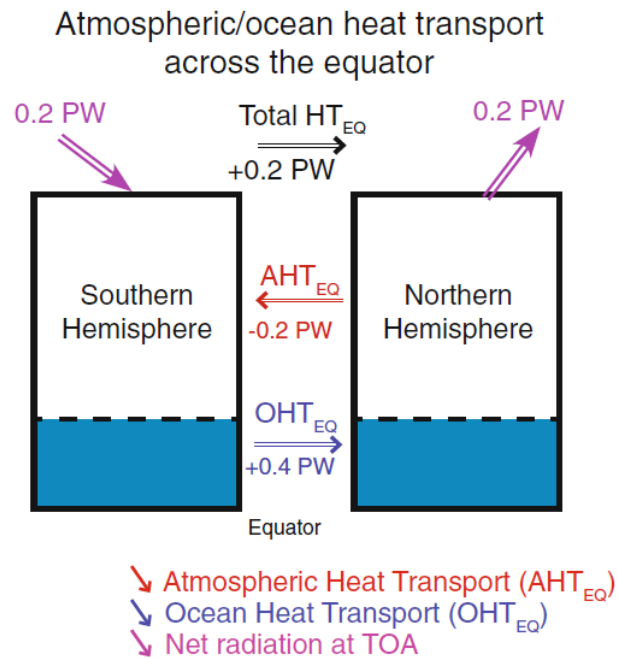
no Atlântico Norte foi o responsável por mudar a estrutura do ramo norte da célula de Hadley, expandindo-a e intensificando-a, e provocando deslocamento da ZCIT para o sul.

Neste contexto, Marshall et al. (2014) estudaram o papel do oceano na definição da posição média da ZCIT. Os autores encontraram que a posição média ao norte do equador é uma consequência do transporte de calor para norte pela circulação oceânica. A Figura 1 mostra o balanço de energia da atmosfera e oceano obtidos por Marshall et al. (2014). As observações sugerem que a forçante radiativa no topo da atmosfera (TOA) é quase perfeitamente simétrica em relação ao equador fazendo com que o transporte de calor total (atmosfera mais oceano) através do equador seja pequeno ( $\sim 0,2$  PW para o norte, em função da pequena diferença do albedo da superfície entre o hemisfério sul e norte). No entanto, devido principalmente à circulação meridional do oceano Atlântico (AMOC), os oceanos transportam mais calor para norte ( $\sim 0,4$  PW) do que o sistema atmosfera-oceano deveria transportar ( $\sim 0,2$  PW). Ou seja, a atmosfera precisa transportar calor para sul a fim de compensar o excesso de transporte oceânico para o norte, o que resulta no posicionamento ao norte do equador da ZCIT. Entretanto, os mecanismos que controlam a posição da ZCIT e sua intensidade de chuvas é uma questão ainda não totalmente bem respondida pela dinâmica climática (SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014).

Seguindo essa mesma linha de raciocínio, Schneider et al. (2014) também utilizaram o fluxo de energia no equador para verificar sua influência na ZCIT. Segundo os autores, devido a característica da convecção profunda, o balanço de energia determina a posição da ZCIT na localização próxima ao “Equador do fluxo de energia”, i. e., o posicionamento da ZCIT se dá na região em que o fluxo de energia meridional da atmosfera muda de sinal. Os autores também afirmam que o balanço de energia atmosférico é o ponto inicial para começar a entender o posicionamento da ZCIT.

Do ponto de vista paleoclimático, Kageyama et al. (2013) estudaram a influência da descarga de água doce durante o período do Último Máximo Glacial e encontraram que um aumento no fluxo de água doce nas latitudes mais altas do oceano Atlântico Norte é caracterizado por um resfriamento do Atlântico Norte e, conseqüente, migração da ZCIT para o sul. A quantidade de água doce injetada nos oceanos influencia a velocidade da Circulação Termohalina (CT), diminuindo a salinidade local, o que ocasiona diminuição na velocidade da circulação. Este fator muda a quantidade de calor transportada e afeta o balanço de energia,

fazendo com que a ZCIT migre para sul para compensar o desequilíbrio causado pela diminuição da velocidade da circulação oceânica (CHIESSI et al., 2009; VELLINGA; WU, 2004).

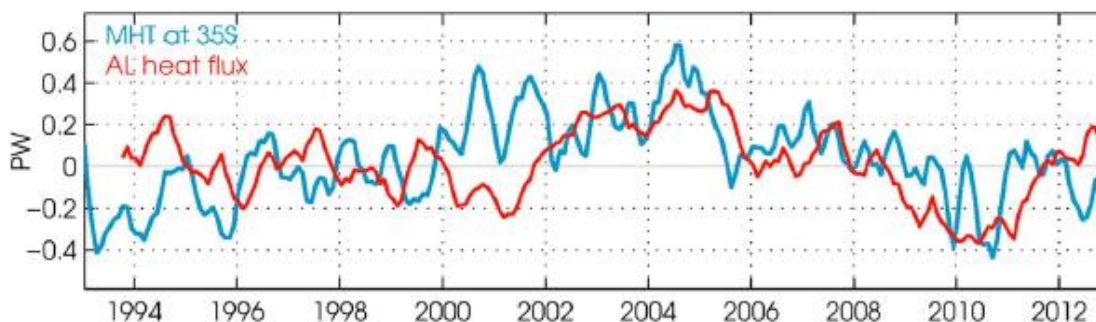


**Figura 2.2.** Entrada de energia no TOA e sua relação com o fluxo de energia através do equador.  $AHT_{EQ}$  e  $OHT_{EQ}$  são o transporte de calor atmosférico e oceânico através do equador, respectivamente. Os números são estimativas obtidas no estudo usando reanálise observacional e dados de satélite. As barras de erro de todos os fluxos são da ordem de  $\pm 0,1$  PW. Figura extraída de Marshall et al. (2014).

Recentemente, diversos estudos mostraram que o “Vazamento” das Agulhas oscila junto com a CT (BIASTOCH et al., 2008; 2009; 2015; KELLY et al., 2016). O “Vazamento” das Agulhas (VA) é o nome dado ao processo de entranhamento de grandes quantidades de águas quentes e salinas do Oceano Índico no Oceano Atlântico, devido à reflexão da Corrente das Agulhas (CAMPOS, 2014).

Biastoch et al. (2015) e Kelly et al. (2016) afirmam que a CT reduziu sua velocidade no período de 2004-2012, e esta diminuição é observada simultaneamente com as oscilações na região do VA (Figura 2). Em particular, Kelly et al. (2016) estudaram o impacto da desaceleração da circulação do Atlântico sobre os transportes de calor e água doce e encontraram que as semelhanças de magnitude e tempo entre o transporte de calor do Atlântico para norte e o VA sugerem que a desaceleração da AMOC se estende ao sistema da Corrente das Agulhas. O VA, portanto, é a fonte da diminuição do transporte térmico na escala decadal. Além disso, os autores também destacaram que a desaceleração da AMOC é observada simultaneamente com um acréscimo da salinidade no Atlântico Norte, o que sugere que o calor

é a principal forçante que impulsiona anomalias na velocidade da AMOC. Variações do VA também são importantes fatores a serem investigados nos modelos climáticos, uma vez que há impacto no transporte de calor oceânico e, indiretamente, no posicionamento da ZCIT.



**Figura 2.3.** Transporte de calor para norte feito pela AMOC (MHT; linha azul) e quantidade de calor transferida através do vazamento das Agulhas (AL; linha vermelha). Figura extraída de Kelly et al. (2016).

Com relação aos indicadores (*proxies*) da posição da ZCIT, Haug et al. (2001) identificaram uma migração para sul da ZCIT durante o Holoceno. Os autores utilizaram dados de sedimentos marinhos da Bacia de Cariaco (Venezuela) e inferiram a posição da ZCIT através da porcentagem de titânio nos sedimentos. Devido à localização estratégica da bacia, situando-se na margem norte da faixa latitudinal da ZCIT, foi possível encontrar os períodos em que ela se encontra mais a norte ou sul com base na precipitação estimada. Segundo os autores, durante a Pequena Idade do Gelo (LIA; entre os anos de 1500 e 1850) a ZCIT posicionou-se mais a sul, fato também verificado através da modelagem quando adicionado uma forçante de anomalias negativas de temperatura no Hemisfério Norte (KAGEYAMA et al., 2013)

Assim como ocorre em outros sistemas meteorológicos, a ZCIT sofre influência de variabilidade em diversas escalas de tempo. Os principais fatores que influenciam o posicionamento da ZCIT são os fenômenos El Niño-Oscilação Sul (ENOS; HASTENRATH, 1978; MARENGO; HASTENRATH, 1993; MARENGO et al., 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; GIANNINI et al., 2000) e o dipolo de TSM do Atlântico Norte e Sul (PIKE; 1971; MOURA; SHUKLA, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; MELO et al., 2002; SOUZA; CAVALCANTI, 2009). Além disso, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e Norte (ASAN) também exercem influência na variabilidade da ZCIT, uma vez que são os principais responsáveis no posicionamento da ZCA (HASTENRATH; HELLER, 1977).

O principal impacto desses fatores acima citados é associado aos movimentos ascendente e descendente das células de Hadley e Walker. Uma mudança nas células de

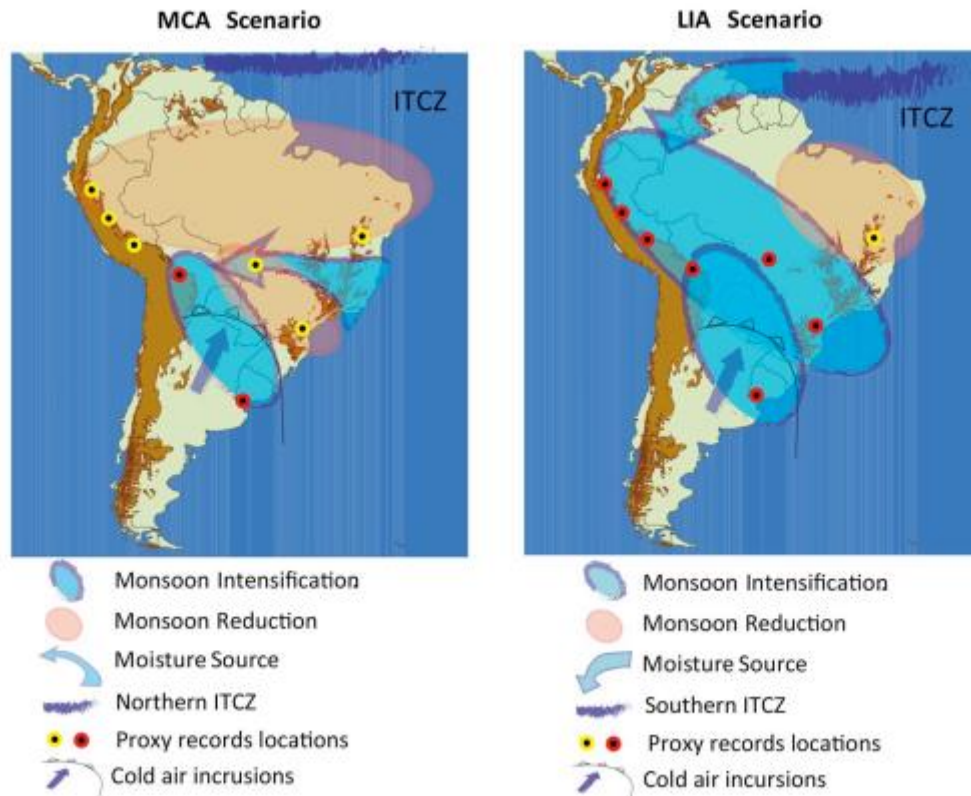


circulação geral da atmosfera afeta diretamente o posicionamento da ZCIT, já que sua posição média se encontra no ramo ascendente das células de Hadley (SARAVANAN; CHANG, 2000; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; MELO et al., 2009). Desta forma, o impacto de indicadores de variabilidade de baixa frequência no posicionamento da ZCIT pode ser indireto, por meio da influência na circulação de grande escala (NOBRE; SHUKLA, 1996; GIANNINI et al., 2000; MELO et al., 2009).

#### 2.4. Paleoclimas da América do Sul

Novello et al. (2018) fizeram reconstruções paleoclimáticas para identificar a variabilidade da ZCAS durante os últimos 2 milênios. Os autores utilizaram espeleotemas localizados no sudoeste da ZCAS (Mato Grosso do Sul, JAR4 + JAR1) e ao nordeste (Goiás, SBE3 + SMT5) e compararam com outros registros ao longo da região de atuação deste sistema. Os autores mostraram que durante o período da Anomalia Medieval do Clima (entre os anos de 850 e 1100) a precipitação associada à ZCAS foi menor em todos os registros. No entanto, quando a Pequena Idade do Gelo é analisada, notam-se diferenças entre os *proxies* ao nordeste (condições secas) e sudoeste (condições úmidas) da ZCAS. Essa rede de *proxies* indica um dipolo úmido/seco modulado pelo posicionamento do eixo da ZCAS, uma vez que os registros de Goiás e da caverna de Tamboril (Minas Gerais), que estão localizados no eixo de atuação da ZCAS e indicam condições próximas a normalidade com relação à precipitação. Os autores sugerem que a ausência de tendência em tais regiões está relacionada com a transição dos dois estados extremos de posicionamento da ZCAS (NE e SO) durante escalas de tempo centenárias, fazendo com que os registros localizados no centro do eixo sofram influência da ZCAS em ambas as transições.

Apáestegui et al. (2018) analisaram as mudanças da precipitação sobre o leste dos Andes Bolivianos através de registros de espeleotemas durante os últimos 1400 anos. Os autores fazem um levantamento geral das condições climáticas da Anomalia Medieval do Clima (MCA) e da Pequena Idade do Gelo (LIA) com base nas reconstruções paleoclimáticas na América do Sul (Figura 2.4). Os autores mostraram que há evidências nos registros de que houve uma migração para sul da ZCIT durante a LIA, assim como uma intensificação da precipitação monçônica e na região da ZCAS.



**Figura 2.4.** Representação esquemática dos padrões de precipitação durante a Anomalia Medieval do Clima (MCA) e a Pequena Idade do Gelo (LIA) baseado em reconstruções paleoclimáticas na América do Sul. Figura extraída de Apaéstegui et al. (2018)

Stríkis et al. (2011) fizeram a reconstrução da precipitação, entre 1,3 e 10,2 ka, em alta resolução de um espeleotema na caverna de Lapa Grande (MG). Os autores mostraram uma periodicidade de, aproximadamente, 800 anos na variabilidade dos isótopos de oxigênio da caverna, e uma combinação com os eventos Bond – eventos de *rafting* no gelo do Atlântico Norte, intrinsicamente ligadas as variações do clima do Holoceno. Os autores sugerem que a precipitação da monção sul-americana está em anti-fase com as monções asiática e indiana durante os eventos Bond. Esses eventos abruptos de mudanças na precipitação estão associados às mudanças na AMOC, afetando o SMAS. Mais tarde, Stríkis et al. (2015) utilizaram proxies de precipitação para estudar os eventos de mega-ZCAS durante o evento Heinrich 1 (H1; 14,64-19ka BP). Os autores sugerem que as variações da monção durante o H1 estão de acordo com as mudanças da temperatura da superfície do mar do Atlântico, sugerindo um equilíbrio entre a circulação atmosférica com o transporte de calor oceânico. Ainda durante o evento H1, há um fortalecimento da circulação monçônica relacionado com a intensificação da ZCAS e deslocamento da ZCIT para sul.

Neste contexto, trabalhos recentes, para o período histórico, mostraram a importância do transporte de calor oceânico, realizado pela AMOC, no posicionamento da ZCIT no Atlântico. O seu posicionamento latitudinal se dá na região em que o fluxo de energia meridional da atmosfera muda de sinal. (MARSHALL et al., 2014; SCHNEIDER et al., 2014). Jackson e Wood (2018) estudaram as escalas de tempo do declínio da AMOC em resposta a forçante de água doce. Os autores utilizaram um Modelo Climático Global com *eddy-permitting* e exploraram as escalas de tempo do enfraquecimento da AMOC em resposta ao resfriamento do Atlântico Norte. De modo geral, quando o fluxo de água doce adicionado no Atlântico Norte é pequeno ( $\sim 0,1$  Sv), a escala de tempo do enfraquecimento da AMOC depende diretamente deste fluxo e pode levar mais de 100 anos. Porém, quando o fluxo de água doce é grande ( $>0,3$  Sv) a escala de tempo é de algumas décadas.

Diversos estudos mostraram que o período do Holoceno Médio (MH) foi caracterizado por uma baixa insolação no HS e alta no HN (BERGER, 1978; BOVA et al., 2021; BURKE et al., 2018; GORENSTEIN et al., 2022; HUO; PELTIER; CHANDAN, 2021; KAUFMAN et al., 2020; LIU; HARRISON; OTTO-BLIESNER, 2004; ZHAO; HARRISON, 2012). O aquecimento diferencial entre os hemisférios, faz com que a ZCIT migre para norte e, conseqüentemente, reduza a precipitação associada a ela sobre parte do Norte e NEB. Em particular, Gorenstein et al. (2022) fizeram uma reconstrução climática calibrada e atualizada para o MH. Foram compilados 173 diferentes tipos de registros paleoclimáticos (espeleotemas, sedimentos marinhos, lacustres e terrestres) espalhados sobre a região de influência do SMAS. Os autores encontraram que, no período do MH, a região central da bacia Amazônica (CAM) era mais seca do que o período histórico recente, o mesmo ocorre para as regiões do NEB e SEB, padrões relacionados com o deslocamento para norte da ZCIT observado durante o período.

Em contrapartida, os períodos do Heinrich Stadial 1 (H1) e Younger Dryas (YD) são caracterizados pelo resfriamento do HN (MCGEE et al., 2014) e pelo enfraquecimento da AMOC. O enfraquecimento da AMOC ocasiona uma diminuição no transporte de energia para norte feito pela circulação. Desta forma, a atmosfera tem que compensar o balanço de energia e desloca a ZCIT para sul (MCGEE et al., 2014, 2018; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020). Os períodos do H1 e YD apresentam um aumento na precipitação na região do NEB associado ao deslocamento da ZCIT (AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2015, 2018; UTIDA et al., 2020).



### 3. DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1. Dados Históricos

Com o objetivo de estender as análises para o período histórico, foi utilizada a terceira versão da Reanálise do Século 20 (*20th Century Reanalysis V3 – R20C*) fornecidos pelo NOAA / OAR / ESRL PSL. Os dados utilizados foram as médias mensais das variáveis: temperatura, taxa de precipitação, umidade específica, vento zonal e vento meridional. Os dados têm resolução vertical de 1° de latitude por 1° de longitude com o período de 1836 a 2015. Mais informações sobre os dados estão disponíveis em Slivinski et al. (2019).

Também foram utilizados os dados de precipitação do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), com resolução espacial de 2,5° de latitude e longitude e resolução temporal mensal, para comparar a análise de EOF do SMAS obtida com o TRACE21k com as estimativas precipitação média do verão (dezembro-janeiro-fevereiro) do R20C. Os dados são fornecidos pelo NOAA-PSL (ADLER et al., 2016).

#### 3.2. Dados de Modelos Climáticos

Para as análises foram utilizados os dados decenais de precipitação e no nível de 850hPa: temperatura, umidade específica, vento zonal e vento meridional do TRACE21k. Os dados foram produzidos por longas integrações das simulações do projeto TraCE-21k. O TraCE-21k é baseado na terceira versão modelo acoplado do sistema terrestre Community Climate System Model (CCSM3), desenvolvido pelo NCAR, com resolução espacial de 3,75° de latitude e longitude.

A simulação principal, com todas as forçantes, do TraCE-21k (FULL) foi iniciada no período do Último Máximo Glacial (LGM), estendendo-se até o período pré-industrial (PI). Como condições iniciais foram utilizados o forçamento pelo fluxo de água doce nos oceanos em determinados períodos e localizações conforme descritas por He (2011) e reconstruções obtidas por do Otto-Bliesner et al. (2006) para o LGM. Também foram utilizados os parâmetros orbitais dos últimos 21ka para calcular o fluxo solar total (BERGER, 1978). As concentrações dos gases do efeito estufa utilizadas nas simulações são descritas por Joos e Spahni (2008).

**Tabela 3.1.** Simulações utilizadas do TraCE-21k, forçantes transientes; forçantes e condições de fronteira constantes; e período disponível (HE, 2011).

Nome dos Modelos	Forçantes Transientes	Forçantes e Condições de Fronteira Constantes	Período Disponível
Full TraCE-21k	Todas as Forçantes transientes	---	22.000 anos AP
TraCE21k-MWF	Fluxo de Água Doce apenas no Hemisfério Norte	Utilizado o estado em 19ka TraCE-21k	19.000 anos AP
TraCE21k-ICE	Altura do manto de gelo	Utilizado o estado em 19ka TraCE-21k	19.000 anos AP
TraCE21k-ORB	Parâmetros Orbitais	Utilizado o estado em 22ka TraCE-21k	22.000 anos AP
TraCE21k-GHG	Gases do Efeito Estuda	Utilizado o estado em 22ka TraCE-21k	22.000 anos AP

Foram também utilizados os dados produzidos por outros quatro experimentos do TraCE-21k, denominados de *single forcing*, os quais consideram separadamente as forçantes do fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF), altura do manto de gelo (ICE), parâmetros orbitais (ORB) e gases do efeito estufa (GHG), conforme indicado na Tabela 3.1. Tais simulações foram utilizadas para explorar os possíveis impactos que cada tipo de forçante possui nas mudanças observadas nos períodos passados.

Os produtos do TraCE-21k foram amplamente estudados e seus resultados foram validados em diversos estudos utilizando reconstruções de registros paleoclimáticos, para os diferentes períodos englobados nos últimos 21,000 anos (HE; CLARK, 2022; HE et al., 2021; LIU et al., 2015, 2009, 2012; MOHTADI; PRANGE; STEINKE, 2016; WEN et al., 2016; YANG et al., 2015), inclusive para identificar a variabilidade da precipitação sobre a América do Sul e as variações de TSM no Atlântico Sul (AGUIAR et al., 2020; MARSON et al., 2014; SANTOS et al., 2022; VENANCIO et al., 2020a; WAINER et al., 2015, 2021).

A divisão dos principais períodos considerados para as análises dos últimos 21,000 anos foi baseada nos trabalhos de Marson et al. (2014) e Walker et al. (2019) e estão descritos na Tabela 3.2.

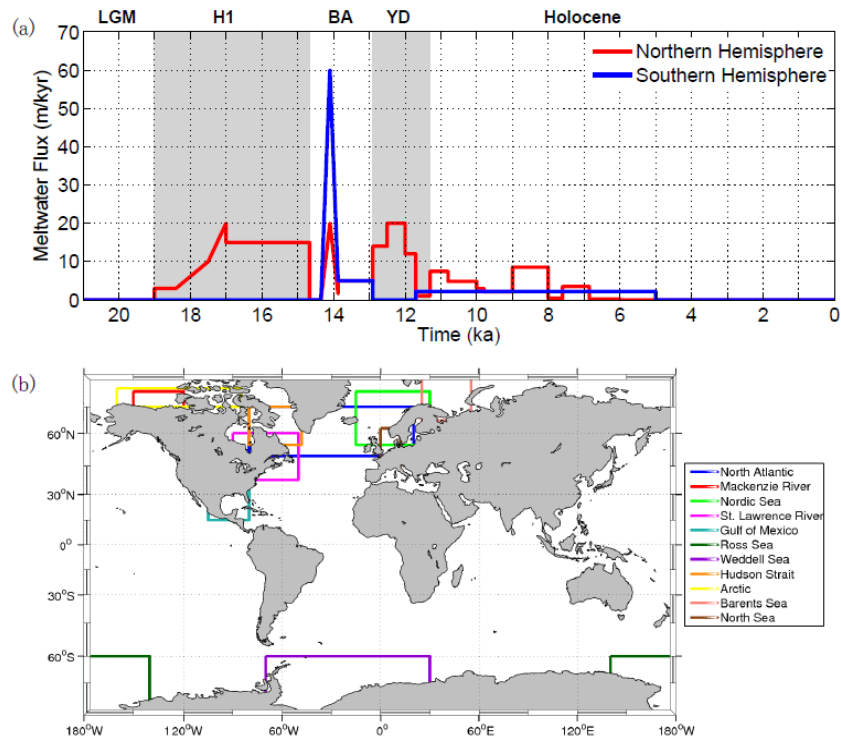
As análises do período dos últimos 6,000 anos também foram conduzidas com dados provenientes das simulações transientes do Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). A nova versão do modelo climático do IPSL (IPSL-TR6AV-Sr02) faz parte do novo relatório do Painel

Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC), vinculados à sexta fase do Projeto de Intercomparação de Modelos Climáticos (CMIP6) e à quarta Fase do Projeto de Intercomparação de Modelagem de Paleoclimas (PMIP4), os quais começaram a ser divulgados no final do ano de 2019.

**Tabela 3.2.** Separação dos diferentes períodos dentro dos últimos 21.000 anos com base em Marson et al. (2014) e Walker et al. (2019).

<b>Períodos</b>	<b>Anos (ka BP)</b>
Heinrich Stadial 1 (H1)	19.00 – 14.64
Bølling–Allerød (BA)	14.67 – 13.00
Younger Dryas (YD)	12.90 – 11.70
Holoceno Inicial (IH)	11.70 – 8.2
Holoceno Médio (MH)	8.2 – 4.2
Holoceno Tardio (LH)	4.2 – 0.0

O novo modelo do IPSL apresenta uma resolução horizontal da atmosfera de 2,5° em longitude e 1,25° em latitude, com 39 níveis na vertical (BRACONNOT et al., 2019a; CRÉTAT et al., 2020). É um modelo acoplado entre a atmosfera, superfície terrestre, oceano e gelo marinho. Dentre as modificações do relatório anterior do IPCC, o modelo tem 11 novas camadas hidrológicas no solo, um modelo de 3 camadas para o prognóstico de neve e um módulo de vegetação dinâmica introduzido na componente de superfície continental, os quais permitem que os diferentes tipos de vegetação variem em cada ponto de grade (BRACONNOT et al., 2019a, 2019b). Além disso, os resultados das simulações têm resolução temporal mensal, desde 6 ka BP até o período atual 0 ka (1950, o qual é a referência dos parâmetros orbitais).

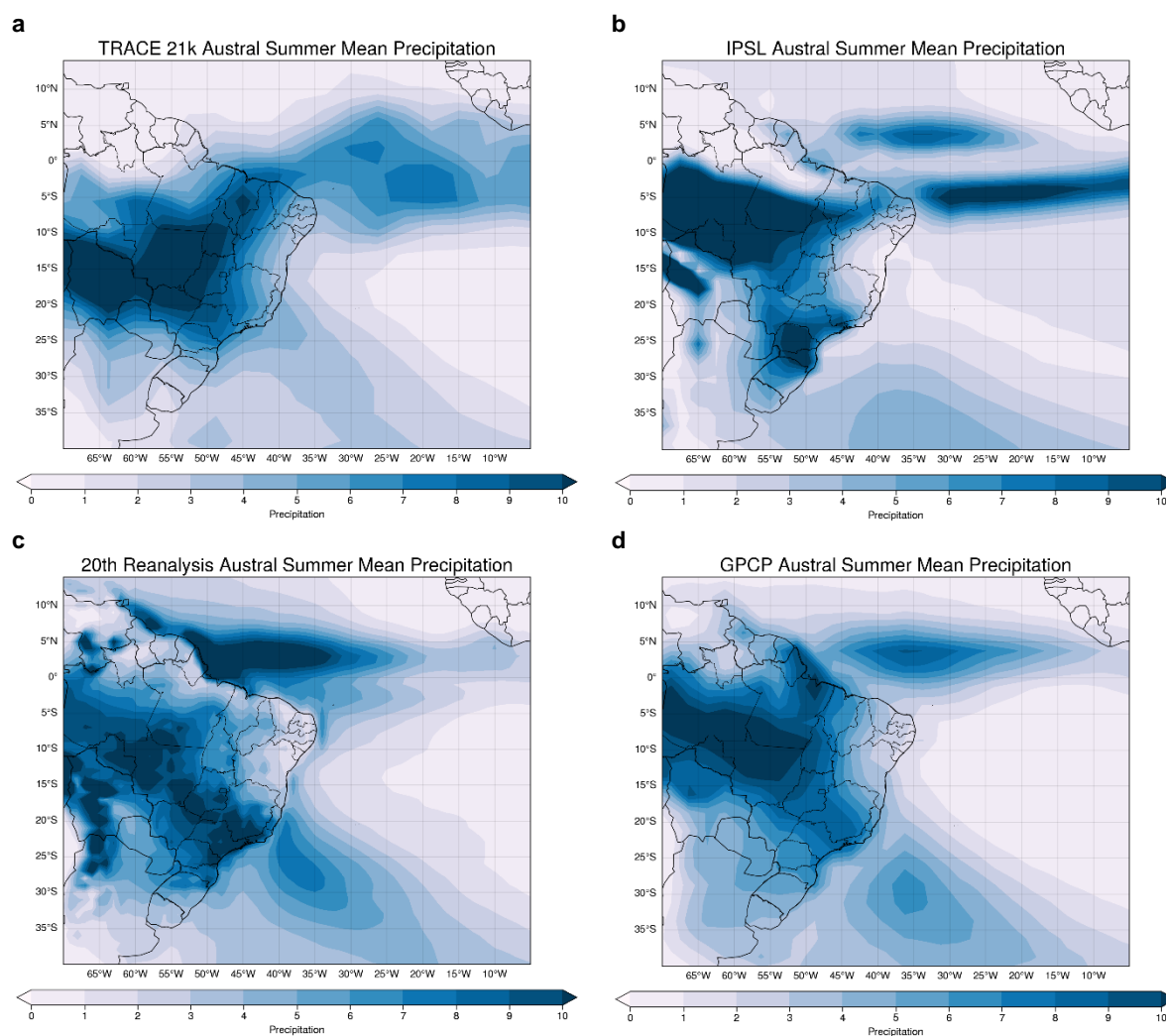


**Figura 3.1.** (a) descargas de água doce nos hemisférios Norte (linha vermelha) e Sul (linha azul; 1 m kyr<sup>-1</sup> = equivale à um aumento do nível do mar em 1 metro a cada 1000 anos = 0.0115 Sv) (HE, 2011). (b) Locais onde ocorrem a injeção dos fluxos de água doce nas simulações do TraCE-21k. Figura extraída de Marson et al. (2014).

A R20C e o GPCP foram utilizados para comparar a representatividade no TraCE-21k e IPSL dos principais sistemas atuantes na América do Sul durante o verão austral (Dezembro-Janeiro-Fevereiro), conforme mostrado através da taxa de precipitação média na Figura 3.2. De modo geral, o TraCE-21k (Figura 3.2a) apresenta uma boa representatividade da precipitação monçônica durante o verão, apesar da intensidade da precipitação ser menor, com a banda da A-ZCIT predominantemente no Hemisfério Norte (HN), conforme apresentado para o período histórico (Figura 3.2c e 3.2d), apesar disto, o TraCE-21k também apresenta um centro de atuação da A-ZCIT entre o equador e 5°S nas longitudes de 30°W e 15°W. Além disso, a banda referente a ZCAS também possui uma boa representatividade, estendendo-se até a região do oceano Atlântico adjacente a região Sudeste do Brasil.

O modelo IPSL (Figura 3.2b) também representa bem a precipitação média de verão da chuva de monção, quando comparado com o GPCP (Figura 3.2d). Porém, o IPSL apresenta um forte viés de representação da dupla-ZCIT no Atlântico, com a banda de maior intensidade localizada em 5°S, o que também ajuda a ocasionar o deslocamento para sul da precipitação associada à ZCAS, quando comparados com a R20C (Figura 3.2c) e o GPCP.





**Figura 3.2.** Taxa de precipitação média durante o verão austral (Dezembro-Fevereiro) para: a) os últimos 1000 anos do TraCE-21k; b) média dos últimos 1000 anos do modelo IPSL; c) média entre 1836 e 2015 da R20C; b) média de longo termo do GPCP entre 1981 e 2010.

### 3.3. Proxies Climáticos

Para a validação dos resultados dos modelos foi feita a coleta dos dados de proxies climáticos provenientes de estalagmites espalhadas pelas regiões de influência do SMAS no Brasil conforme mostrado na tabela 3.3. Os registros foram selecionados levando em consideração a cobertura temporal, pegando ao menos alguma parte do período dos últimos 21 ka. Também foram usados resultados provenientes de artigos publicados com base em outras fontes de proxies climáticos (CAMPOS et al., 2022; CHIESSI et al., 2009, 2021; DE SOUSA et al., 2021; GORENSTEIN et al., 2022; PRADO et al., 2013; VENANCIO et al., 2020a, 2020b).

**Tabela 3.3.** *Proxies* paleoclimáticos utilizados para comparação com resultados obtidos

<i>Proxies</i>	Localização	Estalagmites	Referência
<b>Botuverá (BOT)</b>	27.22°S, 49.15°W	BT2, BTV21a	Bernal et al. (2016); Cruz et al. (2005; 2007); Novello et al. (2021)
<b>Jaraguá (JAR)</b>	21.08°S, 56.58°W	JAR2, JAR7, JAR14	Novello et al. (2019)
<b>Lapa Sem Fim (LSF)</b>	16.15°S, 44.60°W	LSF19, LSF15, LSF3	Azevedo et al. (2021); Stríkis et al. (2018)
<b>Lapa Grande (LG)</b>	14.37°S, 44.28°W	LG3, LG11	Azevedo et al. (2021); Stríkis et al. (2011); Stríkis et al., (2018)
<b>Paixão (PAI)</b>	12.65°S, 41.05°W	PX7	Stríkis et al. (2015; 2018)
<b>Rainha (RAI)</b>	05.60°S, 37.73°W	RN1	Cruz et al. (2009); Utida et al. (2020)
<b>Paraíso (PAR)</b>	04.07°S, 55.45°W	PAR1, PAR3, PAR16, PAR7	Novello et al. (2021); Wang et al. (2017)

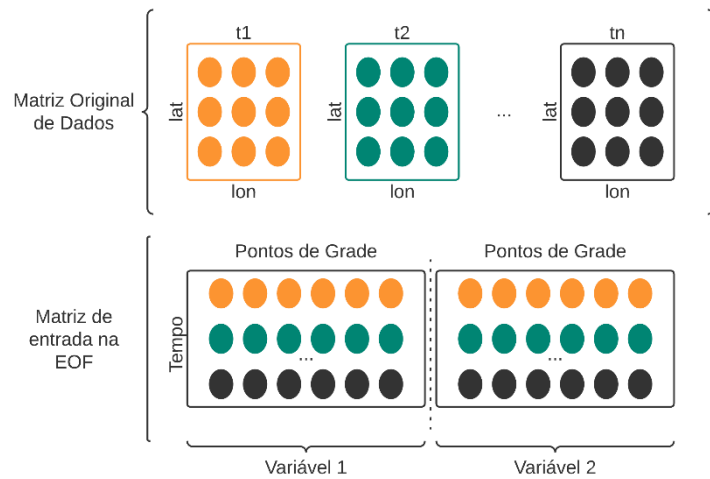
### 3.4. Metodologia

#### 3.4.1. Índice de Larga Escala da Monção da América do Sul (LISAM)

Wilks (2011) descreve a análise de funções ortogonais empíricas (EOF; Apêndice A) como uma ferramenta útil em determinar os principais modos de variabilidade de um conjunto de dados. A EOF reduz um grande conjunto de dados em um novo conjunto mais compacto, com menos variáveis para serem analisadas, porém representativos dos padrões de maior variância nos dados originais. Desta forma, o vetor de dados originais  $\mathbf{x}(k \times 1)$  é transformado em um vetor  $\mathbf{v}(m \times 1)$  de combinações lineares, do conjunto de observação, contendo a maior parte da variância de  $\mathbf{x}$ .

Silva e Carvalho (2007) utilizaram a análise de funções ortogonais empíricas (EOF) combinada para desenvolver o LISAM. O LISAM é definido, então, através da aplicação da EOF combinada das variáveis na região entre 40°S – 15°N e 70°W – 0°W. Para isso, os autores utilizaram a matriz de correlação  $\mathbf{R}$ , no lugar da matriz de covariância, devido a junção de diferentes variáveis (com unidades e ordem de grandeza distintas) em uma mesma análise

combinada. Os autores utilizaram a combinação entre a precipitação e as variáveis umidade, temperatura, vento zonal e meridional em baixos níveis da troposfera (850 hPa), em linha com a característica de mudança da circulação atmosférica entre a estação chuvosa e seca identificada por Gan et al. (2004). Para a aplicação do LISAM, é necessário normalizar os dados e retirar a tendência e o ciclo anual de todas as variáveis. É conveniente remover o ciclo anual, dominante na variância da série, busca-se identificar mais claramente a variabilidade do ciclo anual. Além disso, é necessário transformar a matriz de dados de entrada ( $Y'$ ), com três dimensões (latitude, longitude e tempo), em uma matriz bidimensional que seja a junção das cinco variáveis no tempo ( $t \times 5p$ ). Esta transformação é ilustrada na Figura 3.3.



**Figura 3.3.** Esquema ilustrativo dos dados de entrada para o LISAM. Adaptado de Custódio (2017).

O resultado da análise combinada da EOF será uma matriz de autovetores  $E$ , sendo que os autovetores de cada variável estão contidos em cada uma das colunas da matriz  $E$ . Os coeficientes de expansão da análise representam a variabilidade conjunta das cinco variáveis utilizadas na análise. Silva e Carvalho (2007) também definem que a forma correta para obtenção dos padrões, associados ao LISAM, é através da correlação entre a série temporal dos coeficientes de expansão da EOF e a matriz de dados de cada variável utilizada, obtendo um mapa de correlação do padrão espacial do SMAS (EOF1) e da ZCAS oceânica (EOF2).

O erro amostral do autovalor ( $\delta\lambda$ ) pode ser utilizado para identificar a independência entre os modos encontrados, conforme descritos por North et al. (1982), através do cálculo:

$$\delta\lambda \cong \lambda \left( \frac{2}{N} \right)^{1/2}, \quad (3.1)$$

onde  $N$  é o número total de autovalores.

### 3.4.2. Índice da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico

Para identificar os padrões da variabilidade espaço-temporal da ZCIT do Atlântico (A-ZCIT), foi utilizado uma adaptação do índice multivariado da ZCIT (CT-ZCIT) desenvolvido por Tomaziello et al. (2016). O A-ZCIT é similar ao LISAM, composto por uma análise de EOF combinando a precipitação com o vento zonal e meridional em 850 hPa, aplicada na região entre 10°S – 10°N e 45°W – 0°W. O índice captura a variabilidade da atividade convectiva e dos ventos alísios na região da ZCIT.

A adaptação do T-ZCIT (CT-ZCIT) utilizada neste estudo, consiste em aumentar as variáveis utilizadas na EOF combinada, adicionando a umidade em 850 hPa e temperatura da superfície (utilizada como um indicador da temperatura da superfície do mar) e na expansão da área da EOF para a região entre 15°S e 15°N. As variáveis foram adicionadas na análise pois representam aspectos importantes para o posicionamento da ZCIT do Atlântico (COELHO; GAN; CONFORTE, 2004; GEEN et al., 2020; ZHANG et al., 2021).

### 3.4.3. Localização da A-ZCIT

Conforme mencionado anteriormente, a ZCIT é uma banda de nebulosidade que apresenta altos índices pluviométricos (WALISER; GAUTIER, 1993). Há diversas metodologias para determinar o posicionamento desta banda: a mais simples é localizar a banda de nebulosidade utilizando as imagens de satélites no canal infravermelho ou no visível (WALISER; GAUTIER, 1993).

Xavier et al. (2000) também desenvolveram um método objetivo simples para a detecção do posicionamento da A-ZCIT. O método baseia-se nos dados da componente meridional da pseudo-tensão superficial do vento (PSV), a qual representa a linha média de convergência dos ventos alísios que é um indicador do posicionamento da A-ZCIT. Desta forma, a ZCIT encontra-se nas latitudes em que há um mínimo da componente meridional do vento na faixa equatorial, i.e., representando os pontos de grade em que o vento muda de sinal.

Além disso, com base em Coelho et al. (2004), também foi desenvolvido um índice de posicionamento da A-ZCIT com base na convergência de umidade em baixos níveis (DIV-ZCIT). O índice DIV-ZCIT utiliza as variáveis de umidade específica, vento zonal e meridional

entre os níveis de 1000 e 850 hPa, para a área entre 15°S – 15°N e 45°W – 0°W, podendo ser descrito como:

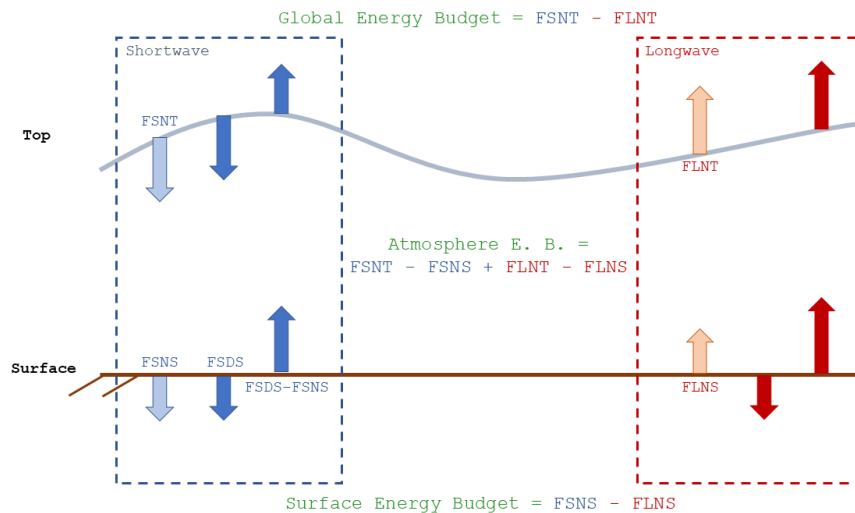
$$DIV - ZCIT = lat \left[ \min \left( \frac{1}{g} \int_{pt=850}^{ps=1000} \nabla \cdot \overline{q\vec{V}} dp \right) \right] \quad [1]$$

onde  $g$  é a força gravitacional,  $q$  a umidade específica,  $\vec{V}$  o vetor vento e  $\nabla \cdot \overline{q\vec{V}}$  representa a divergência de umidade. Desta forma, para cada ponto de longitude, o DIV-ZCIT é definido como a latitude onde ocorre a mínima divergência (ou máxima convergência) de umidade.

Neste estudo, foram aplicados ambos os métodos para definir a posição média da A-ZCIT e para cada subperíodo. Sendo que, com o objetivo de estudar o deslocamento médio da A-ZCIT para ambos os métodos, a posição média foi calculada como a média zonal da posição latitudinal da banda. Também foi calculado a posição média da A-ZCIT para cada um dos subperíodos descritos na Tabela 3.2.

#### 3.4.4. Balanço de energia global

Para o cálculo do balanço de energia global foram utilizadas as variáveis representativas do fluxo radiativo na atmosfera conforme mostrado no esquema da Figura 3.4 (WIIN-NIELSEN, 1977). Todos os fluxos radiativos considerados foram os saldos no topo do modelo e na superfície, em  $W \cdot m^{-2}$ .



**Figura 3.4.** Balanço de energia global (BEG), na atmosfera (BEA) e em superfície (BES) do sistema climático: a) FSNT: saldo de radiação solar no topo do modelo; b) FLNT: saldo de radiação de onda longa no topo do modelo; c) FSNS: saldo de radiação solar em superfície; d) FLNS: saldo de radiação de onda longa em superfície. Adaptado de Wiin-Nielsen (1977).

Os balanços de energia considerados, foram obtidos através da integral

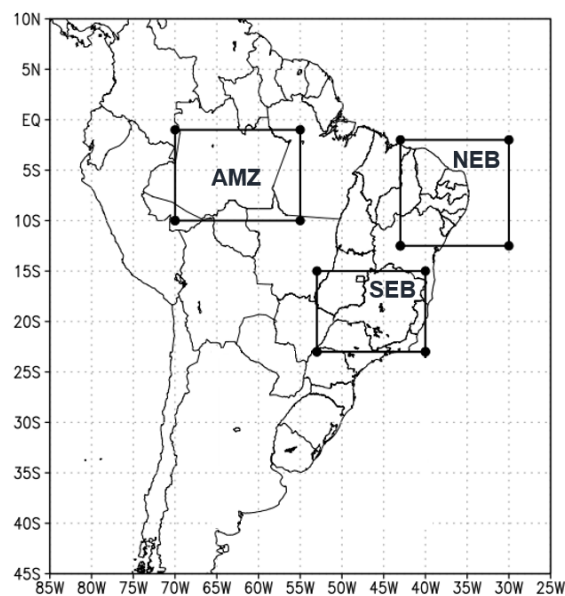
$$BEG = 4\pi a^2 \int_{-180^\circ}^{180^\circ} \int_{-90^\circ}^{90^\circ} (FSNT - FLNT) \cos(\phi) d\phi d\lambda \quad [1]$$

onde,  $d\phi$  representa a variação da latitude,  $d\lambda$  a variação na longitude e  $a$  o raio da Terra.

### 3.4.5. Variabilidade temporal

A variabilidade temporal dos modos da EOF do SMAS e da posição da A-ZCIT foi calculada através da transformada de ondeletas (TO), com a função de onda de Morlet. A TO consegue transformar uma série temporal em uma função que possui escala de frequência e tempo. Os cálculos relativos a TO são descritos por Torrence e Compo (1998).

No modelo IPSL foram calculadas as correlações entre as anomalias de TSM e a precipitação média do verão das regiões demarcadas no SMAS (Figura 3.5), sendo elas: (a) Amazônica (AMZ); (b) Nordeste do Brasil (NEB); (c) Sudeste do Brasil (SEB).

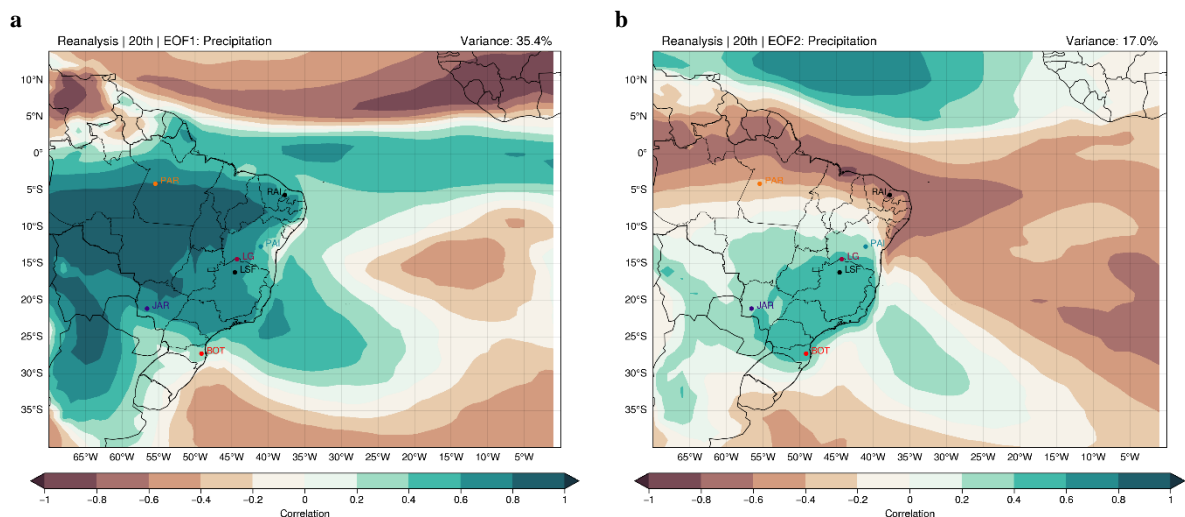


**Figura 3.5.** Divisão de regiões para análise da precipitação sobre a América do Sul para o modelo IPSL, sendo: (a) Amazônica (AMZ); (b) Nordeste do Brasil (NEB); (c) Sudeste do Brasil (SEB).

## 4. PERÍODO HISTÓRICO: PADRÕES E VARIABILIDADE DO SÉCULO 20.

A fim de avaliar a variabilidade do SMAS durante os últimos 21.000 anos, foi determinado o modo LISAM (SILVA; CARVALHO, 2007) nos dados do TraCE-21k e, para efeitos comparativos, na Reanálise do século XX (R20C). Os padrões espaciais dos modos de variabilidade da R20C são mostrados na Figura 4.1.

A Figura 4.1a mostra o padrão espacial da precipitação anual durante o século XX, bem como a localização dos *proxies* climáticos utilizados. Como descrito por Silva e Carvalho (2007), o primeiro modo de variabilidade (EOF1) mostra anomalias positivas de precipitação em toda região monçônica, estendendo-se em direção ao Oceano Atlântico adjacente ao sudeste do Brasil, com anomalias levemente negativas próximo a costa do Rio Grande do Sul. A variância explicada pelo primeiro modo é de 35,4%.

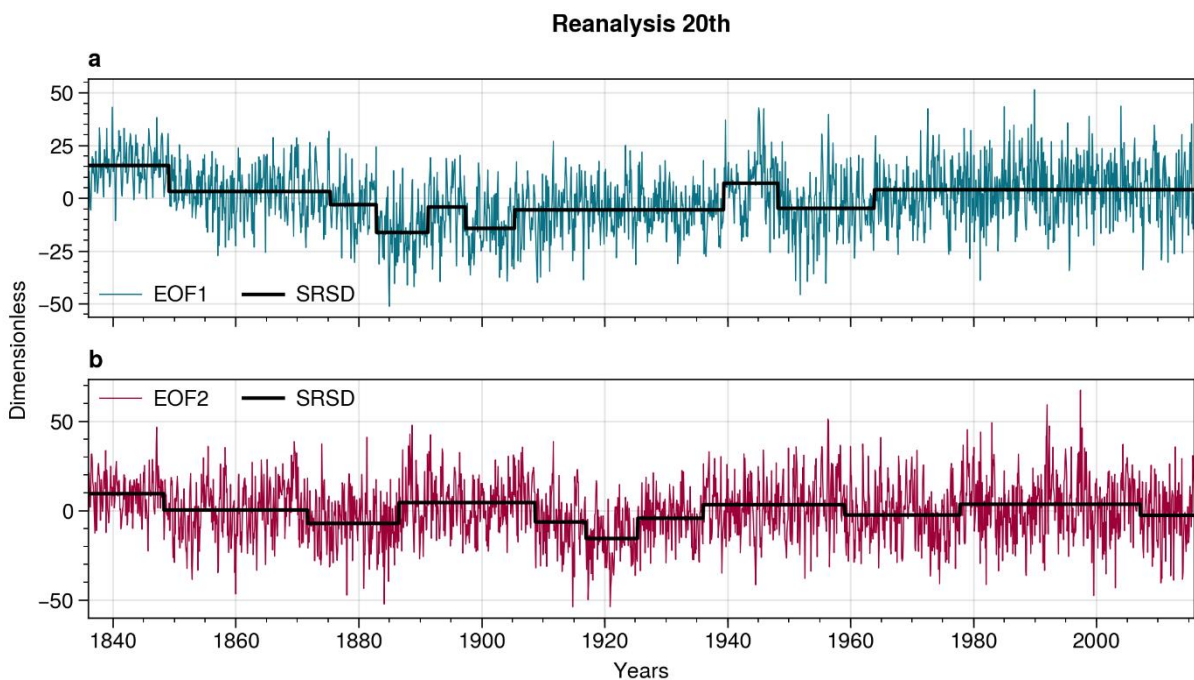


**Figura 4.1.** Padrão espacial obtido entre a correlação da série temporal dos coeficientes de expansão da EOF com a precipitação da R20C para o período histórico, sendo: a) padrão espacial do primeiro modo (EOF1); b) padrão espacial do segundo modo (EOF2). Também é mostrado a localização dos *proxies* climáticos das cavernas de Botuverá (BOT), Jaraguá (JAR), Lapa Sem Fim (LSF), Lapa Grande (LG), Paixão (PAI), Rainha (RAI) e Paraíso (PAR).

De forma semelhante, o segundo modo (Figura 4.1b) de variabilidade (EOF2), que representa 17% da variância explicada, apresenta anomalias positivas de precipitação mais restritas às regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil. Silva e Carvalho (2007) explicam que este modo representa a porção oceânica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS oceânica também sofre influência das incursões de sistemas frontais, os quais

representam um dos principais catalizadores da organização da estrutura convectiva da ZCAS (CARVALHO et al., 2004; SILVA, CARVALHO, 2007). A EOF2 pode ser interpretada como o padrão da ZCAS oceânica e das incursões de sistemas frontais. A EOF1 representa o padrão do Sistema Monçônico da América do Sul (SMAS), assim como a atuação da ZCAS continental (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002, 2004).

Silva e Carvalho (2007) também destacam a importância e aplicação da série temporal dos modos do LISAM na identificação do início, fim e intensidade do SMAS. A série também pode ser utilizada para detecção das mudanças de regime da precipitação monçônica. De fato, conforme mostrado na Figura 4.2, aplicando o teste de detecção de mudança de regime (TDMR) elaborado por Rodionov (2004, 2006), nota-se períodos de mudança do padrão de precipitação monçônica na América do Sul.



**Figura 4.2.** Série temporal dos coeficientes de expansão da análise de componentes principais na R20C, sendo: a) EOF1; b) EOF2. Linha contínua preta representa o teste de mudança de regime aplicado em cada uma das séries temporais (RODIONOV, 2004, 2006).

Em particular, a mudança observada no SMAS no R20C (Figura 4.2a) nos meados da década de 1970 aparece na análise do TDMR em ambas as séries temporais (EOF1 e EOF2). Carvalho e colaboradores (2011) destacam que tal mudança ocasionou uma alteração na duração do SMAS, passando de 34 pântadas no período de 1948-1972, para 39 pântadas de 1972-2008, devido ao adiantamento das datas de início e término mais tardio. Os autores também atribuem esta quebra de regime à inversão da fase da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e no aumento na atividade da Oscilação Madden-Julian (MJO).



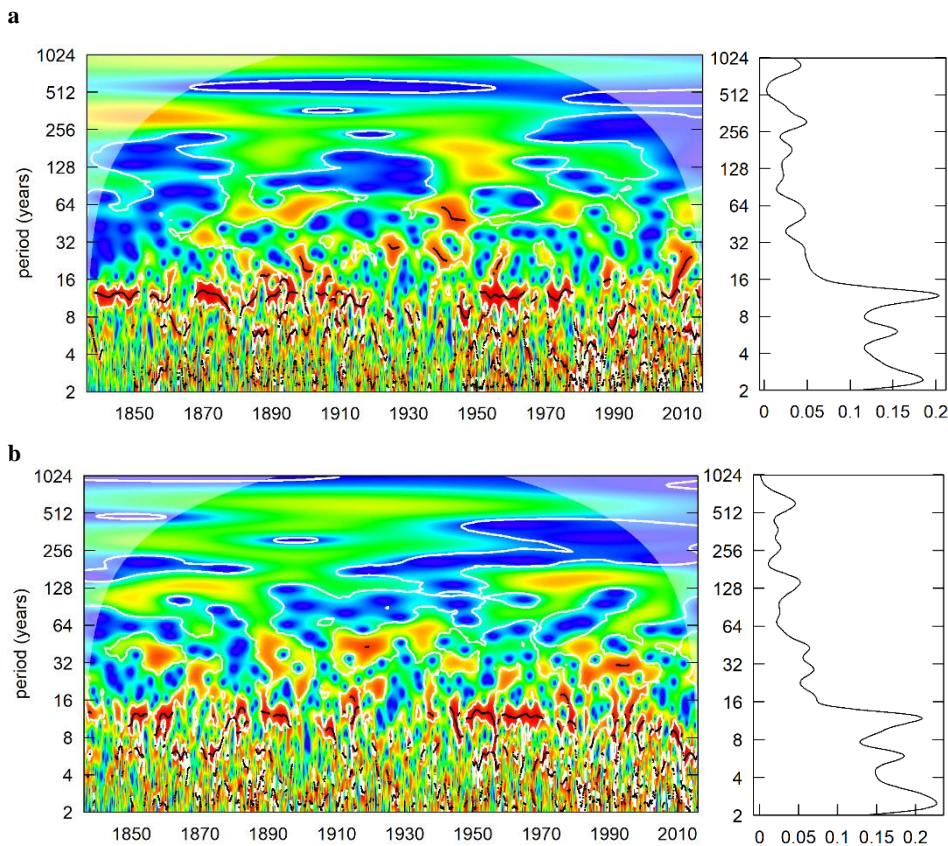
A análise de ondeleta na série dos coeficientes de expansão da EOF1 e EOF2 (Figura 4.3) foi aplicada para identificar as principais periodicidades. A EOF1 apresenta períodos de variação nas escalas interanual (4 anos), multidecadal (10 a 64 anos) e em escalas mais longas associadas aos ciclos de solares (128 e 256 anos). Vale destacar que a variabilidade interanual (4 anos) está associada à ocorrência dos eventos ENOS.

A análise de ondeletas também mostra como o comportamento periódico mudou no decorrer do período analisado. Em particular, a análise mostra períodos em que a variabilidade decadal está ativa ou não, como os casos dos períodos ativos (inativos) entre os anos de 1880-1900 (1830-1870) e 1930-1970 (após 1970). Em particular, a análise mostra o quase desaparecimento da variabilidade decadal entre o período de 1970 – 2005 (PRADO et al., 2021).

De fato, alguns estudos mostraram a mudança no regime de precipitação a partir de 1970 nos dados históricos. Carvalho et al. (2011), utilizaram o índice do LISAM e verificaram alterações no SMAS após 1970, fazendo com que o início (fim) da estação chuvosa fosse precoce (tardio) quando comparados ao período de 1948-1970, fazendo com que a estação chuvosa dure mais entre os anos de 1970-2005. Silva Dias et al. (2013) também mostraram uma mudança de padrão na precipitação da cidade de São Paulo nos anos 70, mostrando o aumento da ocorrência de extremos de precipitação para os anos mais recentes (ZILLI; CARVALHO; LINTNER, 2019).

Grimm et al. (2015) analisaram a variabilidade multidecadal do SMAS, com dados espacializados de estações meteorológicas para o período de 1950 a 2000. Os autores encontraram que a distribuição espacial da precipitação segue um padrão do tipo dipolo entre a região Centro-Leste e o Sudeste da América do Sul. Os autores também identificaram uma clara mudança de fase a partir de 1970 nos padrões, atribuído à AMO e à mudança de fase da variabilidade multidecadal da PDO.

Neste mesmo contexto, Prado et al. (2021) também encontraram uma mudança climática no SMAS na década de 1970. Os autores identificaram, através da análise de coerência, que a relação em fase entre a precipitação de verão no Brasil central e a PDO enfraqueceu durante a década de 1970, fazendo com que as periodicidades decadais e interanuais se tornem a maior contribuição para a chuva na região.



**Figura 4.3.** Transformada de ondeleta e espectro de potência para a série temporal da (a) EOF1 e (b) EOF2.

Assim como ocorre com a série temporal da EOF1, a análise de ondeletas da EOF2 (Figura 4.3) apresenta períodos de variabilidade semelhantes, em torno de 3, 4, 10, 20, 32 e 64 anos. A Figura 4.3 mostra que a intensidade das variabilidade interanual (3 a 8 anos) é maior na EOF2 do que na série temporal da EOF1. De fato, Silva e Carvalho (2007) e, mais tarde, Bombardi et al. (2014) mostraram que o segundo modo é dominado pela ZCAS oceânica e a influência da incursão de frentes frias. Este último, associadas com as fases negativas do Modo Anular Sul (REBOITA et al., 2009, 2010) que também possui variabilidade nesta escala de tempo.

Além disso, a mudança de padrão na variabilidade decadal na década de 70 também é observada no modo da EOF2. De modo geral, o sinal da variabilidade decadal aparece com maior potência entre os anos de 1840-1890 e 1970-2005, inverso do observado na EOF1, e apresenta o período entre 1890 e 1970 sem influências significativas da variabilidade decadal. Outra importante variabilidade a destacar é a influência das oscilações multidecais (64 anos ou 768 meses) mostradas apenas entre os anos de 1870 e 1960, justamente o período em que a variabilidade decadal é reduzida consideravelmente.

## 5. OS ÚLTIMOS 21,000 ANOS: PADRÕES E VARIABILIDADE DOS MODOS SMAS E ZCAS

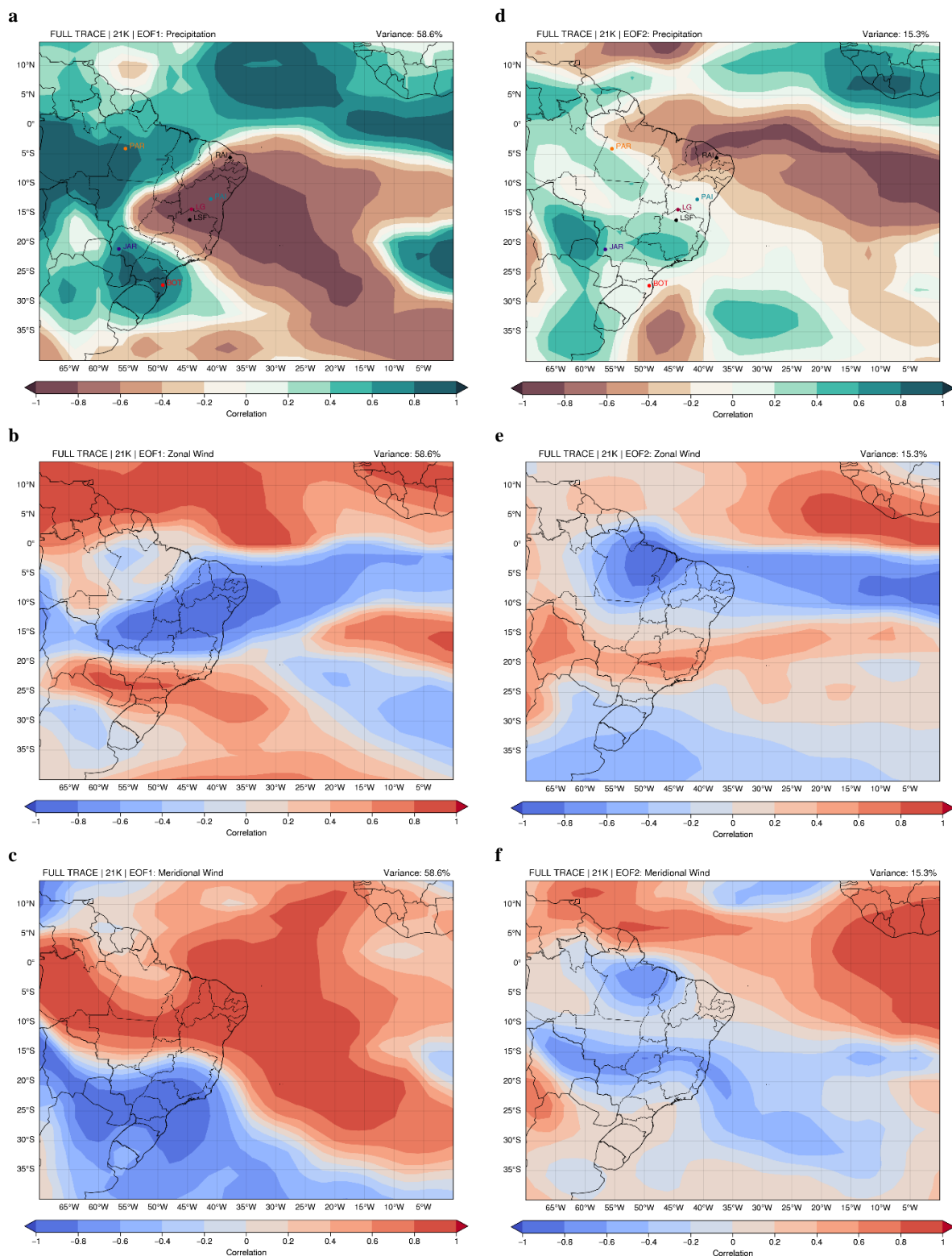
### 5.1. A monção nos últimos 21.000 anos no TraCE-21k *Full Forcing*

A Figura 5.1 mostra o padrão dos modos de variabilidade do LISAM durante os últimos 21.000 anos, baseado nas médias decenais. O padrão mostrado na EOF1 (Figura 5.1a), que representa 58,6% da variância explicada, está associado com as chuvas de maior intensidade sobre a Bacia Amazônica (CAM), com orientação noroeste-sudeste em direção ao sul e sudeste do Brasil.

Diferentemente do que ocorre no período recente nos modos com resolução temporal mensal, este padrão ressalta que, durante os 21.000 anos, as chuvas no período de verão são deslocadas para o sul em comparação ao histórico (Figura 4.1a), surgindo anomalias negativas de precipitação sobre a região do NEB, Minas Gerais e Goiás. De fato, a série temporal dos coeficientes de expansão da EOF1 (Figura 5.2a) mostra que durante o período recente e, com a série ficando positiva, o padrão tende a ter um peso maior na região atual de ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

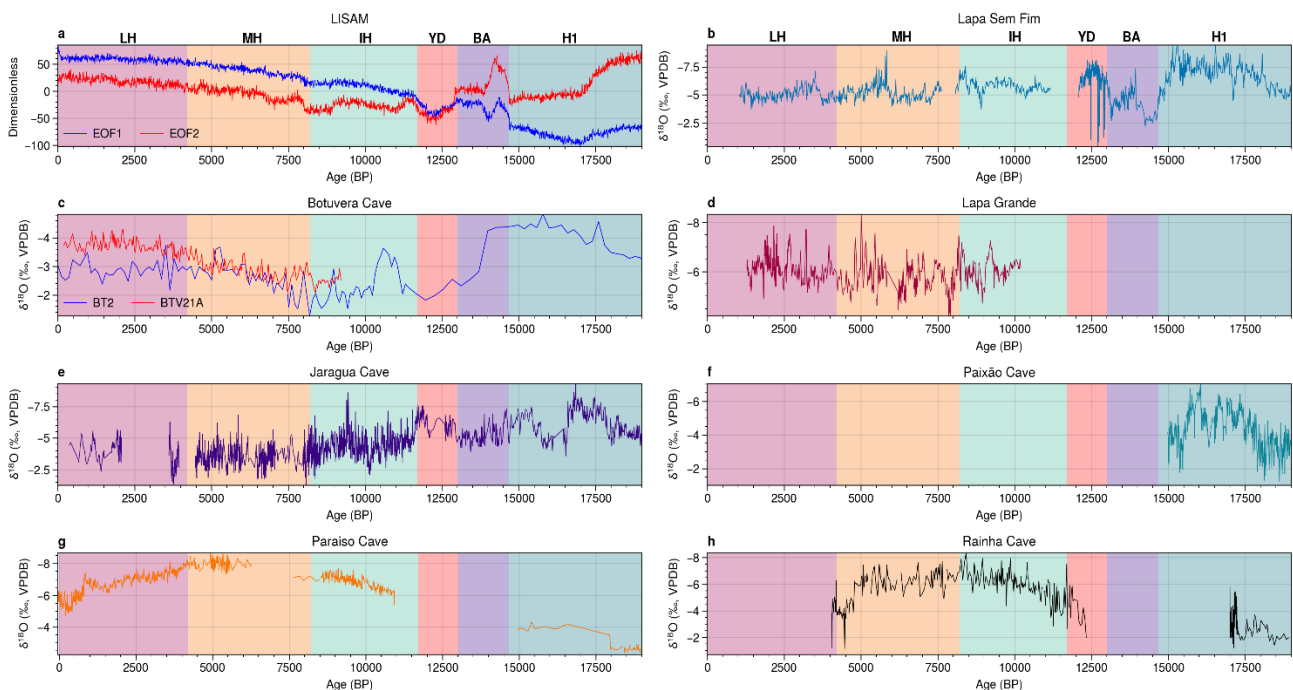
A série temporal dos coeficientes de expansão da EOF (Figura 5.2) foi utilizada para comparar com *proxies* climáticos espalhados pelo Brasil. De modo geral, as transições climáticas identificadas pelos *proxies* entre o H1 e YD é bem definida, conforme mostrado nos registros de Lapa Sem Fim e Jaraguá. A simulação do TRACE21k mostrou-se capaz de identificar as principais oscilações do SAMS durante os últimos 21.000 anos, destacando as variações encontradas pelos *proxies* nos principais períodos paleoclimáticos estudados, tais como a relação em anti-fase da série temporal da EOF1 e EOF2 com os *proxies* na região do NEB durante o H1 e YD.

A série temporal da EOF1 no H1 está correlacionada em fase (anti-fase) com os registros de PAR e RAI (LSF, BOT, PAI e JAR). Em particular, os registros de BOT apresentam um padrão em anti-fase no H1, quando comparados com a série temporal da EOF1 (indicativo de menos precipitação). Isto pode ser explicado por um plausível deslocamento do padrão espacial nas simulações do TraCE-21k em comparação com as observações, visto que o mesmo padrão de anti-fase também é observado para a caverna JAR, tanto no H1 quanto no YD.



**Figura 5.1.** Padrão espacial obtido entre a correlação da série temporal dos coeficientes de expansão da EOFc com as variáveis estudadas durante o período dos últimos 21.000 anos. A primeira (segunda) coluna refere-se aos padrões espaciais encontrados com o primeiro (segundo) modo da EOF1 (EOF2), para as variáveis: a) e d) Precipitação; b) e e) Vento zonal; c) e f) Vento meridional. Também é indicada a localização dos *proxies* climáticos das cavernas de Botuverá (BOT), Jaraguá (JAR), Lapa Sem Fim (LSF), Lapa Grande (LG), Paixão (PAI), Rainha (RAI) e Paraíso (PAR) nos padrões de precipitação.

Ward et al. (2019) mostram que as diferenças entre os diferentes *proxies* climáticos na região monçônica está relacionada com o padrão de umidade local durante os últimos 10.000 anos. Os autores destacam que o principal modo de variabilidade da precipitação durante este período acompanha a variação da insolação austral no verão, como consequência do acoplamento com as variações dos parâmetros orbitais no período (que também será discutido na seção 5.3). Os *proxies* com maior correlação com o modo de variabilidades da precipitação estão na região andina e da costa do Atlântico, também observado com a relação em fase entre a série temporal da EOF1/2 com o registro de BOT, durante o Holoceno. Já os registros do interior do continente, como na região Amazônica e no Planalto do Mato Grosso do Sul, apresentam outros mecanismos, intrinsicamente ligados com a variação local da umidade e não apenas com a variação local da monção sul-americana, conforme discutido em Ward et al. (2019). Assim, a variabilidade apresentada pelos registros paleoclimáticos na região do SMAS demonstram maior heterogeneidade espacial e temporal devido as condições de umidade, assim como variações do próprio sistema de monção (BERNAL et al., 2016; GORENSTEIN et al., 2022; WARD et al., 2019; WORTHAM et al., 2017).



**Figura 5.2.** Comparação entre as series temporais dos coeficientes de expansão dos modos do LISAM (a), com a variação isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  das cavernas: b) Lapa Sem Fim (LSF19 + LSF15 + LSF3; AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2015, 2018); c) Botuverá (CRUZ et al., 2009); d) Lapa Grande (LG3 + LG11; AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2011; STRÍKIS et al., 2018); e) Jaraguá (JAR2+ JAR7 + JAR14; NOVELLO et al., 2019); f) Paixão (STRÍKIS et al., 2015, 2018); g) Paraíso (PAR1 + PAR3 + PAR16 + PAR7; NOVELLO et al., 2021; WANG et al., 2017); h) Rainha (CRUZ et al., 2009; UTIDA et al., 2020). **LH:** Holoceno Tardio; **MH:** Holoceno Médio; **IH:** Holoceno Inicial; **YD:** Younger Dryas; **BA:** Bølling–Allerød; **HI:** Heinrich Stadial 1.

As mudanças no comportamento do SMAS, discutidas acima, também são observadas no período histórico recente. Garcia e Kayano (2015) e Garcia et al. (2017) demonstraram que durante o período de 1958 a 2014, as subáreas dentro da região do SMAS apresentaram diferenças nos balanços de calor e umidade durante o ano. Em particular, os autores estudaram as regiões CAM e COB, mostrando que a CAM atua predominantemente como uma fonte de umidade e calor durante todos os meses do ano, independente da fase da PDO. O COB apresentou uma variação mais bem definida, como sumidouro (fonte) de umidade e fonte (sumidouro) de calor durante a estação úmida (seca). Tais diferenças entre os *proxies* climáticos e a série temporal dos coeficientes de expansão da EOF1 e EOF2 são compatíveis com as diferenças dos padrões locais de umidade. Assim, os estudos paleoclimáticos baseados na metodologia LISAM com o TRACE21k detectam a variabilidade do padrão de variabilidade geral do SMAS indicada nos *proxies*.

## 5.2. Padrões espaciais do LISAM nos subperíodos

Foi aplicada a metodologia do LISAM em cada subperíodo dos últimos 21.000 anos (Tabela 3.2) com o objetivo de estudar as mudanças nos padrões de precipitação entre os diferentes subperíodos. A Figura 5.3 (Figura 5.6) mostra o comparativo entre os padrões espaciais de precipitação obtidos em cada subperíodo para a EOF1 (EOF2). Conforme mostrado na Figura 5.3, o padrão espacial do SMAS variou consideravelmente entre os períodos estudados, com variâncias explicadas entre 18,7% (Figura 5.3a) e 53,9% (Figura 5.3f). Vale destacar que o TraCE-21k está intrinsecamente acoplado com os fluxos de água doce (MWF) no HS e HN (HE, 2011) que levaram a grandes mudanças no clima global. Neste contexto, Marson et al. (2014) mostra que os MWF previstos na simulação do modelo estão presentes principalmente entre o período de 5 mil e 19 mil anos antes do presente (ka BP), sendo que a maioria dos fluxos são no HN com somente um pulso, o mais intenso (60 m/ka), ocorrendo no HS em torno de 14 ka BP. O LH (Figura 5.3a) é o único que não apresenta nenhum forçamento do MWF nas simulações do TraCE-21k, assim como o BA é o que sofre o impacto direto do pulso de água doce no HS.

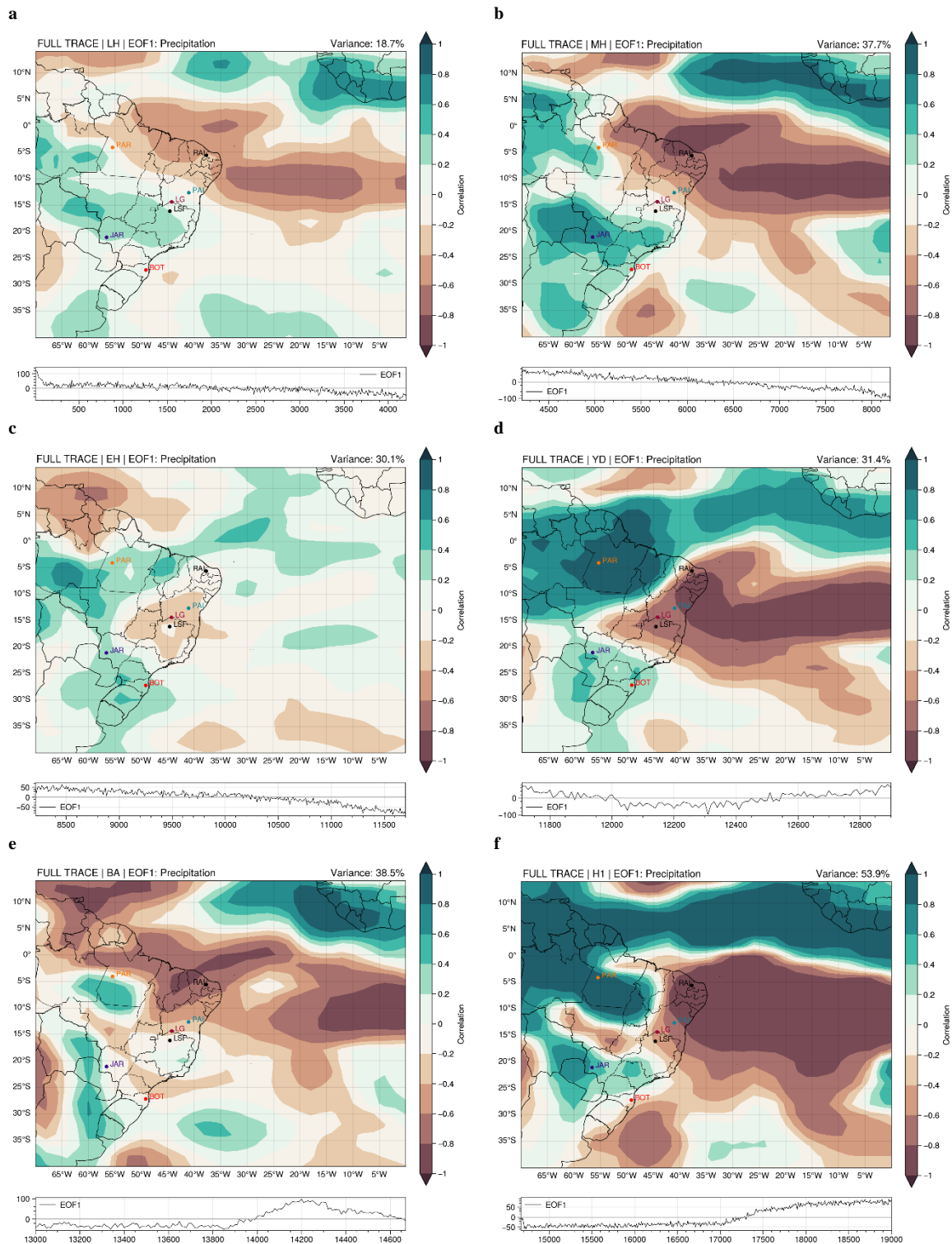
Com relação ao período do BA (Figura 5.3e), nota-se que o padrão encontrado na EOF1 é diferente do padrão do primeiro modo dos demais subperíodos e do período completo (Figura 5.1). De fato, a EOF1 e a EOF2 mostram uma inversão da estrutura espacial observada nos

demais períodos, i.e., o primeiro modo que (que explica a maior parte da variância total) não é similar ao LISAM, que aparece na EOF2 (Figura 5.4e).

Este período é caracterizado por súbito aquecimento devido à ocorrência de mudanças climáticas abruptas, associado com a alterações na intensidade da AMOC, consistente com àquelas encontradas nos registros paleoclimáticos (LIU et al., 2009). O aumento na intensidade da AMOC ocorre mesmo após o forte pulso de água doce no HN, o que tende a enfraquecer a circulação (LIU et al., 2015, 2009; OBASE; ABE-OUCHI, 2019). No entanto, Obase e Abe-Ouchi (2019) indicam que este intenso aquecimento também foi uma resposta ao aquecimento gradual sob a presença da água de degelo da camada de gelo continental. Com o aquecimento maior no HN durante o BA, a ZCIT tende ficar deslocada mais a norte, para balancear o transporte de calor atmosférico (LUTSKO; MARSHALL; GREEN, 2019; MARSHALL et al., 2014; MCGEE et al., 2014, 2018; SCHNEIDER, 2017).

A EOF1 mostra que a maior parte da variância explicada da precipitação durante o BA está associada com as variações do posicionamento da ZCIT. De fato, a Figura 5.3e mostra anomalias positivas de precipitação concentradas no Atlântico Norte próximo à África, enquanto anomalias negativas predominam em praticamente todo Atlântico Tropical. Já a EOF2 (Figura 5.4e) representa o padrão do SMAS durante o período, com anomalias positivas de precipitação sobre a região da ZCIT, estendendo-se para a região da CAM e em direção ao Sul do Brasil.

O H1 (Figuras 5.3f e 5.4f) e o YD (Figuras 5.3d e 5.4d) são os períodos frios com os maiores MWF no HN. Estes períodos também estão associados ao enfraquecimento da AMOC (MCGEE et al., 2014) e, conseqüentemente, deslocamento para sul da ZCIT (MCGEE et al., 2014, 2018; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020). O padrão do SMAS para ambos os períodos se assemelha àquele encontrado para os últimos 21,000 anos (Figura 5.1a). Apesar disso, nota-se diferenças na região do Sul do Brasil durante o H1, com as anomalias de precipitação deslocadas para o sudeste do Brasil, devido as anomalias de vento de Norte (Figura I.1f) sobre o Uruguai e extremo Sul do Brasil.



**Figura 5.3.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo de variabilidade do LISAM aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). Também é mostrado a localização dos *proxies* climáticos das cavernas de: **BOT**: Botuverá; **JAR**: Jaraguá; **LSF**: Lapa Sem Fim; **LG**: Lapa Grande; **PAI**: Paixão; **RAI**: Rainha; **PAR**: Paráíso.



O deslocamento da ZCIT para sul implica em aumento da precipitação sobre a região do NEB. Este fato pode ser observado ao analisar os padrões espaciais das anomalias de precipitação (Figura 5.3f e 5.3d) juntamente com a variação da série temporal da EOF1. Nota-se que em determinados momentos do H1 e do YD, a intensidade do modo predominante era menor, o que implica em uma inversão do sinal do modo e, conseqüentemente, aumento da precipitação no NEB. A resposta observada com as simulações do TraCE-21k é coerente com os registros paleoclimáticos da região NEB, em particular, com o sinal de aumento na intensidade de precipitação que aparece nos *proxies* das cavernas Lapa Sem Fim (Figura 5.2b) e Paixão (Figura 5.2f) (AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2015, 2018).

O aumento da precipitação sobre a CAM também está relacionado com o deslocamento da ZCIT para sul. A perturbação na circulação atmosférica média, com ventos alísios de norte mais intensos e adentrando no NEB e Norte do Brasil (MCGEE et al., 2018), faz com que o JBN mude de direção e se desloque para o Sul do Brasil, corroborando o padrão encontrado no H1 e YD.

As figuras I.2f e I.2d (Anexo I) mostram que ambos os períodos H1 e YD apresentam anomalias de vento de leste sobre o NEB e deslocando-se em direção ao COB. Concomitantemente, também apresentam anomalias de vento de oeste sobre a região do Norte, Sul e Sudeste do Brasil, que indicam o deslocamento do padrão de ventos para o sul. Apesar dos dois subperíodos apresentarem deslocamento da ZCIT para o sul, o YD (Figura 5.3d) apresenta um padrão da anomalia positiva mais intenso sobre o sul do Brasil, enquanto o H1 (Figura 5.3f) a maior intensidade fica sobre o SEB e CAM.

Vale ressaltar que, conforme identificado pela série temporal dos coeficientes de expansão da EOF1 (Figura 5.3f), a análise desse modo no H1 também deve ser feita separadamente para dois períodos, o primeiro entre 19 ka e 17.5 ka BP e o segundo entre o período de 17.23 ka e 14.68 ka BP, aqui denominados de H1a e H1b, respectivamente, devido a inversão do sinal do modo. O padrão predominante de anomalias positivas mostrados na Figura 5.3f perdura, principalmente, no período H1a, ainda como uma resposta da intensificação do SMAS devido a deglaciação e desintensificação da AMOC imediatamente após o último glacial.

No entanto, a partir de 17.23 ka BP o modo de variabilidade do SMAS (EOF1; Figura 5.3f) diminui de amplitude, fazendo com que as anomalias de precipitação sobre a região do NEB aumentem e, conseqüentemente, representa um deslocamento da precipitação associada a ZCIT para o sul. Esta variação da precipitação durante os dois períodos do H1 é coerente com

as conclusões de Stríkis et al. (2015) que utilizou *proxies*, sendo o regime pluviométrico neste período denominado pelos autores como mega-ZCAS, devido a junção das influências do deslocamento para sul da ZCIT e para norte da ZCAS. O mesmo pode ser observado no YD (Figura 5.3d), devido as semelhanças destacadas anteriormente entre os períodos. Neste caso, o YD apresenta uma inversão de sinal na série temporal dos coeficientes de expansão entre 12 e 12.6 ka BP.

O deslocamento da precipitação para o NEB também está relacionado com o aumento da intensidade da ZCAS oceânica e seu deslocamento para norte, uma vez que o padrão espacial da EOF1 dos períodos H1 e YD (Figura 5.3f e 5.3d) representa o modo de variabilidade do SMAS e, conforme descrito anteriormente, os principais sistemas ativos e atuantes no SMAS durante o verão são a ZCIT e a ZCAS. Além disso, a EOF2 do período H1 (Figura 5.4f) também mostra aumento nas intensidades da chuva no NEB durante o período entre 15.5 e 18 ka BP, reforçando a mudança do regime do regime pluviométrico.

A EOF2 também indica um padrão geral da variabilidade do modo ZCAS quando analisado no período total de 21.000 anos (Figura 5.1d). No entanto, quando separados nos subperíodos de estudo, notam-se diferenças nos padrões espaciais do modo EOF2, inclusive com a inversão da ordem do modo de variabilidade de maior intensidade como ocorreu no BA (Figura 5.3e e 5.4e).

Apesar da similaridade da EOF1 entre os subperíodos frios H1 e YD, quanto a EOF2 eles são significativamente diferentes. O padrão espacial da EOF2 (Figura 5.4f) no H1 mostra anomalias positivas predominantemente na região do Atlântico Tropical (entre 5°S e 5°N), condizentes com o deslocamento da ZCIT para o sul, estendendo-se em direção a região da CAM e com anomalias positivas também sobre o sul do Brasil. A EOF2 também apresenta uma anomalia negativa de precipitação sobre a região Centro-Nordeste do Brasil.

Diversos estudos mostram que em condições específicas de TSM, assim como as mudanças no gradiente de pressão ao nível do mar e o aquecimento dos trópicos podem implicar na intensidade e deslocamento da ZCAS e, conseqüentemente, na qualidade da estação chuvosa (JORGETTI; DA SILVA DIAS; DE FREITAS, 2014; TALENTO; BARREIRO, 2012, 2018; VERA et al., 2018; WAINER; VENEGAS, 2002; ZILLI; CARVALHO; LINTNER, 2019). Em particular, Jorgetti et al. (2014) destacam que os eventos de ZCAS deslocadas para norte estão associados com anomalias negativas de TSM que se estendem na costa do SEB. Os autores mostram que o forçamento do oceano para a atmosfera favorece o deslocamento da ZCAS para norte, devido a mudança no padrão de pressão atmosférica. Neste mesmo contexto,

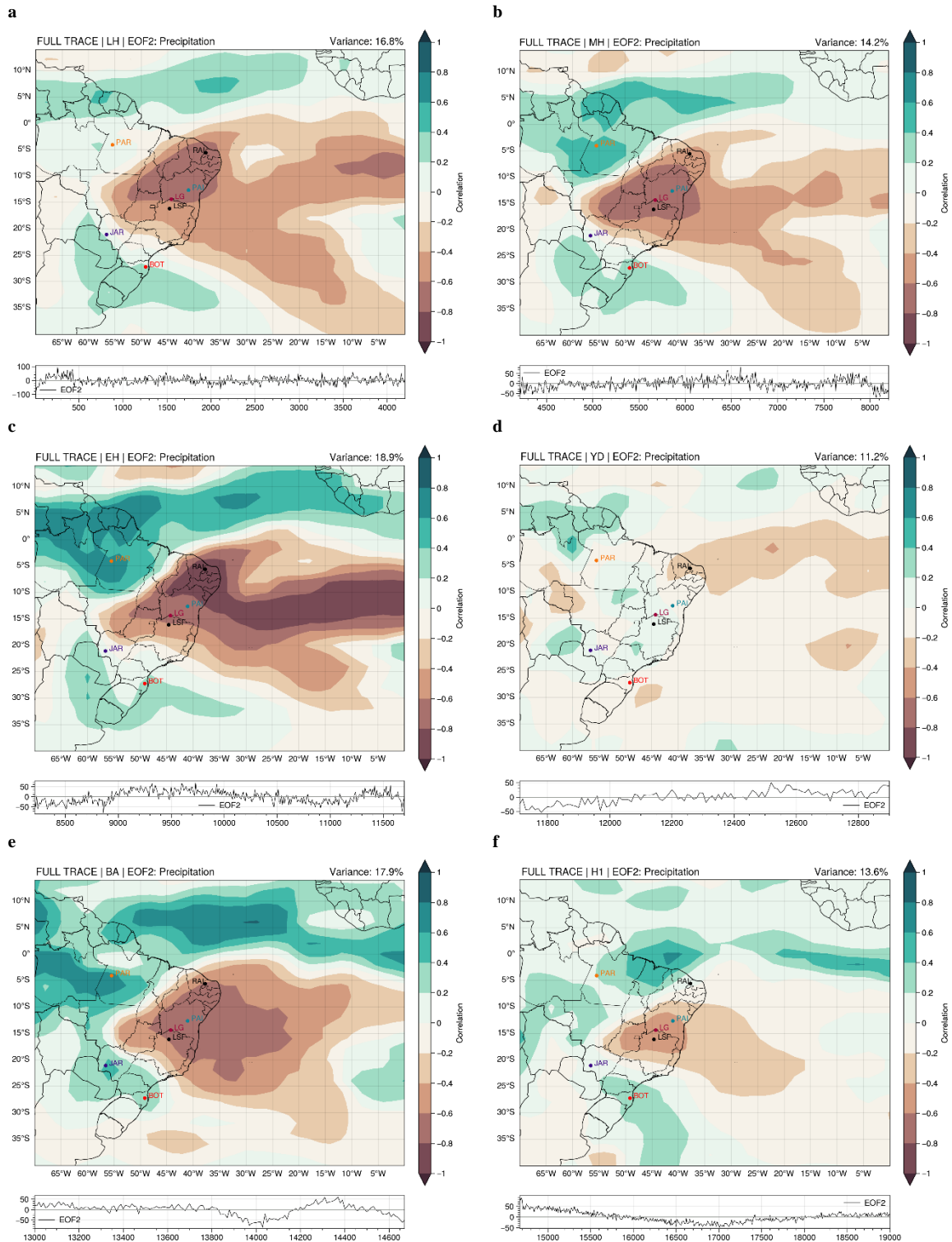
Bombardi et al. (2014) demonstram que o SASD desempenha um papel importante no deslocamento e intensidade da ZCAS, sendo que há maior probabilidade de ocorrência da ZCAS oceânica intensa durante a fase negativa do modo SASD.

Wainer et al. (2021) utilizaram o TraCE-21k para estudar as mudanças do SASD durante os 21.000 anos. Os autores mostram que o padrão referente ao SASD se encontra na fase positiva entre 19 ka e 17 ka BP e negativa entre 17 ka e 14,5 ka BP. O incremento das anomalias de precipitação no NEB no período do H1b, relacionadas com o aumento da intensidade e ocorrência da ZCAS oceânica mais a norte, é consistente com os padrões encontrados pelos autores. Além disso, o mesmo comportamento é observado no YD, quando o sinal do SASD se encontra em sua fase negativa e intensa entre o período de 11.8 ka e 12.6 ka BP, influenciando o aumento das chuvas no NEB.

A fase positiva e intensa do SASD durante o BA também explica a inversão dos padrões de precipitação observados entre a EOF1 e EOF2. Uma vez que SASD positivo implica em anomalias mais frias na região do Atlântico tropical sul, fazendo com que a precipitação do segundo modo (Figura 5.4e) seja deslocada em direção ao Sul do Brasil. No entanto, o primeiro modo (Figura 5.3e) representa a mudança na variabilidade da precipitação tropical associada ao deslocamento para norte da ZCIT, também associado ao resfriamento do Atlântico Tropical Sul.

Outro padrão semelhante àquele encontrado no período completo foi o do Holoceno inicial/EH (Figura 5.3c). O EH é caracterizado como uma transição climática, com o HN voltando a se aquecer em resposta à intensificação da AMOC (MCGEE et al., 2014). Desta forma, os padrões espaciais encontrados no EH são menos intensos que aqueles encontrados no período completo de 21k, mas já representam uma retomada do padrão predominante de precipitação do SMAS, conforme mostrado pela inversão da série temporal da EOF1, passando a ficar mais positiva.

O SASD continua negativo durante o início do EH (WAINER et al., 2021) e atua como catalizador para o aumento da precipitação no NEB. No entanto, a partir de 10.5 ka BP a intensidade do padrão de variabilidade da precipitação tende a se desintensificar no NEB e aumentar sobre a região monçônica, relacionado com a resposta atmosférica do aquecimento no HN e aumento da intensidade da AMOC (MCGEE et al., 2014; MULITZA et al., 2017).



**Figura 5.4.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo de variabilidade do LISAM aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1). Também é mostrado a localização dos *proxies* climáticos das cavernas de: **BOT**: Botuverá; **JAR**: Jaraguá; **LSF**: Lapa Sem Fim; **LG**: Lapa Grande; **PAI**: Paixão; **RAI**: Rainha; **PAR**: Paráíso.

De acordo com Wainer et al. (2021) o padrão SASD tende a enfraquecer após 8 ka BP, com a série temporal tornando-se positiva a partir de 6ka BP. O enfraquecimento do SASD também influencia o início da migração para norte da A-ZCIT, contribuindo para a redução da precipitação sobre a região do NEB após 8ka. A partir do EH, a série temporal dos coeficientes de expansão da EOF1 mostra aumento da intensidade do padrão do SMAS (mais positiva) no MH (Figura 5.3b) e LH (Figura 5.3a), assim como mostrado nos registros paleoclimáticos (AZEVEDO et al., 2021; BERNAL et al., 2016; CHIESSI et al., 2021; CRUZ et al., 2009; MCGEE et al., 2014; MULITZA et al., 2017; VUILLE et al., 2012; WARD et al., 2019).

Segundo Donohoe (2013) e McGee et al. (2014, 2018), o MH (Figura 5.3b) é caracterizado pelo deslocamento da ZCIT para o norte devido ao aquecimento do Atlântico Norte e o aumento da intensidade do transporte de calor feito pela AMOC, padrão muito semelhante ao observado no período moderno. Liu et al. (2017) destacam que o mecanismo responsável pelo deslocamento da ZCIT ocorre devido ao aumento da intensidade da monção no HN que, por sua vez, intensifica o estresse do vento no oceano, intensificando o giro oceânico e aumentando o transporte de calor do oceano (no equador) para norte. Ou seja, a atmosfera deve compensar o transporte de calor oceânico intensificado, deslocando a ZCIT para o HN de forma que o transporte de calor global entre em balanço.

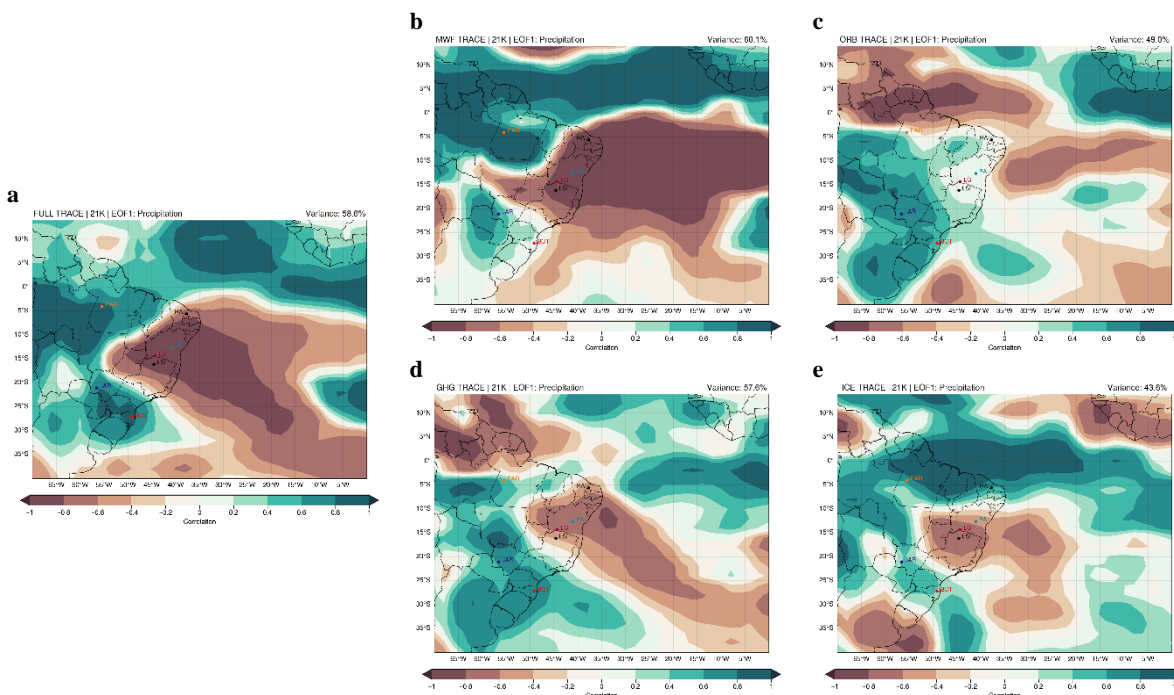
Garcia et al. (2009, 2013), em trabalho observacional, mostraram que a intensificação da monção no HN durante o verão boreal no período histórico recente também pode ser um indicativo da intensificação do SMAS. De fato, os padrões encontrados com a aplicação do LISAM (Figura 5.3b) demonstram que as anomalias de precipitação predominantes durante o MH se encontram na região da CAM com deslocamento em direção ao SEB, com a região da A-ZCIT localizada em torno de 10°N e próximo a região da costa da África. Desta forma, os padrões observados com o TraCE-21k corroboram os mecanismos descritos anteriormente.

Assim como ocorre no subperíodo do BA, o LH também mostra inversão nos padrões de maior variabilidade. A EOF1 (Figura 5.3a) representa o modo ZCAS descrito por Silva e Carvalho (2007) e explica cerca de 18,7% da variância total. Já a EOF2 (Figura 5.4a) representa um padrão semelhante àquele do SMAS, com variância explicada de 16,8%. Conforme mencionado anteriormente, o LH é o único subperíodo que não apresenta nenhum MWF nas simulações do TraCE-21k. Este fato faz com que os modos tenham variância explicada semelhantes e representativas dos principais sistemas atuantes na América do Sul do período histórico. A série temporal da EOF1 (Figura 5.3a) demonstra que o padrão tem uma forte tendência de se intensificar em direção ao período histórico recente.

### 5.3. Impactos dos experimentos TraCE-21k *single forcings* no SMAS

A fim de entender quais os principais fatores que influenciam os modos de variabilidade do passado, foi aplicado o LISAM no período total de 21.000 anos nos experimentos *single forcing* do TraCE-21k, descritos na Tabela 3.2.

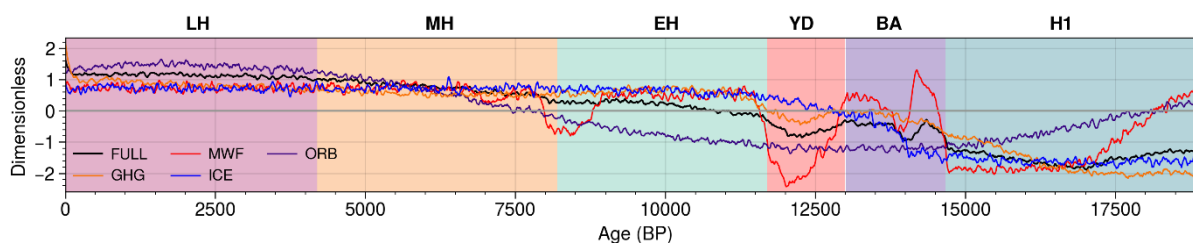
A Figura 5.5 mostra os padrões de variabilidade da EOF1 para cada tipo de *single forcing* analisado. De modo geral, o padrão espacial que apresenta maior semelhança com o experimento FULL (Figura 5.5a) é o do MWF (Figura 5.5b), com anomalia de precipitação abrangendo as mesmas regiões do FULL. Em contrapartida, os experimentos ORB (Figura 5.5c), GHG (Figura 5.5d) e ICE (Figura 5.5e) apresentam deslocamento da precipitação monçônica para sul, quando comparados ao experimento FULL.



**Figura 5.5.** Padrão espacial da EOF1 da precipitação aplicados nos experimentos *single forcings* do TraCE-21k, sendo: a) *Full Forcing* (FULL); b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF); c) Forçante orbital (ORB); d) Gases do efeito estufa (GHG); e) Cobertura de gelo (ICE).

A influência das forçantes climáticas na variabilidade da precipitação do período completo pode ser notada ao analisar os padrões espaciais juntamente com a série temporal normalizada pelo desvio padrão dos coeficientes de expansão da EOF1 (Figura 5.6). O modo LISAM é representado pela EOF1 em todos os experimentos *single forcings*. Por outro lado, a EOF2 dos experimentos mostra maiores diferenças quando comparados ao FULL. Com relação ao período completo de 21 ka, as correlações encontradas entre os experimentos com o FULL, em ordem decrescente, são: GHG: 92,2%; ICE: 89,8%; MWF: 75,9%; ORB: 71,4%.

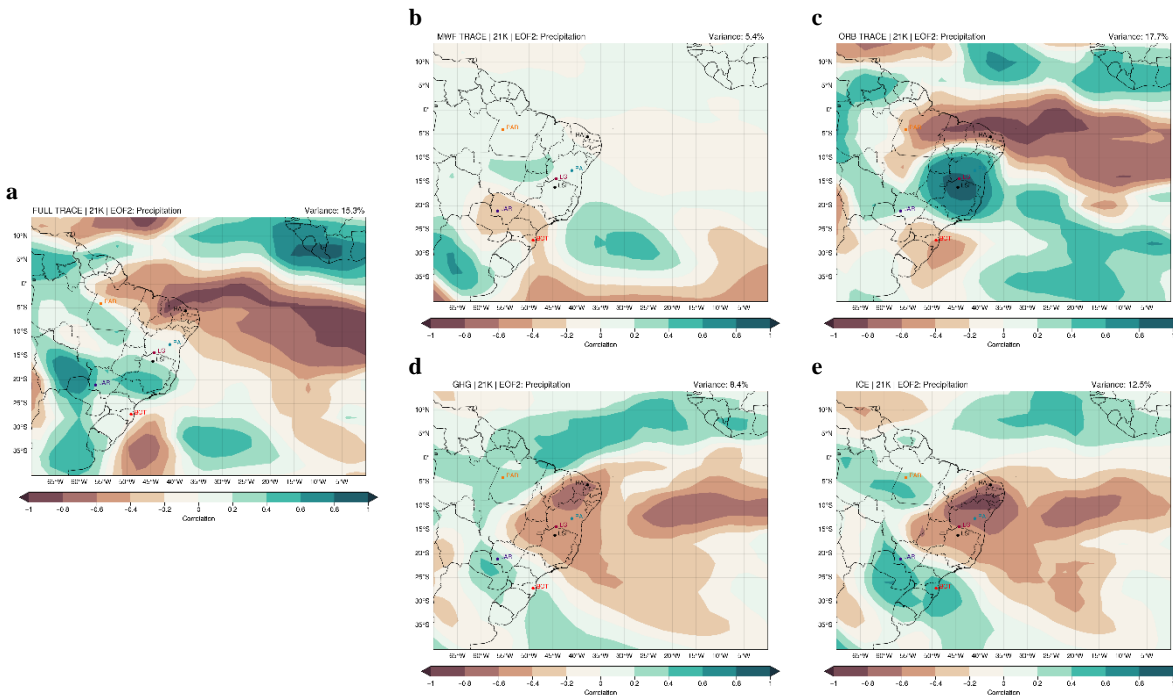
Wainer et al. (2021) destacam que o experimento MWF tem significativo impacto na variabilidade observada no SASD do experimento FULL, principalmente no H1 e YD. Assim como ocorre para os padrões do SASD, o LISAM também apresenta uma forte relação entre os experimentos do MWF e o FULL no H1 e YD, em parte, devido a influência do SASD negativo na intensidade do SMAS durante os períodos frios.



**Figura 5.6.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF1 para cada experimento.

No entanto, ao contrário do mostrado para o SASD por Wainer et al. (2021), no YD o LISAM também apresenta influência das emissões dos gases do efeito estufa, assim como a mudanças orbitais (com a inversão do sinal começando no EH). Ou seja, a diminuição da insolação no HN, juntamente com os fluxos de água doce e a diminuição de gases do efeito estufa exercem importante papel no deslocamento da precipitação para a região do NEB e, como mostrado anteriormente (Seção 5.2), na migração para sul da ZCIT.

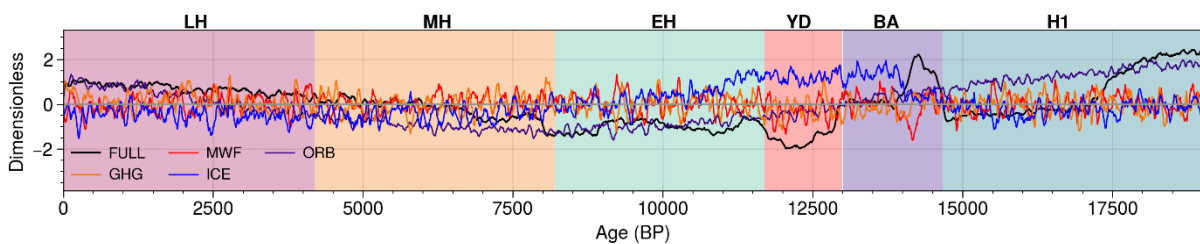
O LISAM durante o H1a apresenta mudanças consistentes com àquelas observadas principalmente nos experimentos ICE e GHG. De fato, a influência da emissão dos gases de efeito estufa e diminuição do manto de gelo estão relacionadas com a deglaciação, fazendo com a precipitação, em um primeiro momento, responda diretamente à diminuição dos mantos de gelo, assim como baixas emissões dos gases do efeito estufa do período. No entanto, os demais experimentos também influenciam o SMAS durante o H1b. Em particular, os fluxos de água doce provenientes do derretimento do manto de gelo (que ocorrem a partir de 17ka), conforme mostrado em Marson et. al (2014), começam a ter efeito na precipitação por causa da redistribuição de calor provocada no Atlântico Sul e impactam diretamente modos de variabilidades oceânicos, como o SASD. De modo geral, apesar da forçante dos pulsos de água doce não ter a maior correlação ao considerar o período completo de 21.000 anos, os pulsos de água doce são essenciais para a representatividade das mudanças abruptas observadas no SMAS durante o H1, YD e BA.



**Figura 5.7.** Padrão espacial da EOF2 da precipitação aplicados nos experimentos *single forcings* do TraCE-21k, sendo: a) *Full Forcing*; b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte; c) Forçante orbital; d) Gases do efeito estufa; e) Cobertura de gelo.

Ao contrário do que ocorre na EOF1, no caso da EOF2 (Figuras 5.7 e 5.8) a forçante orbital domina a modulação da precipitação, com correlação de 60,5%, seguido pelo experimento ICE (-22,2%), enquanto os demais experimentos não apresentam correlações significativas com a série temporal da EOF2.

Os padrões encontrados para a EOF2 mostram que a ZCAS sofre significativa influência dos parâmetros orbitais, de modo que a migração para sul observada no período recente (Figura 4.1) é modulada principalmente pela insolação. Esta característica pode ser verificada tanto nos padrões do SMAS (EOF1) quanto da ZCAS oceânica (EOF2), que apresentam forte correlação com o aumento da insolação observada a partir do MH (BERNAL et al., 2016; CRUZ et al., 2009; D’AGOSTINO et al., 2020; ZHAO; HARRISON, 2012).



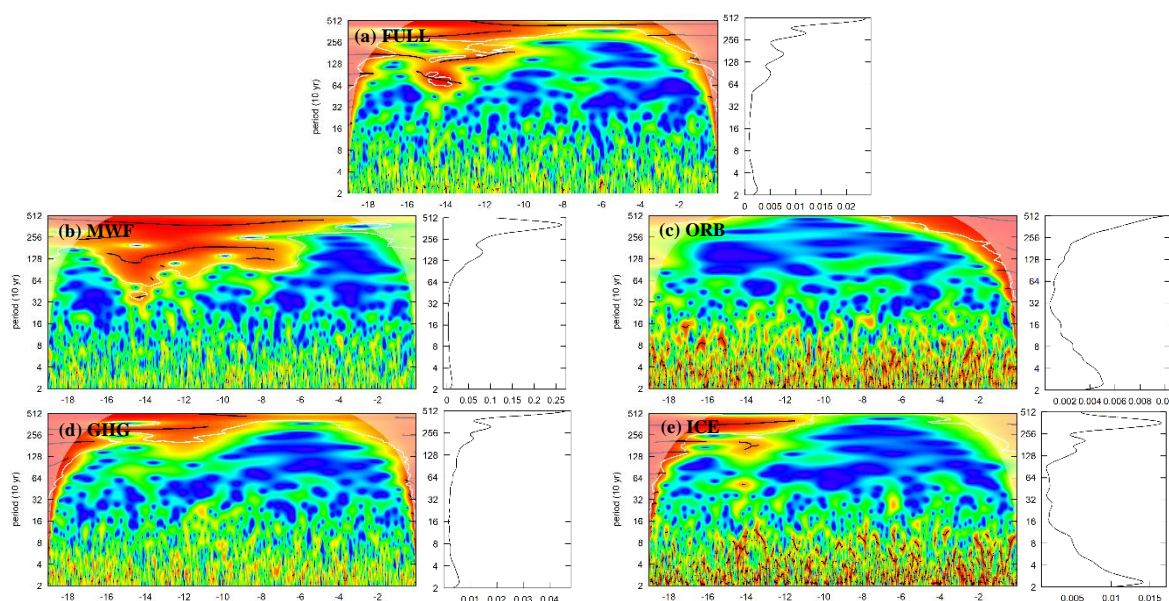
**Figura 5.8.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF2 para cada experimento.



#### 5.4. Variabilidade multidecadal e milenar

No estudo da variabilidade multidecadal e milenar dos modos do LISAM no TraCE-21k foi aplicada a transformada de ondeletas contínua, com a função de onda de Morlet, na série temporal dos coeficientes de expansão do EOF1 e EOF2 nos 21.000 anos de cada experimento (Tabela 3.1). Também foi aplicada a análise de ondeletas nos subperíodos descritos na Tabela 3.2 do experimento FULL. Inicialmente, será analisada a influência dos experimentos *single forcings* na variabilidade multidecadal do TraCE-21k FULL, conforme mostrados nas Figuras 5.9 e 5.10.

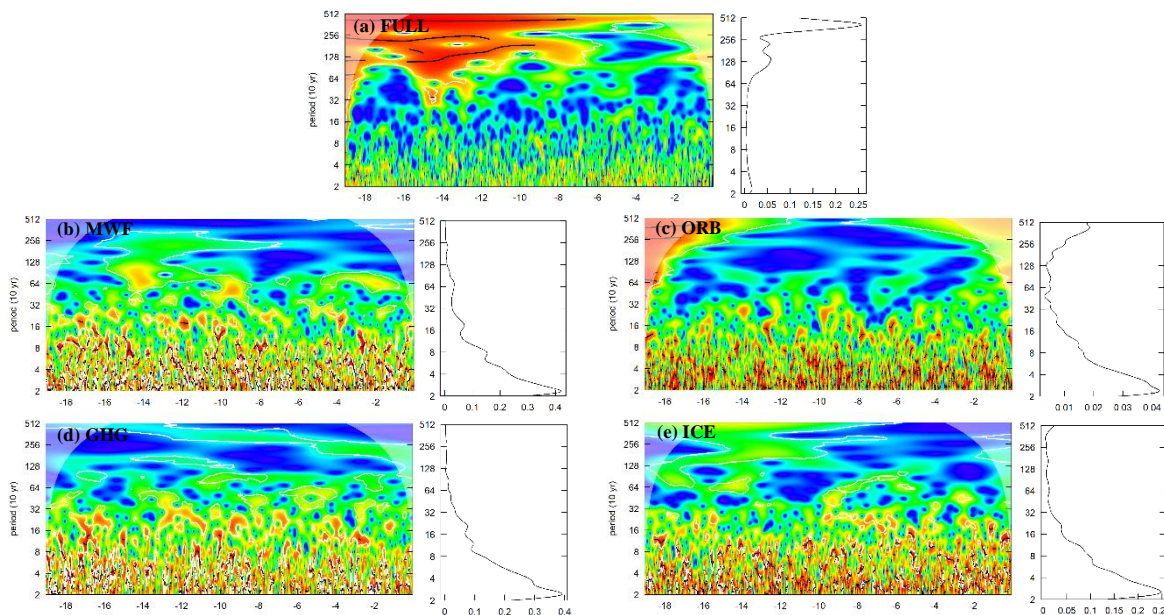
A análise mostra uma clara diferença nas frequências e energia espectral dos experimentos FULL (Figura 5.9a) e MWF (Figura 5.9b) com relação aos demais nas altas frequências, com pouquíssima energia presente nos modos de variabilidade com período inferior a 640 anos. Todos os experimentos apresentam a maior parte da energia espectral em frequências menores (período acima de 2500 anos). O maior pico espectral presente no experimento FULL (Figura 5.9a) ocorre, principalmente, entre o H1 e o EH, com períodos de oscilação variando entre 640 e 5ka, além de apresentar energia na escala multidecadal, porém com intensidade mais baixa e significativa somente no nível de 85%. O mesmo comportamento ocorre na EOF2 (Figura 5.10a).



**Figura 5.9.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF1 para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.

A ocorrência dos períodos de oscilação de menor frequência se estende até 6ka BP no MWF (Figura 5.9b). Este subperíodo coincide com o término dos fluxos de água doce no

TraCE-21k. Em ambos os experimentos, a energia do espectro de ondas apresenta deslocamento para frequências maiores a partir de 15 ka BP, coincidentes com os eventos de fluxos de água doce no BA, revelando mudanças abruptas quando ocorrem os pulsos de água doce (WAINER et al., 2021), e apresentando uma forma de funil no espectro de ondas. Segundo Addison (2018), assim como mostrado por Wainer et al. (2021), a forma de funil no espectro de ondas ocorre quando há uma grande descontinuidade no sinal, revelando também uma grande mudança abrupta na série temporal, o que contribui para o vazamento da energia de frequências menores para frequências maiores, fazendo com que ambos os experimentos mostrem o efeito da descontinuidade causada pelos fluxos de água doce.



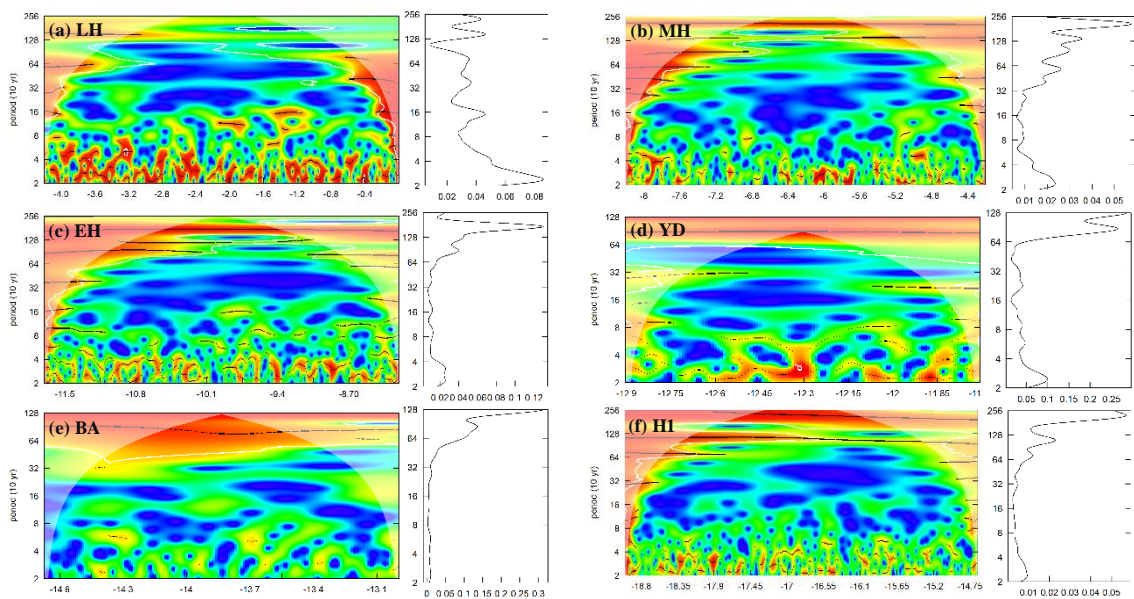
**Figura 5.10.** Transformada de ondaleta aplicada na série temporal da EOF2 para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.

Com relação aos experimentos GHG (Figura 5.9d) e ICE (Figura 5.9e), ambos também apresentam picos de energia nas frequências menores e dominantes entre o H1 e o YD. Esta é outra evidência que mostra os impactos do degelo e das emissões de gases do efeito estufa sobre a variabilidade de baixa frequência do SMAS durante os eventos frios no HN. Em particular, a influência do degelo também apresenta alta energia no período da ordem de 2 ka durante o BA, indicando a relação com o aquecimento do HN que ocasionou derretimento acentuado dos mantos de gelo e, conseqüentemente, contribui para a emissão dos GHG assim como para o aumento do impacto do GHG durante o YD, conforme mostrado na Figura 5.9d.

Além das variabilidades destacadas anteriormente, a periodicidade da ordem de 30 anos no experimento FULL é coerente com a variabilidade multidecadal da Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e Multidecadal do Atlântico (AMO), sendo influenciada pelas forçantes orbitais

(Figura 5.9c) e de gelo (Figura 5.9e). Ambos os experimentos também apresentam picos de energia confinada entre os períodos de variabilidade abaixo de 160 anos (CHEN; ZHAO; ZHANG, 2021).

Com relação a variabilidade temporal da EOF2 (Figura 5.10), o experimento FULL apresenta a maior energia em modos de baixa frequência (períodos em torno de 5 ka), com a transferência de energia para altas frequência em forma de funil, como no caso da EOF1. Neste contexto, o único experimento que mostra energia significativa nos modos de período da ordem de 5 ka é o ORB (Figura 5.10c), o que também corrobora a influência das forçantes orbitais na modulação do posicionamento e intensidade da ZCAS. Todos os experimentos *single forcings* apresentam os maiores picos de energia confinados nos modos de variabilidade abaixo com período inferior a 640 anos, com o pico ocorrendo principalmente na escala multidecadal, em torno de 30 a 80 anos. Este fato destaca a importância dos eventos PDO e AMO na precipitação associada à ZCAS oceânica. De fato, diversos estudos mostram que a variabilidade da intensidade e localização da ZCAS também é influenciada pelas oscilações PDO e AMO (APAÉSTEGUI et al., 2014; CARVALHO; CAVALCANTI, 2016; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002, 2004; CHIANG; VIMONT, 2004; CHIESSI et al., 2009; MANTUA; HARE, 2002; NOVELLO et al., 2012, 2021; VUILLE et al., 2012; ZILLI; CARVALHO; LINTNER, 2019).

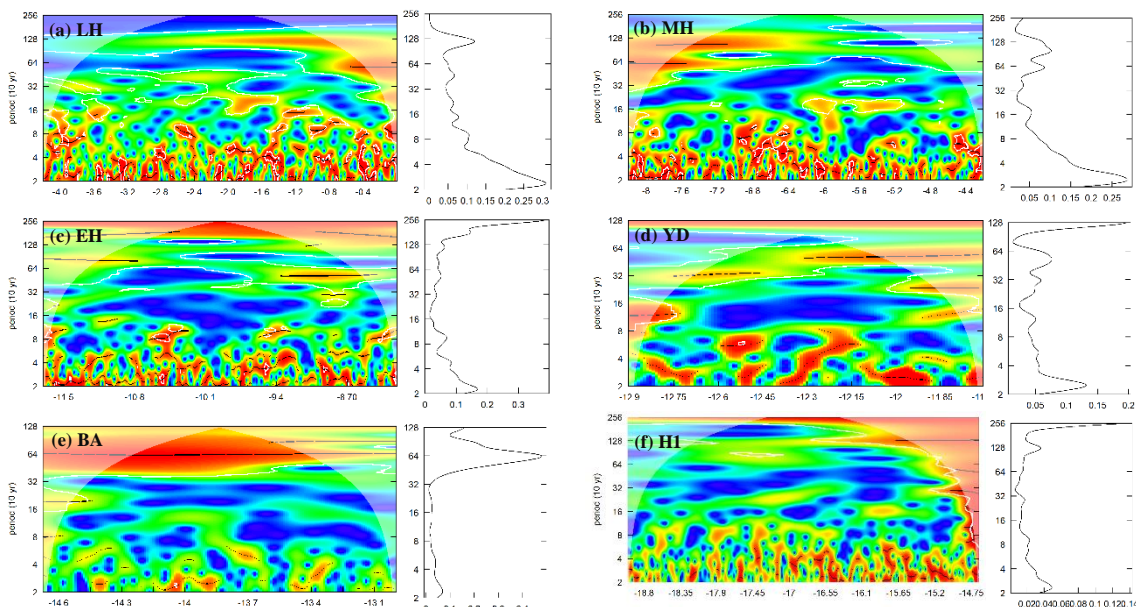


**Figura 5.11.** Análise de ondeletas aplicadas na EOF1 para os períodos do TraCE-21k FULL, sendo: a) LH; b) MH; c) EH; d) YD; e) BA; f) H1.

A fim de verificar as mudanças nos modos de variabilidade do experimento FULL durante o período completo de 21.000 anos, foi aplicada a transformada de ondeleta nas séries

temporais dos coeficientes de expansão dos padrões da EOF1 (Figura 5.11) e EOF2 (Figura 5.12) obtidos para cada subperíodo descrito na Tabela 2. Vale destacar que, devido ao menor número de pontos no tempo, o YD (Figuras 5.11d e 5.12d) e o BA (Figuras 5.11e e 5.12e) apresentam um cone de influência menor da análise de ondeletas, sendo necessário cortar a análise no período de 1280 anos, enquanto os demais vão até 2560 anos.

Através da análise das Figuras 5.11 e 5.12, nota-se de imediato que a variabilidade multidecadal (período inferior a 320 anos) têm pouca energia no H1 (Figura 5.11f e 5.12f) e BA (Figura 5.11e e 5.12e), com aumento de energia conforme o tempo avança em direção ao LH (Figura 5.11a e 5.12a), principalmente após o MH. Tais periodicidades são coerentes com os principais modos de variabilidade dos Oceanos Pacífico e Atlântico. De fato, Wainer et al. (2021) mostra que o padrão espacial do SASD observado no período recente se forma durante o Holoceno Médio, quando ocorre o término dos fluxos de água doce forçados nas simulações. Os autores destacam que o MWF tende a deixar o AS mais aquecido, o que contribui para a diferença observada nos padrões de variabilidade do SASD do H1 ao EH. Portanto, o término das descargas de água doce contribui para a formação dos modos de variabilidades oceânicos observados no período recente e, assim, no aumento da energia presente nas frequências associadas à variabilidade multidecadal.



**Figura 5.12.** Idem a Figura 5.11, mas para a EOF2.

Em contrapartida, o comportamento oposto do espectro de energia é observado nos modos de baixa frequência, com período acima de 1280 anos, em ambas EOFs, apresentando diminuição da energia espectral em direção ao LH (Figuras 5.11a e 5.12a). Como mostrado

anteriormente, os modos de baixíssima frequência estão intrinsicamente relacionados com a variabilidade das forçantes orbitais, manto de gelo e fluxo de água doce. Com o término do MWF ocorrendo a partir de 6ka, e a insolação tornando-se mais intensa e constante no período recente, a energia ocasionada por estes fatores tendem a diminuir no período mais recente.

Portanto, a variabilidade temporal do SMAS e da ZCAS estão intrinsicamente relacionadas ao MWF, com a energia dos modos de variabilidade decenais aumentando a partir do MH, devido ao término dos fluxos de água doce e a estabilização dos padrões oceânicos conforme observados no período recente. Além disso, a forçante orbital também exerce um importante papel na modulação da variabilidade multidecadal da ZCAS, contribuindo com o aumento da energia contida nestes modos do experimento FULL do TraCE-21k.



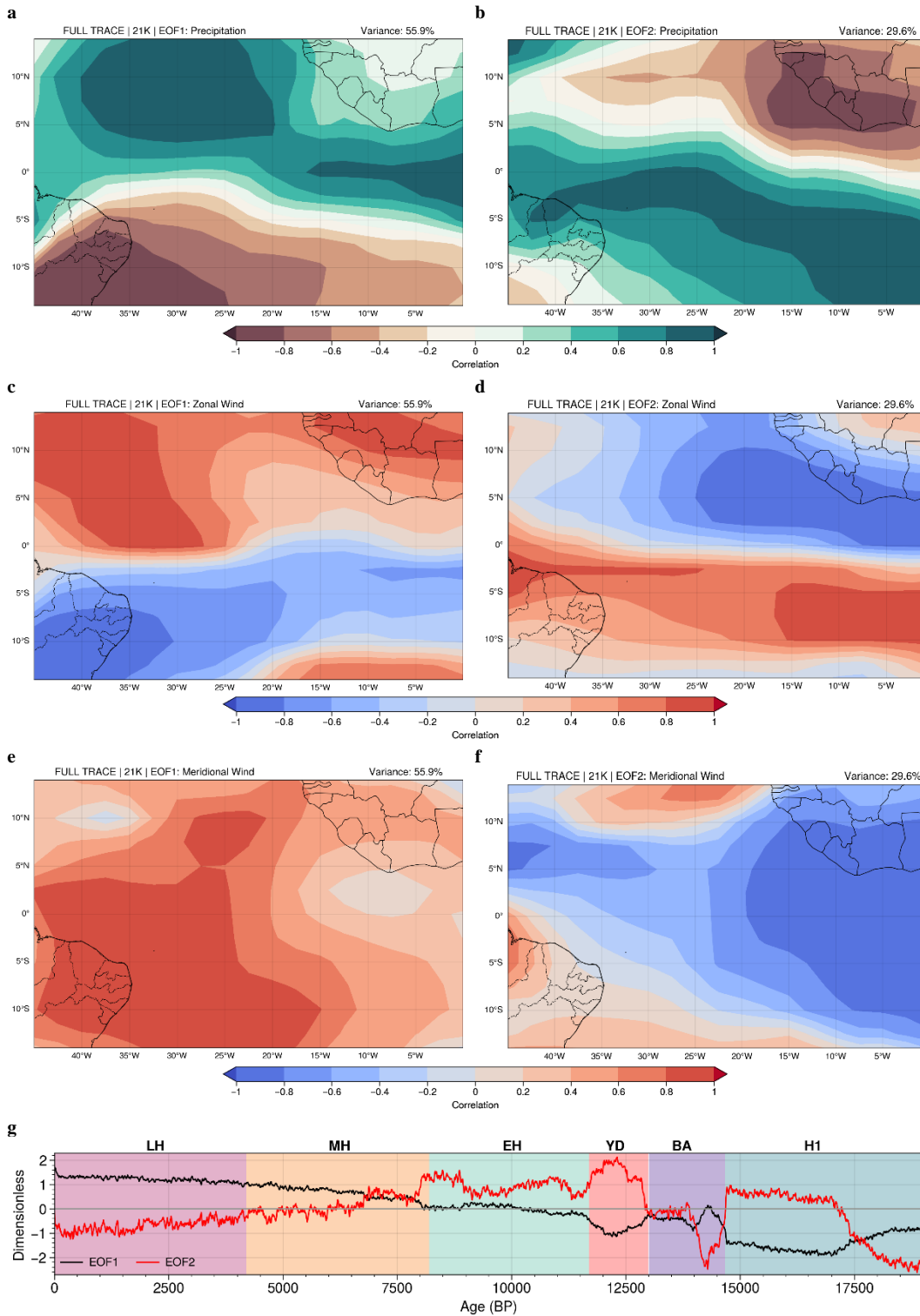
## 6. MECANISMOS ASSOCIADOS ÀS MUDANÇAS DA A-ZCIT

### 6.1. Padrões e Variabilidade nos Períodos Passados

A fim de caracterizar a ZCIT do Atlântico (A-ZCIT), foi aplicado o índice adaptado da ZCIT desenvolvido por Tomaziello et al. (2016). O índice é composto por variáveis que são utilizadas para a determinação da posição da ZCIT (precipitação, temperatura, umidade, vento zonal e meridional). Desta forma é possível capturar, de uma forma consistente, a variabilidade da atividade convectiva e dos ventos alísios na região. A Figura 6.1 mostra o resultado da análise de EOF no período completo do Full TraCE-21k. Os modos EOF1 e EOF2 são independentes pelo critério de North et al. (1982), explicando 55,9% e 29,6% da variância total, respectivamente.

O primeiro modo da EOF (Figura 6.1a) representa anomalias positivas de precipitação sobre o Atlântico Tropical Noroeste e Nordeste e negativas na porção sul do Atlântico Tropical quando o sinal da respectiva série temporal for positivo. O padrão encontrado apresenta diferenças com àqueles descrito por Tomaziello et al. (2016) para o período histórico entre 1979 e 2010. Os autores encontraram que as anomalias positivas de precipitação se concentram na região Oeste do Atlântico Equatorial, com o máximo em torno de 5°N e estendendo-se até a longitude de 20°W, representando a variabilidade da posição climatológica da banda principal da A-ZCIT. Ao considerar os últimos 21.000 anos, nota-se que o padrão característico da EOF1 também representa a banda principal da A-ZCIT. No entanto, as anomalias de precipitação estendem-se por todo o Atlântico equatorial, com dois centros principais de ação, o primeiro na mesma posição climatológica descrita por Tomaziello et al. (2016) e o segundo máximo de correlação sobre a região equatorial entre 15°W e 0°. A extensão da banda convectiva no segundo máximo está associada com a grande variabilidade do posicionamento da ZCIT nos diferentes subperíodos passados (BROCCOLI; DAHL; STOUFFER, 2006; GREEN; MARSHALL; CAMPIN, 2019; HAUG et al., 2001; MCGEE et al., 2014; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014; SOUZA; CAVALCANTI, 2009), conforme será mostrado mais à frente. De modo geral, a banda convectiva da A-ZCIT mostrada na EOF1 (Figura 6.1a) está associada com anomalias

de vento de oeste (leste) sobre a região do Atlântico Tropical Norte (Sul) e ventos de sul estendendo-se sobre toda a região tropical (Figuras 6.1c e 6.1e).



**Figura 6.1.** Padrão espacial obtido entre a correlação da série temporal dos coeficientes de expansão da EOF com as variáveis estudadas durante o período dos últimos 21.000 anos. A primeira (segunda) coluna refere-se aos padrões espaciais encontrados com o primeiro (segundo) modo da EOF1 (EOF2), para as variáveis: a) e b) Precipitação; c) e d) Vento zonal; e) e f) Vento meridional. Também é mostrado a série temporal (g), normalizada pelo desvio padrão, para a EOF1 (linha preta) e EOF2 (linha vermelha).



Tomaziello et al. (2016) não apresentam o modo espacial referentes à EOF2, por possuir baixa variância explicada no período histórico, visto que a análise da EOF1 para o período histórico elaborada pelos autores explica apenas cerca de 10% da variância total dos dados. Apesar disto, quando analisado os últimos 21.000 anos, a variância explicada da EOF2 é de 29,6%, o que demonstra ser um importante modo de variabilidade no passado. Destaca-se que os modos de variabilidade a partir da EOF3 foram desconsiderados da análise por representarem (cada um deles) menos de 5,6% da variância total das variáveis.

O padrão espacial referente à EOF2 (Figura 6.1b), apresenta núcleos mais intensos de variabilidade com anomalias de precipitação positivas (negativas) que se entendem por toda a região do Atlântico Tropical sul e negativas (positivas) na África Equatorial Oeste e oceano adjacente, quando o coeficiente de expansão for positivo (negativo). Este padrão está associado com a formação e variabilidade de uma A-ZCIT nas latitudes onde a EOF1 tem menor amplitude. Caso os coeficientes da EOF1 e EOF2 tenham o mesmo sinal (positivo), apresenta-se uma situação em que existe simultaneamente uma segunda banda da A-ZCIT. Nesta situação, aparece um dipolo na variabilidade da precipitação em 10°N ao considerar as duas primeiras EOFs.

Diversos estudos mostram que a região tropical dos oceanos Pacífico e Atlântico é suscetível para a formação de uma ZCIT de banda dupla (ADAM et al., 2016; ADAM; SCHNEIDER; BRIENT, 2018; BISCHOFF; SCHNEIDER, 2016; TEODORO; REBOITA; ESCOBAR, 2019). Em particular, Uvo (1989) destaca que a banda secundária da A-ZCIT ocorre com mais frequência sobre a região oeste do Atlântico e possui uma distância da banda principal que varia entre 1° e 10° de latitude, com a época de maior frequência de ocorrência sendo entre os meses de fevereiro e abril. Esta situação ocorreu, por ex., na parte inicial do MH e na parte final do EH (principalmente entre 9.000 e 10.000 anos). Com sinais opostos nas séries temporais (EOF1>0 e EOF2<0, por ex., no LH), temos uma situação em que anomalia positiva da precipitação da A-ZCIT está totalmente localizada mais ao norte, estendendo-se sobre a África equatorial. Caso a série temporal da EOF1<0 e a da EOF2>0, a anomalia da precipitação é mais larga (N/S), estendendo-se desde a parte sul do NEB até o norte do NEB e sobre o Atlântico Equatorial Sul. Esta situação foi, por ex., simulada no TraCE21k durante o YD e no final do H1

Teodoro et al. (2019) também estudaram a ocorrência da banda dupla da A-ZCIT durante o período de 2010 a 2017. Encontraram que a A-ZCIT ocorre entre janeiro e maio,

com maior frequência nos meses de fevereiro a abril, podendo se estender por todo o Atlântico Tropical Sul (ATS), entre as latitudes de 2°S e 5°S e longitude de 45°W a 10°W. Os autores também destacam que a ocorrência da banda dupla da A-ZCIT pode ser melhor identificada através da variável convergência de massa.

Estudos recentes mostram que a formação da dupla-ZCIT está correlacionada com o viés trans equatorial do transporte de energia atmosférico e com o ramo ascendente da célula de Hadley (ADAM et al., 2016; ADAM; SCHNEIDER; BRIENT, 2018; BISCHOFF; SCHNEIDER, 2016; MARSHALL et al., 2014). Adam et al. (2016) destacam que os modelos climáticos do CMIP5 possuem um viés de formação da dupla-ZCIT, associados com o viés positivo do transporte de energia atmosférica e influenciada pelo viés tropical associado à TSM e nuvens baixas na região equatorial. De fato, a Figura 3.2 mostra que a precipitação média do TraCE-21k, na região do Atlântico tropical, apresenta uma segunda região com maior precipitação entre o equador e 5°S, o que justifica a variabilidade encontrada na EOF2.

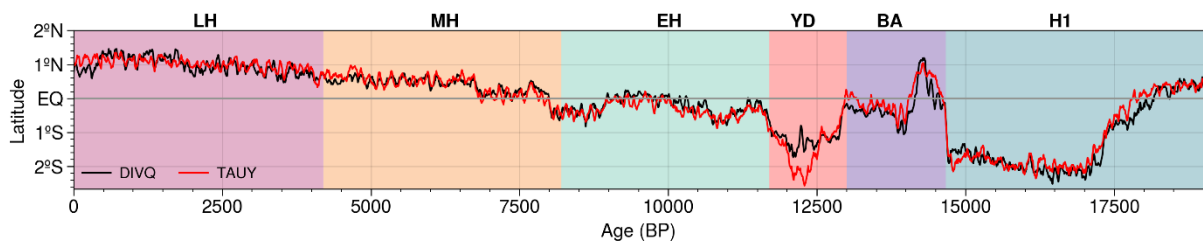
De modo geral, a  $EOF2 > 0$  indica que as anomalias positivas de precipitação, relacionadas à banda secundária da A-ZCIT (quando a  $EOF1 > 0$ ), está associada com anomalias de vento de leste (oeste) sobre o Atlântico Tropical Norte (Sul) e anomalias de vento de norte predominantes sobre toda a região leste do Atlântico tropical e parte da região oeste entre as latitudes de 5°N e 10°N (Figuras 6.1d e 6.1f), podendo ser atribuída à intensificação dos ventos alísios de nordeste em determinados períodos passados.

Ao analisar a série temporal dos coeficientes de expansão da EOF1 e EOF2 (Figura 6.1g) nota-se que a metodologia aplicada identifica as mudanças da A-ZCIT durante os principais subperíodos do passado. De modo geral, o padrão em anti-fase entre os dois modos ( $EOF1 < 0$  e  $EOF2 > 0$ ), como ocorre no H1 e YD, corresponde ao deslocamento da A-ZCIT para o sul, sendo que a probabilidade de ocorrência da banda dupla da A-ZCIT aumenta quando a banda principal está deslocada mais ao sul, o que pode ser identificado devido a maior ocorrência da dupla-ZCIT ocorrer entre os meses de janeiro e maio no período recente, nos quais sua posição fica mais sul, e não ocorrer entre junho e novembro (TEODORO; REBOITA; ESCOBAR, 2019; UVO, 1989). Desta forma, durante os períodos frios (H1 e YD) a intensidade da EOF1 diminui, enquanto a série temporal da EOF2 mostra um aumento da intensidade nestes mesmos períodos, corroborando assim o mencionado anteriormente.

A fim de identificar o posicionamento da A-ZCIT nos subperíodos passados, foram aplicados dois métodos objetivos de identificação da posição da ZCIT, um com base no estresse

do vento (TAUY) (XAVIER et al., 2000) e o outro com base na divergência de umidade integrada entre a superfície (1000 hPa) e 850 hPa (DIVQ). A identificação do posicionamento da A-ZCIT é definida, para o método TAUY, como a latitude que ocorre o mínimo do estresse do vento meridional. No caso da DIVQ, o posicionamento da A-ZCIT é definido como a latitude que possui o mínimo da divergência (ou máximo da convergência) de umidade integrada.

A Figura 6.2 mostra a posição média da A-ZCIT, calculada através da média longitudinal das posições no Atlântico Tropical, para ambos os métodos. Nota-se que os métodos apresentam posições médias muito próximas em todos os períodos, com a maior diferença ocorrendo no período do YD, no qual o método do TAUY mostra um deslocamento da ZCIT mais para sul do que o método baseado na DIVQ. Ambos os métodos de identificação mostram que durante os subperíodos do H1 e YD a A-ZCIT média deslocou-se mais para sul, o que corrobora os padrões encontrados pela EOF1 e EOF2 da ZCIT e com as características do aumento da precipitação do NEB durante ambos os períodos (Figuras 5.1a, 5.3d e 5.3f), conforme destacado no Capítulo 5.



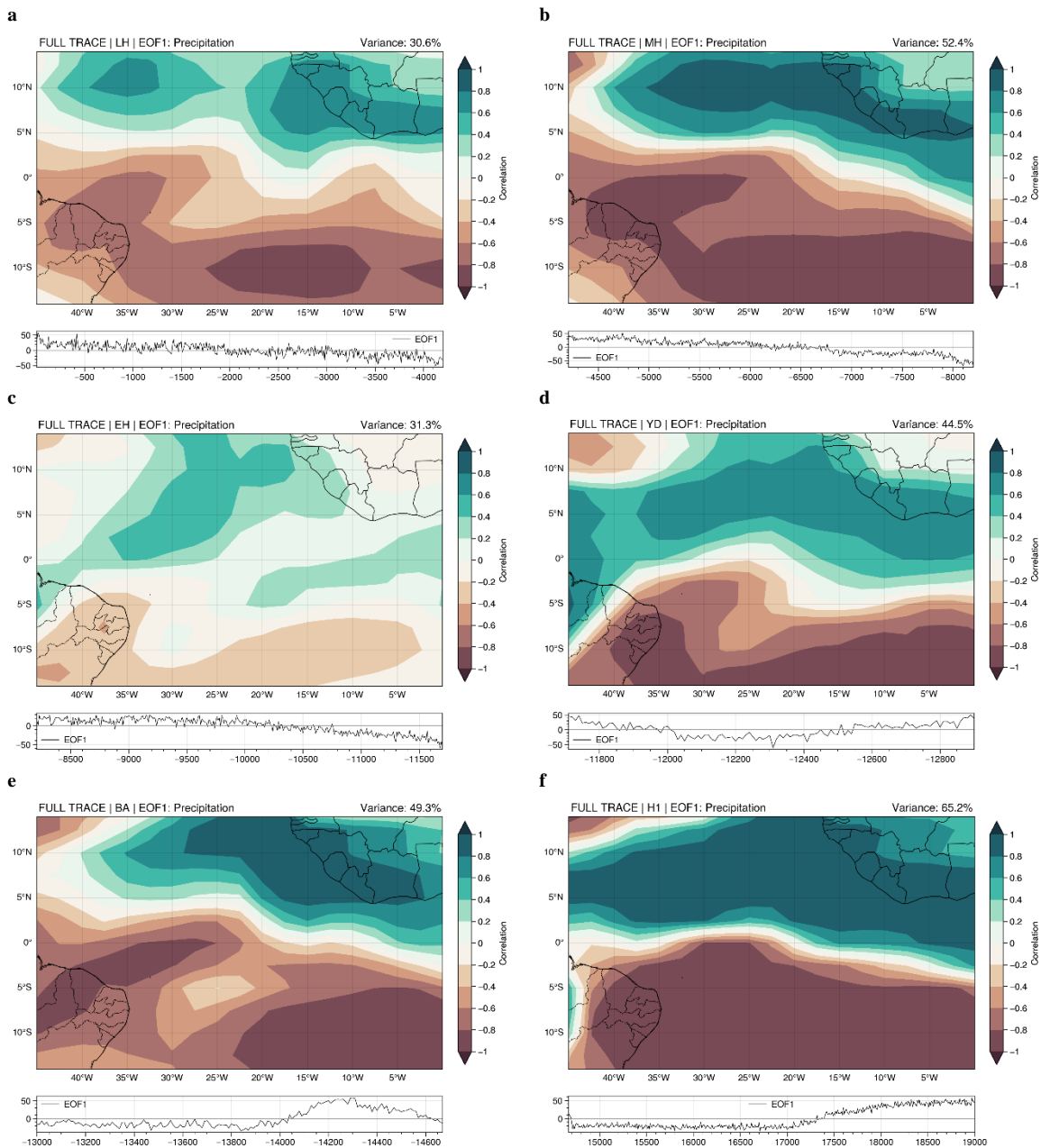
**Figura 6.2.** Série temporal da posição média da A-ZCIT (média longitudinal do Atlântico Tropical) durante o verão austral, para o critério de divergência de umidade (linha preta) e estresse do vento (linha vermelha).

Além disso, a migração gradual para norte da A-ZCIT inicia-se no EH, juntamente com a intensificação do transporte de calor para norte feito pela AMOC (CHIESSI et al., 2021; HAUG et al., 2001; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020; MULITZA et al., 2017), como forma de ajustar o balanço de calor através dos fluxos pela atmosfera. O período do BA também mostra um deslocamento da A-ZCIT para o norte, pelos mesmos motivos, contribuindo para a diminuição na precipitação do NEB e do SMAS (Figuras 5.1a e 5.3e).

## 6.2. Padrões de variabilidade da A-ZCIT durante os subperíodos

Para entender como ocorrem as mudanças no padrão espacial da A-ZCIT, também foi aplicado a análise do CT-ZCIT para cada um dos subperíodos definidos na Tabela 3.2. De modo

geral, as análises para cada subperíodo da EOF1 e EOF2 são mostradas nas Figuras 6.3 e 6.4, respectivamente. A variância explicada para a EOF1 variou entre 30,6% (LH; Figura 6.3a) e 65,2% (H1; Figura 6.3f), enquanto a EOF2 apresentou variâncias explicadas entre 14,6% (YD; Figura 6.4d) e 27,1% (EH; Figura 6.4c).



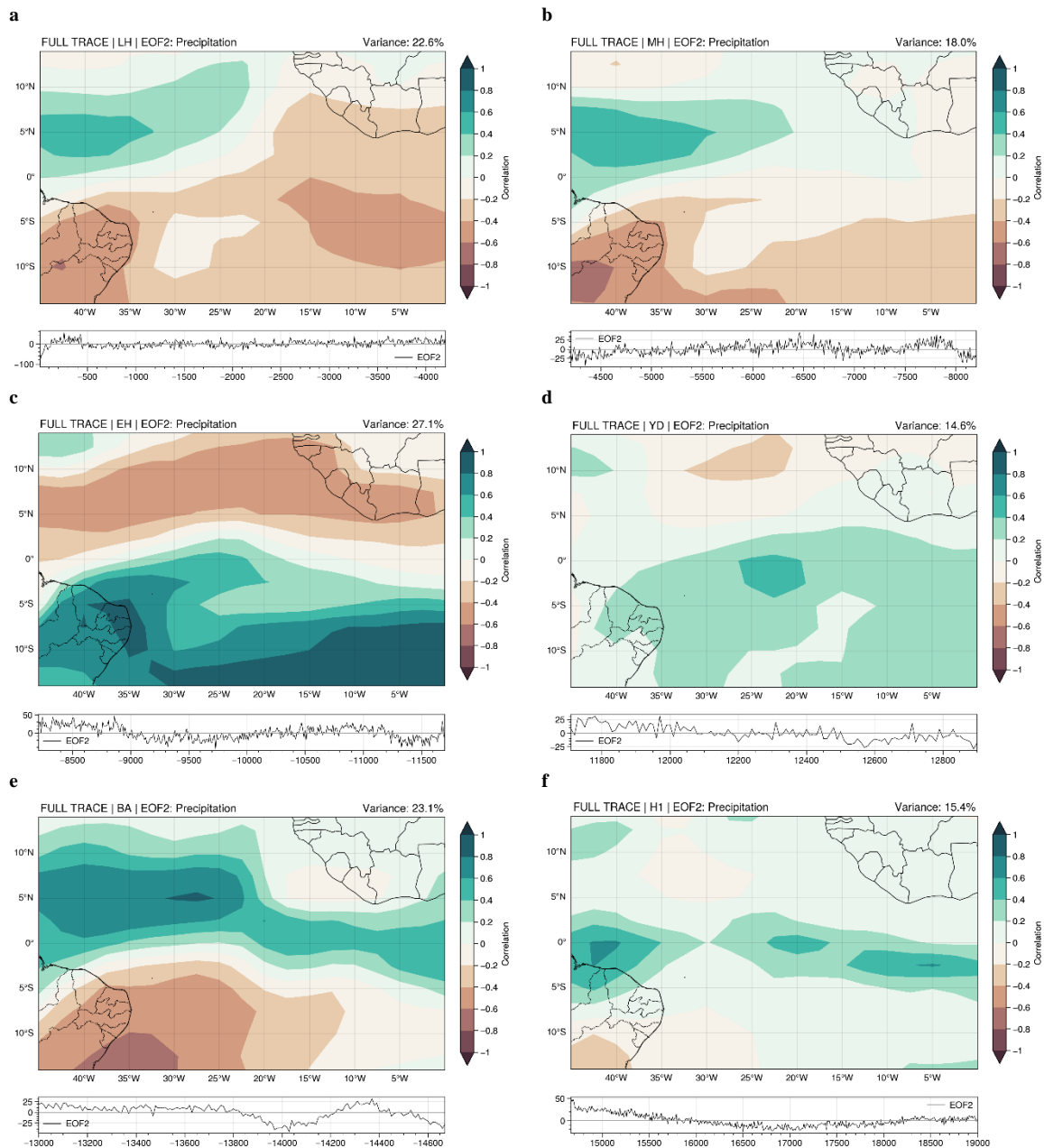
**Figura 6.3.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro modo (EOF1) de variabilidade da CT-ZCIT aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).

Vale ressaltar que, assim como ocorre para os modos do LISAM e ZCAS, na análise dos subperíodos dos modos do CT-ZCIT também deve-se levar em consideração o sinal da

série temporal de cada modo. Em particular, os períodos frios do H1 e YD apresentam a mesma característica observada para o LISAM, com uma mudança no sinal da EOF1 entre os anos de 17,25 ka e 12,5 ka BP (AZEVEDO et al., 2021; NOVELLO et al., 2017; STRÍKIS et al., 2015), respectivamente. A inversão do sinal da série temporal da EOF1 representa a diminuição da intensidade das anomalias positivas no Atlântico Tropical Norte (ATN) e o aumento sobre a região do ATS, corroborando com o padrão de deslocamento para sul da A-ZCIT no H1 e YD.

Em contrapartida, o período do BA (Figura 6.3e) apresenta uma anomalia intensa de precipitação sobre a região centro-leste do ATN, relacionado com o aquecimento abrupto do HN e com a migração da A-ZCIT para norte (LIU et al., 2009; OBASE; ABE-OUCHI, 2019). Já o período do EH (Figura 6.3c), caracterizado como um período de transição, o padrão espacial associado à EOF1 começa a intensificar as anomalias positivas de precipitação sobre o ATN a partir de 10.2 ka BP. Com o surgimento do padrão espacial semelhante àquele identificado para o período dos 21.000 anos ocorrendo a partir do MH (Figura 6.3b) e LH (Figura 6.3a), assim como ocorre para o SASD (WAINER et al., 2021).

A Figura 6.4 mostra os padrões espaciais da EOF2 para cada subperíodo. De modo geral, nota-se que a variabilidade da banda secundária da A-ZCIT é diferente entre os períodos. Nos subperíodos do H1 (Figura 6.4f), YD (Figura 6.4e) e EH (Figura 6.4c) nota-se que as anomalias positivas de precipitação dominam na região do ATS, indicando que o deslocamento da banda principal da A-ZCIT para sul, também influencia no surgimento das anomalias de precipitação associadas à banda secundária. Em contrapartida, o deslocamento para norte durante o BA diminui a probabilidade de formação da banda secundária da A-ZCIT, já que as anomalias positivas de precipitação da EOF2 (Figura 6.4e) ficam localizadas no noroeste do ATN entre 45°W e 20°W, estendendo-se para a região equatorial nas longitudes de 20°W e 0°. A estrutura espacial da EOF2 do BA mostra-se semelhante àquela encontrada por Tomaziello et al. (2016) e para o período completo dos 21 ka. Por sua vez, a análise conjunta da EOF1 (Figura 6.3e) e EOF2 (Figura 6.4e) indica que o padrão de variabilidade encontrado com o CT-ZCIT identifica as mudanças longitudinais da A-ZCIT durante o BA, ao invés das mudanças latitudinais igual os demais subperíodos.

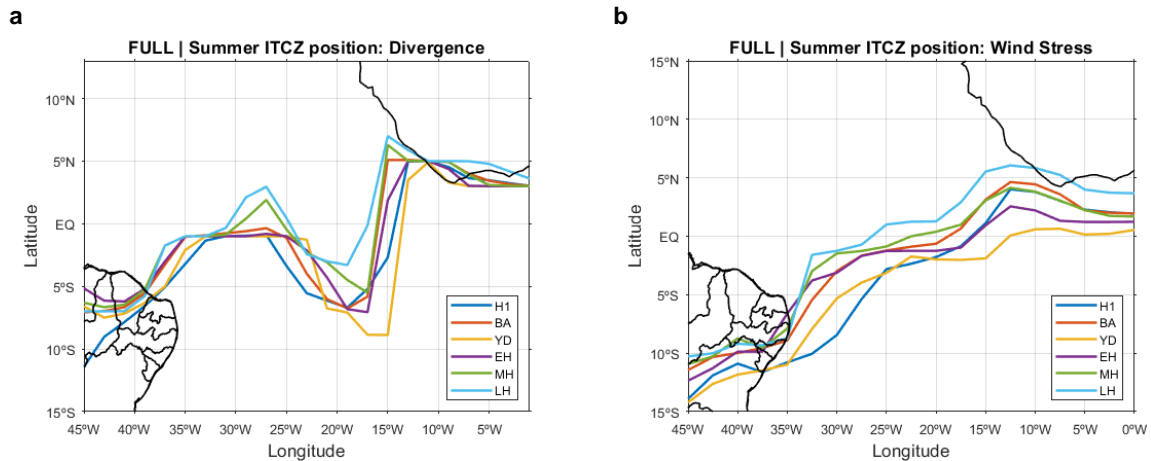


**Figura 6.4.** Padrões espaciais e série temporal dos coeficientes de expansão do segundo modo (EOF2) de variabilidade da CT-ZCIT aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável precipitação, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).

O mesmo padrão de mudança longitudinal da A-ZCIT é observado quando analisada a EOF2 do MH (Figura 6.4b) e LH (Figura 6.4a), com a estrutura espacial apresentando anomalias positivas restritas na região noroeste do ATN, com os máximos centrados na latitude de 5°N, semelhante ao padrão espacial do período histórico (TOMAZIELLO et al., 2016).

Tendo como base os métodos de identificação do posicionamento da A-ZCIT utilizando DIVQ e TAUY, foi identificado sua posição média para cada subperíodo por longitude, já que

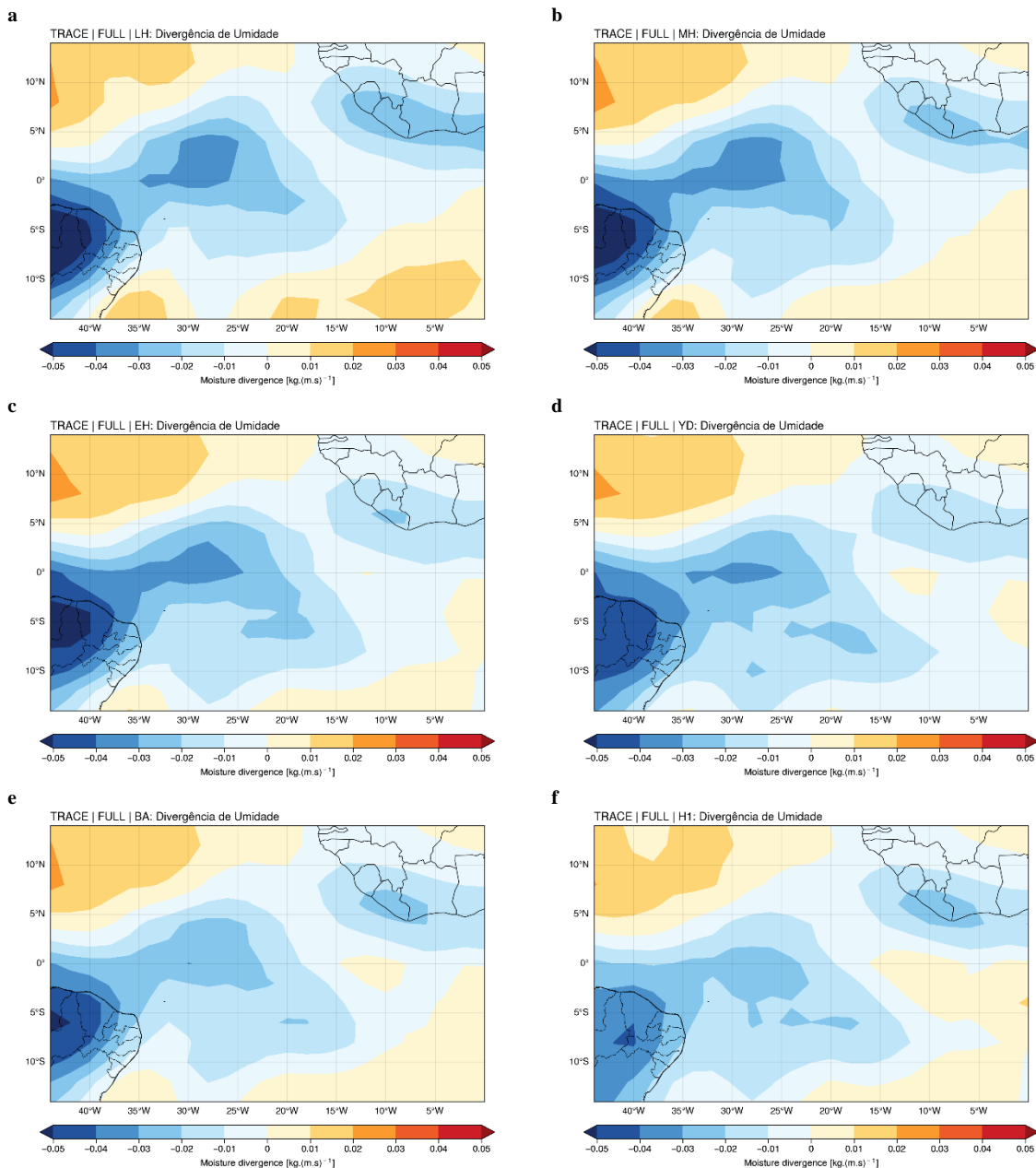
a A-ZCIT não é zonalmente simétrica e depende da longitude (COELHO; GAN; CONFORTE, 2004; MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).



**Figura 6.5.** Posição anual média da A-ZCIT calculada utilizando os métodos da divergência de umidade (a) e do estresse meridional do vento (b) para cada subperíodo. **H1:** Heinrich Stadial 1 (azul); **BA:** Bølling–Allerød (vermelho); **YD:** Younger Dryas (amarelo); **EH:** Holoceno Inicial (roxo); **MH:** Holoceno Médio (verde); **LH:** Holoceno Tardio (azul claro).

A Figura 6.5 mostra o posicionamento da A-ZCIT do TraCE-21k FULL para cada subperíodo durante o verão austral. De modo geral, ambos os métodos identificaram o padrão de deslocamento da A-ZCIT para sul durante os períodos mais frios (H1 e YD), sendo que o posicionamento mais a norte ocorrendo no MH e EH. Apesar disto, algumas diferenças podem ser notadas entre os métodos, o TAUU (Figura 6.5b) mostra uma A-ZCIT deslocando-se para a região do NEB e chegando até o norte da Bahia, com uma A-ZCIT simétrica no sentido Sudoeste-Nordeste. Já o método DIVQ (Figura 6.5a) não mostra a banda convectiva deslocando-se até o Norte da Bahia, ficando restrita na porção do norte do NEB.

Além disso, nota-se que a principal diferença entre os métodos de identificação da posição da ZCIT é a forma de “V” que ocorre entre as longitudes 25°W e 15°W para o método DIVQ. Conforme destacado por Teodoro et al. (2019), a divergência de umidade é a variável mais sensível na identificação da dupla-ZCIT. De fato, quando analisado o posicionamento da A-ZCIT pelo método DIVQ (Figura 6.5a) ocorre um deslocamento da posição de máxima convergência de umidade para latitudes mais a sul entre as longitudes de 27,5°W e 17,5°W, com o retorno para a posição simétrica, semelhante à identificada pelo TAUU, ocorrendo abruptamente entre as longitudes de 17,5°W e 15°W (em partes devido a resolução horizontal do modelo TraCE-21k).



**Figura 6.6.** Divergência da umidade média, integrada entre 1000 e 850 hPa, para os subperíodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling-Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).

Para investigar a característica em “V” no posicionamento utilizando o método baseado no DIVQ, foi determinada a divergência de umidade média para cada subperíodo da Tabela 3.2, mostrados na Figura 6.6. De modo geral, todos os subperíodos apresentam uma segunda região de maior convergência de umidade ocorrendo entre as latitudes de 30°W e 15°W e abaixo da linha do equador. O método objetivo de detecção acaba sendo suscetível à essa segunda região de convergência devido à quebra, que ocorre na banda principal, entre as longitudes de 20°W e 15°W.



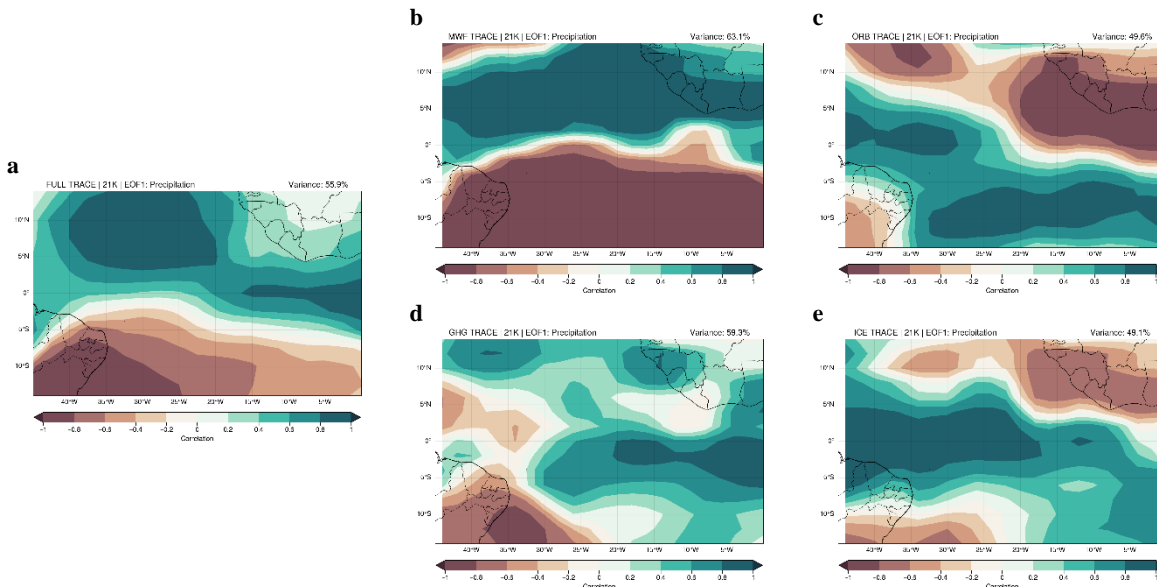
Além disso, com base na análise do posicionamento médio da A-ZCIT (Figura 6.5), o H1 e o YD são os subperíodos nos quais a A-ZCIT posiciona-se mais a sul. De fato, a convergência de umidade da banda secundária nestes períodos (Figuras 6.6d e 6.6f) possui uma extensão para a região do NEB e latitudes mais altas (15°S), enquanto os demais períodos apresentam uma forte região de divergência de umidade na costa do NEB.

### 6.3. Impacto dos experimentos TraCE-21k *single forcings* na A-ZCIT

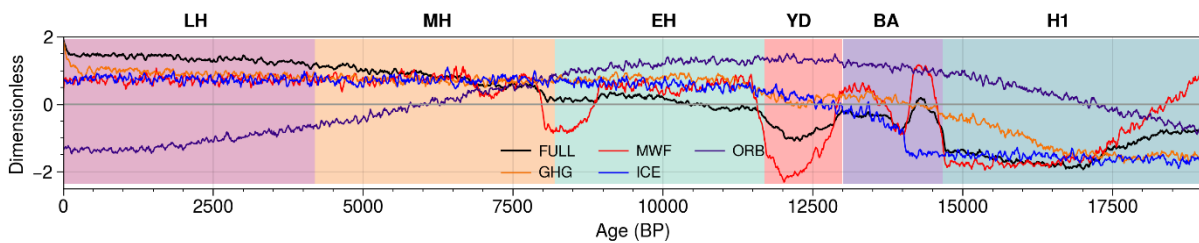
Assim como para os modos do SMAS, também buscou-se entender os principais fatores que influenciam os modos de variabilidade da A-ZCIT durante os últimos 21 ka. Para isto, foi aplicado o CT-ZCIT para os 21 ka dos experimentos *single forcing* do TraCE-21k (Tabela 3.2).

A Figura 6.7 mostra os padrões de variabilidade da EOF1 para cada tipo de *single forcing* analisado. De modo geral, nota-se que o padrão espacial do experimento FULL é influenciado, principalmente, pelo MWF (Figura 6.7b). No entanto, a banda convectiva de anomalias positivas que se estende entre as latitudes de 0° e 5°S e longitudes de 15°W e 0° possui uma clara influência das estruturas espaciais dos experimentos GHG (Figura 6.7d) e ORB (Figura 6.7c). Já o experimento ICE (Figura 6.7e) mostra um deslocamento da banda convectiva da A-ZCIT para a região equatorial (entre 5°N e 5°S), quando comparado com o experimento FULL, devido a influência do degelo na diminuição da intensidade da AMOC (CHIESSI et al., 2009; MULITZA et al., 2017) e, conseqüentemente, o deslocamento para sul da A-ZCIT para equilibrar o balanço de energia global (MARSHALL et al., 2014; MCGEE et al., 2014; SCHNEIDER, 2017; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014).

De fato, quando analisado as séries temporais da EOF1 (Figura 6.8) para cada experimento *single forcing*, nota-se uma aderência entre TraCE-21k FULL e o experimento MWF para os períodos que ocorrem as mudanças abruptas no passado (H1, BA e YD). No entanto, os experimentos GHG e ICE também apresentam uma forte relação com a série temporal do FULL, já que as correlações entre as séries temporais da EOF1 para o FULL e os experimentos foram de: GHG: 83,9%; ICE: 82,9%; MWF: 82,1%; e ORB: -54%. Além disso, a correlação negativa entre o FULL e o ORB é explicada por causa da mudança da estrutura espacial da EOF1 do ORB (Figura 6.7c), o qual apresenta uma mudança de sinal na série temporal (Figura 6.8) a partir do MH, indicando que a migração da ZCIT para norte durante o MH e LH também é modulada pelas forçantes orbitais.



**Figura 6.7.** Padrão espacial da EOF1 da precipitação da CT-ZCIT aplicados nos experimentos *single forcings* do TraCE-21k, sendo: a) *Full Forcing* (FULL); b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF); c) Forçante orbital (ORB); d) Gases do efeito estufa (GHG); e) Cobertura de gelo (ICE).

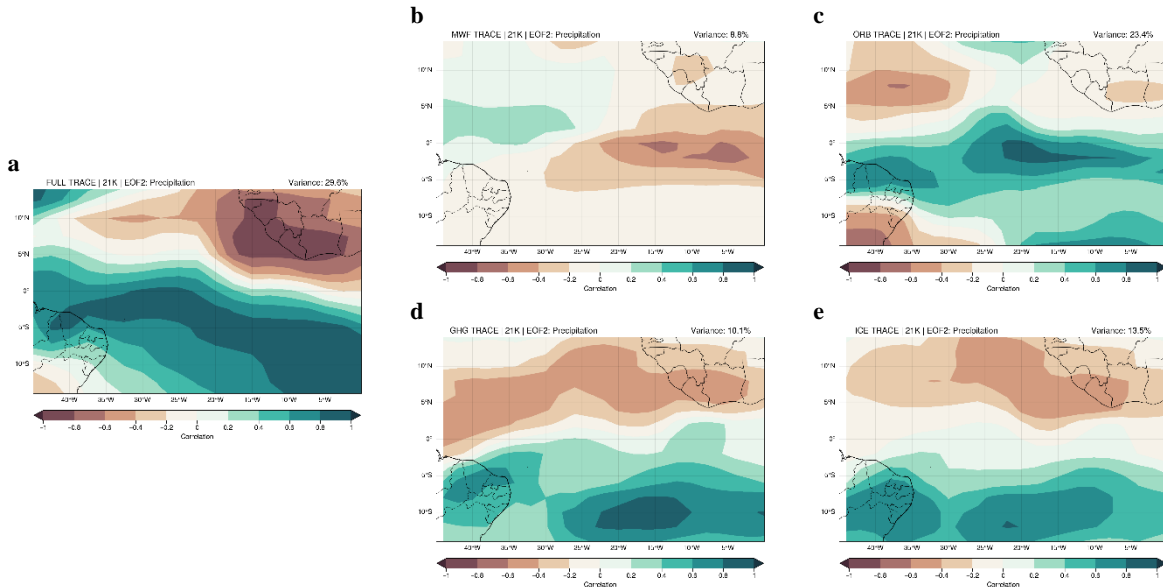


**Figura 6.8.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF1 para cada experimento.

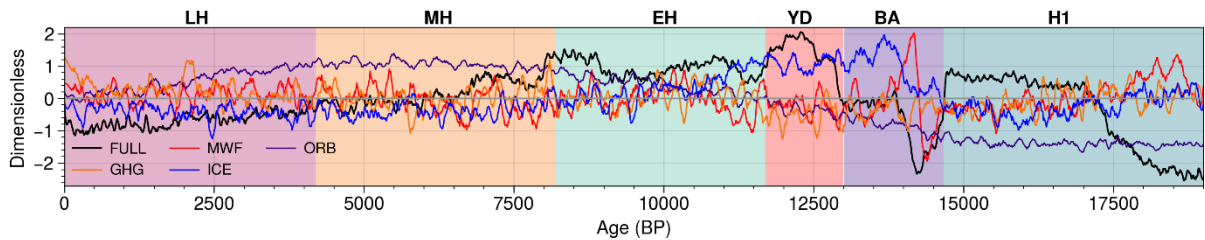
A estrutura espacial da EOF2, do TraCE-21k FULL (Figura 6.9a), ao contrário do que ocorre na EOF1, parece ser mais influenciada pelas forçantes orbitais (Figura 6.9c), manto de gelo (Figura 6.9e) e gases do efeito estufa (Figura 6.9d). No entanto, as séries temporais (Figura 6.10) mostram correlações entre o experimento FULL com as forçantes de: GHG: -7,6%; ICE: 13,4%; MWF: 16,3%; e ORB: 21,9%.

Em contrapartida, quando analisada as séries temporais do posicionamento da A-ZCIT, calculado pelos métodos DIVQ (Figura 6.12a) e TAUY (Figura 6.12b), nota-se um forte acoplamento entre os experimentos FULL e MWF. De fato, as correlações encontradas entre o FULL e os demais experimentos, para o método DIVQ, foram de: MWF: 81%; ORB: 39,1%; ICE: -7,6%; e GHG: -4,8%. No método TAUY as correlações foram de: MWF: 82,6%; ORB: 45,7%; ICE: -21,9%; e GHG: 25,4%. Tais resultados também reforçam o importante papel do fluxo de água doce na definição do posicionamento da A-ZCIT, devido aos processos de *feedback* entre o fluxo de água doce, intensidade da AMOC e, conseqüentemente, o balanço de

energia global (DONOHOE et al., 2013; MARSHALL et al., 2014; MCGEE et al., 2014, 2018; MULITZA et al., 2017; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014; WAINER et al., 2021).

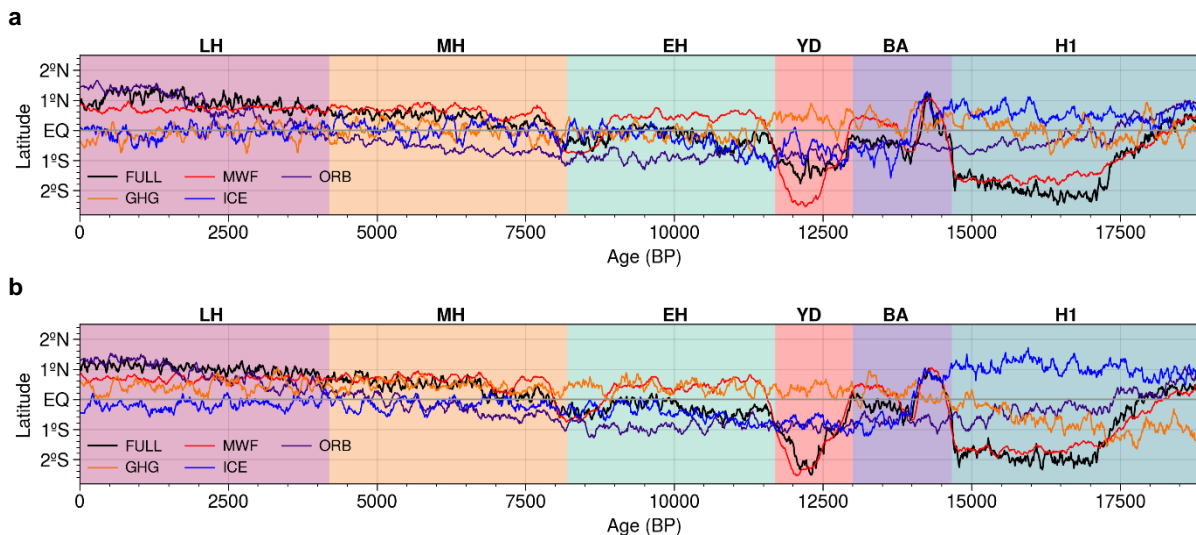


**Figura 6.9.** Padrão espacial da EOF2 da precipitação da CT-ZCIT aplicados nos experimentos *single forcings* do TraCE-21k, sendo: a) *Full Forcing* (FULL); b) Fluxo de água doce no Hemisfério Norte (MWF); c) Forçante orbital (ORB); d) Gases do efeito estufa (GHG); e) Cobertura de gelo (ICE).



**Figura 6.10.** Série temporal normalizada e filtrada com a janela de 10 pontos da média móvel dos coeficientes de expansão da EOF2 para cada experimento.

Além disto, ambos os métodos de identificação do posicionamento da A-ZCIT indicam a relação entre os experimentos FULL e ORB, de forma que a modulação do deslocamento para norte da A-ZCIT (MCGEE et al., 2014; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020), a partir do período do MH, é modulado principalmente pelas forçantes orbitais, visto que ocorre o término dos fluxos de água doce neste período (MARSON et al., 2014; WAINER et al., 2021).

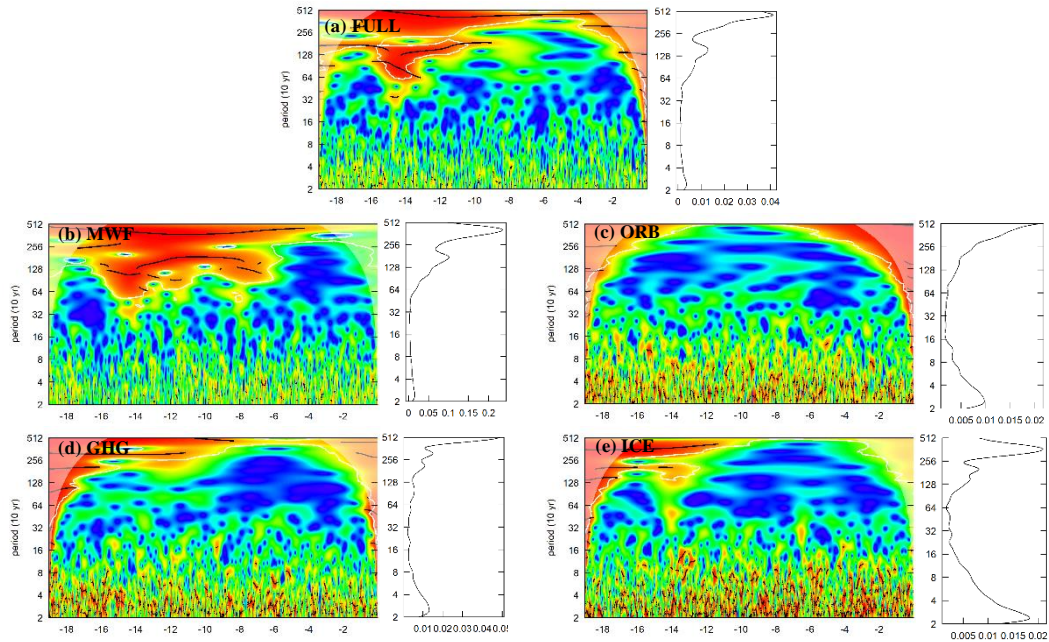


**Figura 6.11.** Série temporal da posição da A-ZCIT (média longitudinal) durante o verão austral, para o critério de (a) divergência de umidade e (b) estresse do vento.

#### 6.4. Variabilidade multidecadal e milenar da A-ZCIT

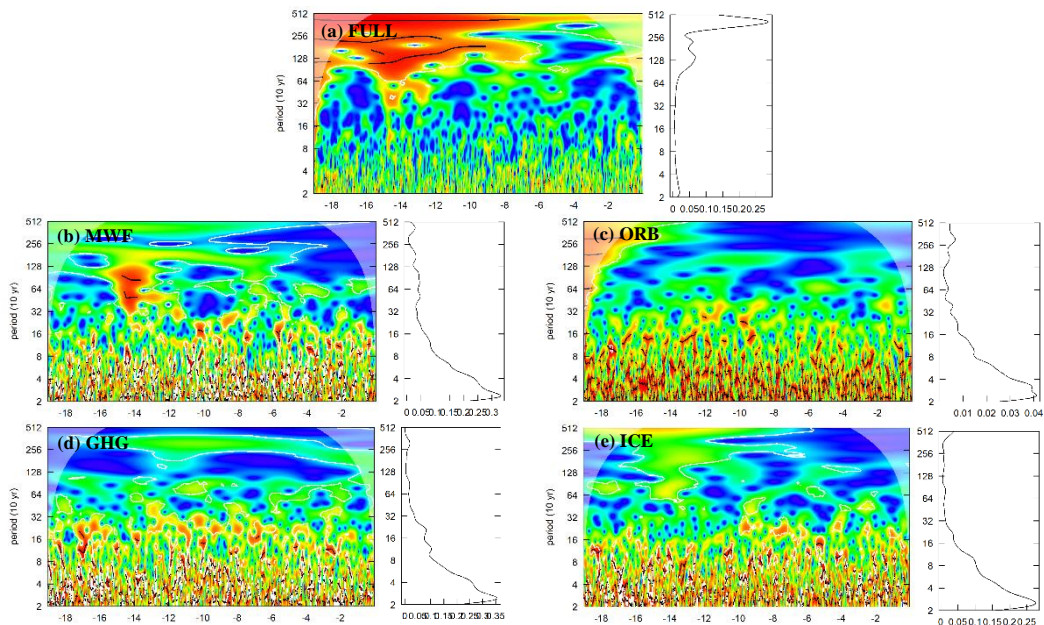
Para o estudo da variabilidade multidecadal e milenar dos modos da A-ZCIT no TraCE-21k também foi aplicada a transformada de ondas contínuas, com a função de onda de Morlet, na série temporal dos coeficientes de expansão do EOF1 e EOF2 nos 21 ka para cada experimento (Tabela 3.1) e nos subperíodos descritos na Tabela 3.2 do experimento FULL.

A influência dos experimentos *single forcings* na variabilidade multidecadal e milenar dos modos da A-ZCIT, do TraCE-21k FULL, é mostrada nas Figuras 6.12 e 6.13. De modo geral, as mesmas periodicidades identificadas na seção 5.4 para o SMAS estão presentes nos padrões de variabilidade da A-ZCIT. Grande parte da energia espectral da EOF1 (Figura 6.12a) e EOF2 (Figura 6.13a) do experimento FULL fica confinada nos modos de baixa frequência com periodicidades acima de 1280 anos. Em particular, a energia espectral confinada entre as periodicidades de 640 e 2560 anos no experimento FULL, ocorre durante todo o BA e YD, desintensificando a partir de 10 ka. Além disso, a banda dos períodos entre 640 e 2560 anos é predominantemente modulada pelos pulsos de água doce, sendo que o experimento MWF (Figura 6.12b) mostra picos de energia espectral ocorrendo entre 17ka e 6ka, sem energia presente nesta banda a partir de 6ka devido ao término do forçamento dos fluxos de água doce nas simulações do TraCE-21k (HE, 2011; MARSON et al., 2014; WAINER et al., 2021).



**Figura 6.12.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF1 do CT-ZCIT para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.

Assim como ocorre no SMAS, os experimentos FULL (Figura 6.12a), MWF (Figura 6.12b) e ICE (Figura 6.12e) apresentam espectro de energia com máximos em forma de funil durante o BA, caracterizando uma transferência de energia para as periodicidades de alta frequência (ADDISON, 2018; WAINER et al., 2021).



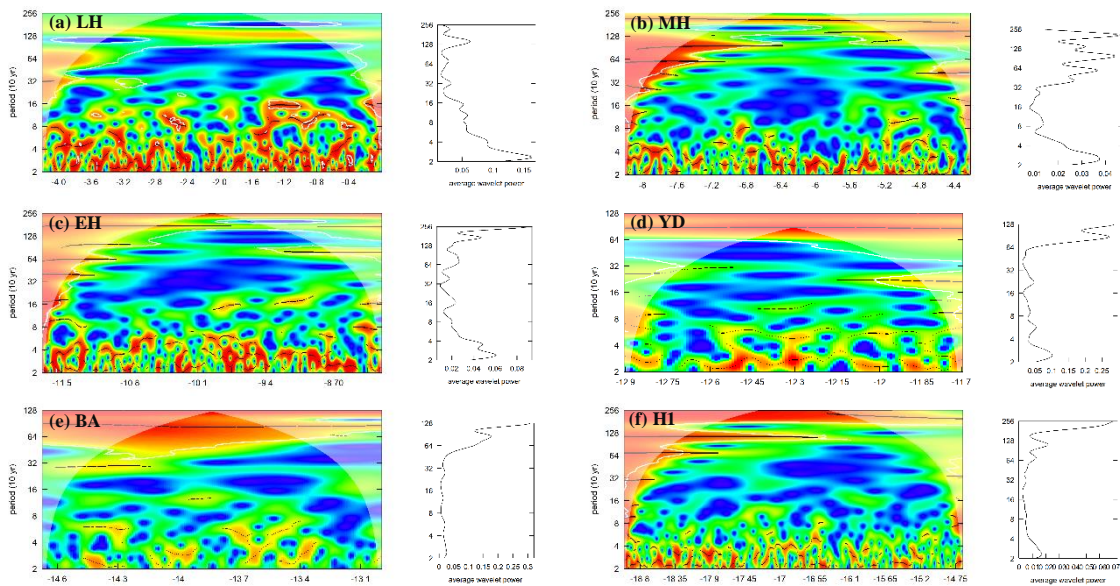
**Figura 6.13.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da EOF2 do CT-ZCIT para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.

Ao contrário do que ocorre no SMAS, as periodicidades na escala multidecadal do experimento FULL não são estatisticamente significativas para ambas as EOFs durante os

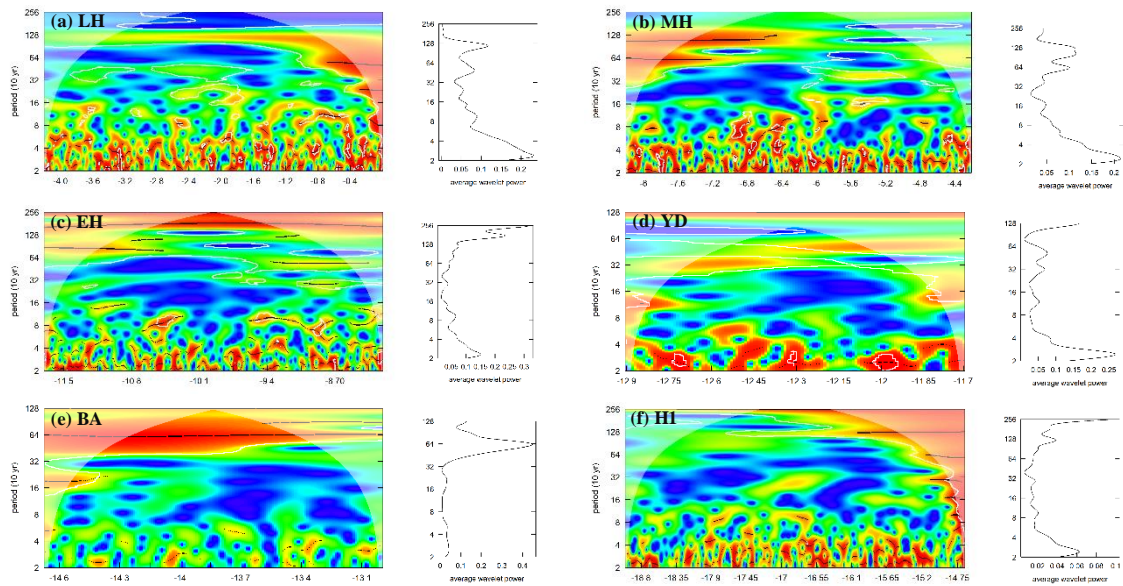
últimos 21 ka. No entanto, nota-se que a variabilidade multidecadal e centenária está presente nos experimentos ORB (Figuras 6.12c e 6.13c), GHG (Figuras 6.12d e 6.13d) e ICE (Figuras 6.12e e 6.13e) para a EOF1 e EOF2, e MWF (Figura 6.13b) para a EOF2.

A transferência de energia de baixas para altas frequências, observada na análise da EOF do experimento FULL (Figura 6.13a), é comandada principalmente pela influência dos pulsos de água doce (Figura 6.13b) durante o BA, já que os demais experimentos não apresentam a forma de funil para a EOF2.

Apesar da variabilidade multidecadal e centenária não ser estatisticamente significativa no período completo de 21 ka, ela aparece quando analisados os espectros de ondeletas calculados para cada subperíodo (Tabela 3.2) do experimento TraCE-21k FULL (Figuras 6.14 e 6.15). Em particular, ambas EOFs mostram aumento da variabilidade multidecadal e centenária ocorrendo a partir do período do EH (Figura 6.14c e 6.15c), assim como ocorre no SMAS. Além disso, os modos da EOF1 e EOF2 de baixa frequência (período acima de 640 anos) dominam a energia do espectro de potência dos subperíodos do H1 (Figuras 6.14f e 6.15f), BA (Figuras 6.14e e 6.15e) e YD (Figuras 6.14d e 6.15d), e perdem força apenas durante o período do LH (Figuras 6.14a e 6.15a).



**Figura 6.14.** Análise de ondeletas aplicadas na EOF1 da CT-ZCIT para os períodos do TraCE-21k FULL, sendo: a) LH; b) MH; c) EH; d) YD; e) BA; f) H1.



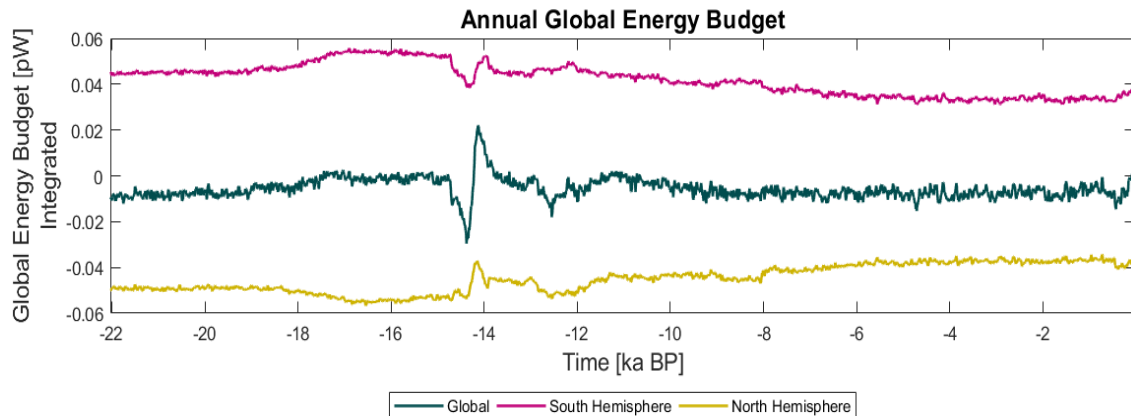
**Figura 6.15.** Análise de ondeletas aplicadas na EOF2 da CT-ZCIT para os períodos do TraCE-21k FULL, sendo: a) LH; b) MH; c) EH; d) YD; e) BA; f) H1.

Desta forma, assim como no SMAS, a variabilidade da A-ZCIT durante os 21 ka apresenta forte influência dos pulsos de água doce. Além disso, a variabilidade multidecadal e centenária começa a aumentar sua influência apenas durante o Holoceno, quando ocorre o término dos pulsos de água doce e, conseqüentemente, a mudança das frequências de maior importância (WAINER et al., 2021).

## 6.5. Balanço de Energia

A Figura 6.16 mostra o resultado do cálculo do balanço de energia anual global no topo da atmosfera e a contribuição de cada hemisfério. Conforme mostra Figura 6.16, há um acentuado desequilíbrio no balanço de energia nos períodos entre 15 e 14 ka antes do presente e outro período entre 13 e 12 ka. De maneira geral, a primeira grande oscilação coincide com o período do Bølling Allerød (BA), no qual há um intenso fluxo de água doce no oceano Atlântico Sul. Este período é caracterizado pelo forte aquecimento do Hemisfério Norte que, por sua vez, diminui o gradiente inter-hemisférico de temperatura, contribuindo para a oscilação de 0,02 pW de energia em 1000 anos.

A segunda grande mudança ocorre durante o período do Younger Dryas, principalmente relacionado ao aumento do gradiente inter-hemisférico de temperatura (Figura 6.17a), fazendo com que o balanço global de energia fique mais negativo neste período (i.e., a terra perde energia para o espaço).



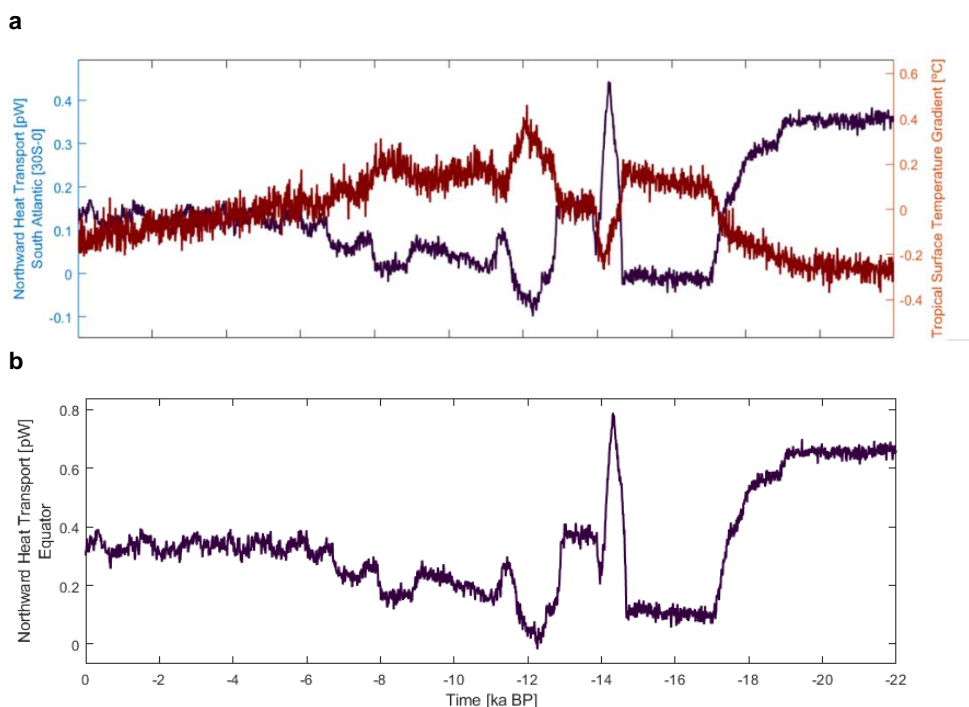
**Figura 6.16.** Balanço de Energia Anual, dos últimos 21ka, integrado no Globo (azul), Hemisfério Sul (magenta) e Hemisfério Norte (amarelo).

Além disso, vale destacar que o balanço de energia do Hemisfério Sul manteve-se positivo, enquanto o balanço do Hemisfério Norte permaneceu com saldo negativo em todo o período. Isso mostra que o transporte de calor no sistema terrestre para equilibrar o sistema climático deve ser feito de sul para norte, uma vez que há um excesso de energia acumulada no Hemisfério Sul. De fato, a Figura 6.17 mostra que grande parte desse transporte é feito pelo oceano, e permanece positivo por quase todo o período. Outro importante fator é que ambos os balanços hemisféricos possuem tendência de aumento e diminuição da energia integrada para os hemisférios norte e sul, respectivamente. Tais tendências estão relacionadas com os ciclos mais longos de Milankovitch, em particular com o ciclo de precessão dos equinócios (ciclo de aproximadamente 26.000 anos) pois o mesmo causa a mudança na insolação incidente em cada hemisfério, possibilitando a inversão do sinal do balanço de energia e, conseqüentemente, a mudança do transporte de calor atmosférico (ADAM; BISCHOFF; SCHNEIDER, 2016; BISCHOFF; SCHNEIDER, 2016; MARSHALL et al., 2014; MCGEE et al., 2014; NOVELLO et al., 2016; OLIVEIRA, 2017; SCHNEIDER, 2017; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014; VUILLE et al., 2012).

A fim de verificar como ocorrem as mudanças no posicionamento da ZCIT durante os últimos 21,000 anos, foi calculado o transporte de calor para norte (TN) feito pelo Oceano Atlântico Sul (TNAS). O TNAS é dado pela integral do transporte de calor entre as longitudes de 70°W – 20°W, latitude de 30°S – 0° e entre 0 – 5000 m de profundidade. A Figura 6.17 mostra o transporte de calor feito pelo oceano Atlântico Sul, assim como o gradiente inter-hemisférico da temperatura da superfície ( $DT = \overline{TS}(20^{\circ}S: 0) - \overline{TS}(0: 20^{\circ}N)$ ). De modo geral, nota-se que o TNAS e o TN permanece positivo em praticamente todo o período analisado,



com exceção do Younger Dryas (YD), que consegue inverter o sinal do transporte, em função da migração da ZCIT para sul e dos padrões discutidos no Capítulo 6.

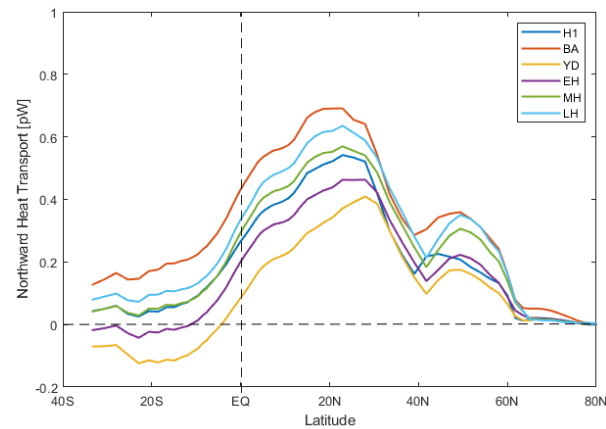


**Figura 6.17.** (a) Transporte de calor para norte (linha roxa), feito pelo oceano, integrado entre as latitudes de 30°S e 0° e o gradiente inter-hemisférico da temperatura da superfície (linha vermelha). (b) Transporte de calor para norte (linha roxa), feito pelo oceano, no equador.

Durante os períodos frios (H1 e YD), o TN e TNAS diminui, tendendo a zero, devido ao aumento da temperatura do Hemisfério Sul (mostrado pelo aumento do DT) acarretando um forte aporte de água doce na Antártida, o que, por sua vez, diminui a intensidade da AMOC (CHIESSI et al., 2009; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020; MULITZA et al., 2017). O oposto ocorre durante os eventos de aquecimento do Hemisfério Norte.

Uma vez identificado as principais variações do TN e do TNAS, foi calculado o transporte latitudinal médio de calor pelo oceano Atlântico nos subperíodos dos últimos 21ka (Figura 6.18). Assim como mostrado pelo TN e TNAS, os períodos YD e EH apresentam valores negativos do transporte de calor (i.e., transporte de calor para sul) nas latitudes austrais. Além disso, também se verifica uma mudança latitudinal do máximo do transporte de calor, sendo que no YD e no EH o máximo do transporte ocorre em torno de 30°N, no H1 o máximo localiza-se em 25°N e para os demais subperíodos ocorre em torno de 20°N. Este fato faz com que a banda convectiva da ZCIT tenda para sul, para equilibrar o balanço de energia global nestes subperíodos (MARSHALL et al., 2014), assim como mostrado anteriormente. De fato,

Bouimetarhan et al. (2018) mostraram que durante o YD houve uma diminuição do transporte de massa feito pela AMOC o que, conseqüentemente, ocasionou a migração da ZCIT para sul, aumentando os totais pluviométricos nas regiões Norte e Nordeste.



**Figura 6.18.** Transporte de calor para norte para os subperíodos dos últimos 21ka do TraCE-21k FULL. **H1:** Heinrich Stadial 1 (azul); **BA:** Bølling–Allerød (vermelho); **YD:** Younger Dryas (amarelo); **EH:** Holoceno Inicial (roxo); **MH:** Holoceno Médio (verde); **LH:** Holoceno Tardio (azul claro).

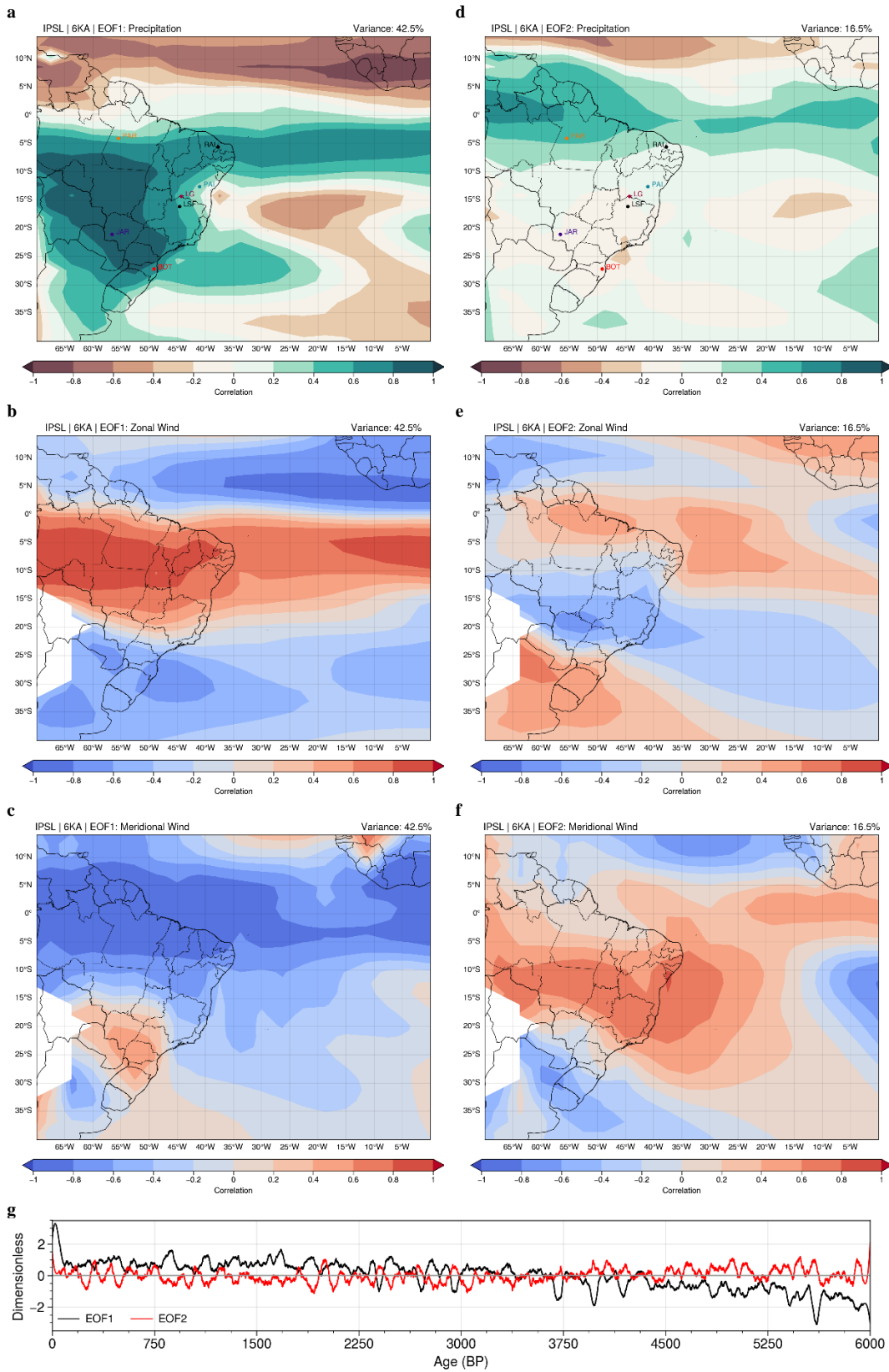
## 7. SIMULAÇÕES TRANSIENTES DO MODELO IPSL DURANTE O HOLOCENO.

A fim de estudar a variabilidade do SMAS durante os últimos 6.000 anos foi aplicado o LISAM nos dados da simulação transiente do IPSL. A Figura 7.1 mostra o padrão espacial recuperado para a primeira (EOF1; Figura 7.1a) e segunda (EOF2; Figura 7.1b) componente principal, as quais representam, respectivamente, 32,5% e 13,9% da variância explicada das variáveis, enquanto os modos do TraCE-21k explicavam 58,6% e 15,3% da variância total, respectivamente.

A EOF1 representa a variabilidade espacial da SMAS, que define o padrão de anomalias de precipitação centrado na Bacia Amazônica e que se estende em direção às regiões COB e SEB. O modo EOF1 também apresenta a característica das chuvas anômalas na região equatorial, associadas com o posicionamento da ZCIT mais ao sul durante o Holoceno. Este deslocamento favorece o aumento da precipitação sobre o NEB, o que também foi observado nos estudos que utilizam *proxies* climáticos na região da Chapada Diamantina no estado da Bahia (CAMPOS et al., 2019; NOVELLO et al., 2016, 2018).

O segundo modo da EOF combinada (EOF2) do IPSL mostra um padrão predominantemente equatorial, com anomalias de precipitação positivas na faixa equatorial entre 5°S e 5°N. Este modo está relacionado com a variabilidade da ZCIT durante os últimos 6.000 anos, ao contrário do encontrado por Silva e Carvalho (2007) e em linha com os padrões do Holoceno encontrados com o TraCE-21k (Figuras 5.4a, 5.4b e 5.4c).

No entanto, devido às particularidades do modelo transiente do IPSL, cuja resolução temporal dos produtos é mensal, e as simulações produzidas para os últimos 6.000 anos, o segundo modo da EOF combinada representou as variações no posicionamento da ZCIT, sendo a ZCAS representada como parte do estado básico da monção da América do Sul na EOF1, incluindo sua porção oceânica adjacente ao SEB. Vale destacar ainda que a EOF2 utilizando os dados do TraCE-21k consegue capturar o sinal descrito por Silva e Carvalho (2007) da variabilidade da região representativa da ZCAS continental (sobre o SEB) e oceânica.

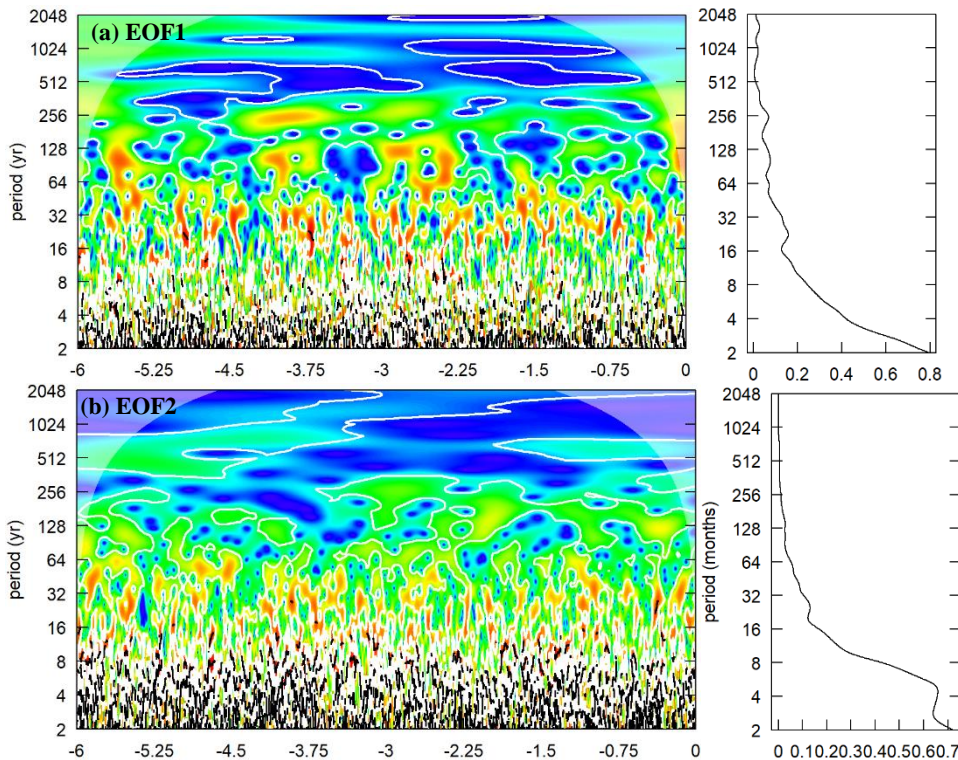


**Figura 7.1.** Padrão espacial do primeiro (a) e segundo (b) modo da EOF combinada. Correlação entre a série temporal dos coeficientes de expansão e as variáveis utilizadas para elaboração do modo.

A análise da variabilidade temporal da EOF1 é mostrada na Figura 7.2. A fim de identificar os principais picos de variabilidade foi aplicada a análise de ondeletas na série temporal dos coeficientes de expansão do primeiro (Figura 7.2a) e segundo (Figura 7.2b) modos da EOF. Para analisar a variabilidade de baixa frequência foi aplicado o filtro de Lanczos (LANCZOS, 1988), atenuando os períodos inferiores a 60 meses (série temporal filtrada mostrada nas Figura 7.2).

A análise de ondeletas da série temporal da EOF1 (Figura 7.2a) mostra picos da variabilidade centrados em: (a) 10 anos – relacionado com a variabilidade decadal da monção da América do Sul; (b) 15-32 anos – variabilidade multidecadal, associada com as variações e influências da Oscilação Decadal do Pacífico no SMAS (GARCIA; KAYANO, 2009; MARENGO et al., 2012; PRADO et al., 2021; REBOITA et al., 2021; ROBERTSON; MECHOSO, 2000; VERA et al., 2006); (c) 64 anos – variabilidade multidecadal, associada com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e as variações da Circulação Termohalina no período (CHIANG; VIMONT, 2004; CHIESSI, 2009; GUNTEN et al., 2012); (d) 256 anos – variabilidade dos ciclos solares de longo termo, como o ciclo de Vries-Suess (SUESS, 1980; LÜDECKE et al., 2015). A variabilidade de longo termo de 256 anos também é verificada nas análises de *proxies* climáticos, na região do SMAS, durante os últimos 6.000 anos, especialmente nos períodos do Holoceno Médio (DEININGER et al., 2020; GORENSTEIN et al., 2022; NOVELLO et al., 2016, 2018; PRADO et al., 2013) e último milênio (CUSTODIO, 2017; CAMPOS et al., 2019).

De maneira semelhante, foi aplicada a análise de ondeleta na série temporal da EOF2 (Figura 7.2b). A análise mostra picos significativos de variabilidades em 8, 16, 32, e 64 anos. Ao contrário do que ocorre para a primeira componente principal, no segundo modo as variabilidades de mais longa frequência associadas com os ciclos solares não apresentam picos significativos, mostrando que tais variações estão relacionadas com a variabilidade do estado básico da precipitação associada ao SMAS e à ZCIT.



**Figura 7.2.** (a) Série temporal filtrada (passa baixa 60 meses) dos coeficientes de expansão da EOF1. Espectro de potência (b) e espectro global (c) da análise de ondeleta da EOF1.

O segundo modo apresenta ciclos de variação nas escalas decadal, multidecadal e multidecadal. Diversos estudos mostram que o posicionamento da ZCIT é fortemente controlado pelo fluxo de calor inter-hemisférico (MARSHALL et al., 2014; MCGEE et al., 2014, 2018; SCHNEIDER, 2017; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014), o qual é modificado por variações no transporte de calor oceânico feito pela AMOC, desta forma, os multidecadais (64 anos) estão relacionados com as variabilidades desta circulação (APAÉSTEGUI et al., 2014, 2018; CHIESSI et al., 2009; NOVELLO et al., 2012).

Já os ciclos decadais (8-10 anos) e multidecadais (16-32 anos), assim como a EOF1, também estão relacionados com as variações da Oscilação Decadal do Pacífico. No caso específico do Atlântico, vale destacar que a AMOC também exerce efeito no posicionamento da ZCIT, visto que desloca os máximos da TSM para o hemisfério de anomalia mais quente (FOLTZ; MCPHADEN; LUMPKIN, 2012; MÉLICE; SERVAIN, 2003; SERVAIN et al., 1999).

Outro importante fator da variabilidade é o Modo Equatorial do Atlântico, muitas vezes citado como Niño do Atlântico, cuja variabilidade temporal é em torno de 6-8 anos. Este modo é semelhante ao modo equatorial do Pacífico responsável pelo El Niño – Oscilação Sul. O modo é representado por anomalias de TSM quente e fria no Atlântico Tropical leste, o que resulta

em mudanças na circulação dos ventos alísios e anomalias na inclinação da termoclina (DEPPENMEIER; HAARSMA; HAZELEGER, 2016; LÜBBECKE; MCPHADEN, 2013; MÉLICE; SERVAIN, 2003; SERVAIN et al., 1999; XIE; CARTON, 2013).

A fim de explorar as características dos principais modos de variabilidade que impactam na precipitação de verão no Brasil, foram feitas correlações entre a precipitação média nas regiões definidas na Figura 3.4 com a TSM global no Holoceno (Figura 7.3). O modo de variabilidade de TSM comum entre todas as regiões é padrão do SASD, com influência maior nas regiões NEB e SEB.

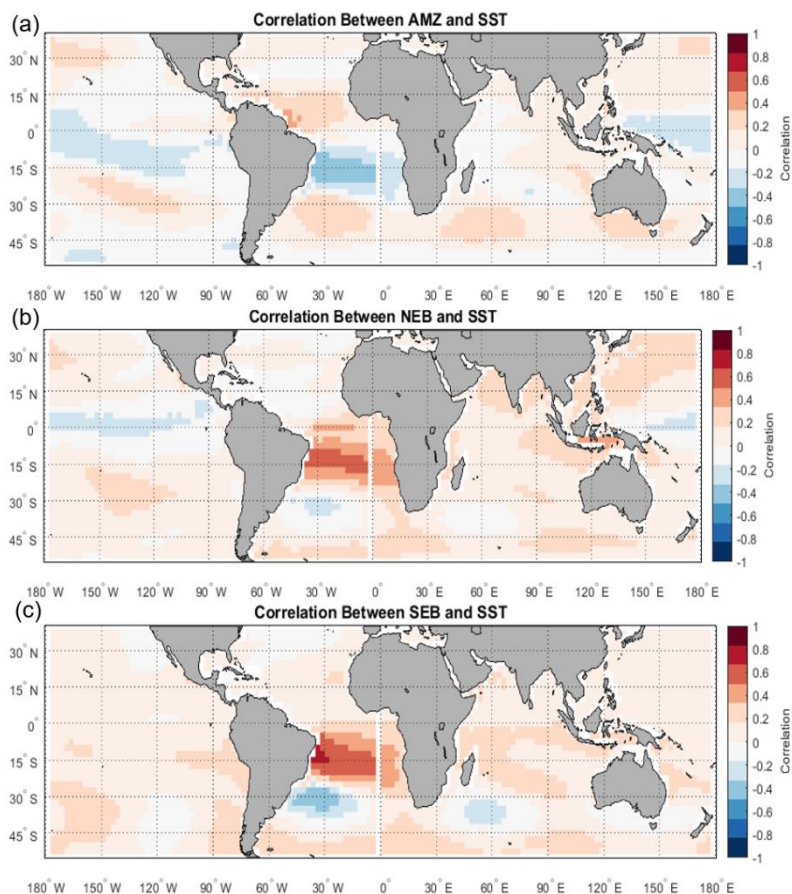
Foi discutido no Capítulo 5 que SASD é um importante modo de variabilidade do Oceano Atlântico que modula a qualidade da estação chuvosa no Brasil como um todo. A influência do SASD nas regiões de precipitação monçônica (AMZ e SEB) está associada com a modulação do modo Zona de Convergência do Atlântico Sul. Diversos autores destacam que o posicionamento da ZCAS está intrinsecamente relacionado ao padrão do dipolo (AGUIAR et al., 2020; BARROS et al., 2000; BOMBARDI et al., 2014; BOMBARDI; CARVALHO; JONES, 2014; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; CHAVES, 2004; JORGETTI; DA SILVA DIAS; DE FREITAS, 2014; MARSON et al., 2014; MUÑOZ et al., 2012; ROBERTSON; MECHOSO, 2000; WAINER et al., 2015, 2021).

Wainer et al. (2021) mostram o desenvolvimento da estrutura espacial do modo SASD nos últimos 21 ka AP. O desenvolvimento do modo iniciou-se no período Younger-Dryas (12,9 ka – 11,3 ka), tomando sua estrutura espacial atual a partir do Holoceno Tardio (6 ka – 0 ka). Os autores também mostram a relação em anti-fase do modo SASD com a precipitação no NEB, mostrando um padrão de correlação positiva com as anomalias de TSM na região do polo Nordeste do SASD (região tropical do Atlântico Sul) e negativas com o polo Sudoeste (região adjacente ao SEB). Este padrão também foi recuperado com a análise de correlação, do modelo IPSL, entre a precipitação do NEB e a TSM (Figura 7.3b). De fato, a estação chuvosa no NEB sofre a influência do deslocamento para sul da ZCIT e para norte da ZCAS.

Barros et al. (2000) e Jorgetti et al. (2014) mostraram que os eventos ativos nos quais a ZCAS posiciona-se mais a norte estão associados com as anomalias negativas de TSM que se estendem na costa do SEB e anomalias positivas próximo à costa do Uruguai. Já os eventos que a ZCAS se posiciona mais a sul, estão associadas com anomalias negativas de TSM na região tropical do Atlântico e positivas nos subtropicais. Com relação à ZCIT, anomalias positivas de

TSM na região tropical, tendem a deslocá-la para sul, contribuindo com a precipitação no norte e leste do NEB (UVO, 1989; MELO et al., 2009).

Bombardi et al. (2013a) mostraram evidências do acoplamento entre o SASD com a variabilidade da ZCAS em escalas intrasazonais e interanuais. Bombardi et al. (2013b) fizeram simulações forçando o modo neutro do ENOS e variando as condições da variabilidade do SASD, os autores encontraram que o padrão relacionado ao SASD influencia na organização da ZCAS devido a influência na posição e nos movimentos dos ciclones extratropicais. Desta forma, SASD em sua fase negativa (positiva) favorece o deslocamento da ZCAS para sul (norte).



**Figura 7.3.** Correlação entre a série temporal da precipitação nas regiões AMZ (a), NEB (b) e SEB (c) com a anomalia de temperatura da superfície do mar.

A correlação entre a precipitação no SEB e a TSM (Figura 7.3c) mostra uma forte relação entre a chuva do SEB com o padrão do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul. Esta relação com a precipitação no SEB é amplamente estudada e está diretamente relacionada com o posicionamento e intensidade da ZCAS (CARVALHO et al., 2004; CHAVES; NOBRE, 2004; CARVALHO et al., 2006; JORGETTI et al.; 2014; WAINER et al., 2015; 2021).



Além da influência do SASD, a precipitação do NEB também tem correlação, em anti-fase com o El Niño – Oscilação Sul. Durante eventos de La Niña, a precipitação no NEB tende a se intensificar (GRIMM, 2003; 2004; GRIMM; AMBRIZZI, 2009).

A precipitação na região Amazônica também está correlacionada com o padrão do SASD (em fase ao sinal do índice). Anomalias positivas de precipitação estão associadas com anomalias negativas (positivas) de TSM na região do polo Nordeste (Sudoeste) do SASD. Além disso, assim como a região NEB, a região amazônica apresenta anomalias positivas de chuva durante eventos de La Niña. Ambos os padrões são encontrados no período histórico recente (CAVALCANTI et al., 2009; CARVALHO; JONES, 2016).

Desta forma, durante os últimos 6.000 anos, os padrões de variabilidade oceânica, identificados nas simulações transientes do IPSL, são semelhantes àqueles encontrados no período histórico recente.



## 8. CONCLUSÕES

O objetivo principal deste trabalho foi o estudo da variabilidade espacial e temporal do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e seus componentes durante os últimos 21.000 anos com base do experimento TRACE21k e na simulação transiente dos últimos 6.000 anos com o modelo do IPSL. Além disso, objetivou-se analisar os diferentes padrões de variabilidade de precipitação dos subperíodos do H1, BA, YD, EH, MH e LH (Tabela 3.2), no caso do TRACE21k, e a influência que as forçantes climáticas (como os fluxos de água doce, mantos de gelo, gases do efeito estufa e mudanças orbitais) apresentam na variabilidade espacial e temporal encontradas no SMAS e da A-ZCIT. Para isso, foi utilizado o modelo TraCE-21k e seus experimentos *single forcings* e aplicada a análise por componentes principais (EOF) para determinar o modo associado às monções da América do Sul, na qual a EOF1 (EOF2) representa o padrão espacial relativo ao SMAS (ZCAS), e para o período do Holoceno também foram feitas as mesmas análises utilizando o modelo do IPSL. Também foram estudados os padrões de variabilidade e o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (A-ZCIT), através da aplicação do índice CT-ZCIT (TOMAZIELLO; CARVALHO; GANDU, 2016) e dos métodos objetivos de posicionamento com base no estresse do vento (XAVIER et al., 2000) e na divergência de umidade integrada em baixos níveis (entre 1000 e 850 hPa).

Em um primeiro momento, visando a validação do TraCE-21k, quanto a sua habilidade em reproduzir o SMAS, foram estudados os padrões de variabilidade do período instrumental histórico utilizando a Reanálise do Século XX (R20C). Os padrões do R20c (Figura 4.1a) foram semelhantes àqueles encontrados no estudo de Silva e Carvalho (2007). Além disso, a série temporal dos coeficientes de expansão dos modos da EOF (LISAM e ZCAS), constitui-se em um importante instrumento para identificar a variabilidade da precipitação do SMAS, assim como as mudanças de regime, através do teste de detecção de mudança de comportamento de Rodionov. Além disso, através da análise de ondeletas (Figura 4.3), também foi possível identificar a mudança na periodicidade decadal ocorrido na década de 1970, com o quase desaparecimento dessa variabilidade no período de 1970-2005 (PRADO et al., 2021).

Os padrões espaciais do SMAS para o período completo de 21.000 anos (Figura 5.1) são similares aos padrões encontrados com os dados do R20C e, em particular, para os últimos 6.000 anos, utilizando os resultados do modelo IPSL (Figura 7.1). De modo geral, também

foram identificadas diferenças para a EOF1 e EOF2 utilizando o TraCE-21k quando comparado com os respectivos padrões obtidos com os dados do R20C. A diferença na precipitação ocorre com a maior intensidade na Bacia Amazônica, com orientação noroeste-sudeste em direção a região Sul e Sudeste do Brasil. Além disso, a diferença também apresenta anomalias negativas de precipitação principalmente sobre o NEB. Ou seja, está presente uma gangorra nas anomalias de precipitação entre a Bacia Amazônia e o NEB que pode ser entendido como uma resposta associada a circulação de Walker, induzida pela fonte de calor amazônica. O padrão de gangorra nas anomalias de precipitação entre o NEB e a região equatorial está associada ao deslocamento da A-ZCIT que induz alterações na intensidade da célula de Hadley. Este resultado também foi identificado nas análises dos padrões espaciais da A-ZCIT (Figura 6.1). Em contrapartida, as diferenças entre os resultados do modelo IPSL (Figura 7.1) e da R20C ficou restrita na representatividade da EOF2 que está relacionada com as mudanças da estrutura da A-ZCIT, com a variabilidade da ZCAS estando representada juntamente com o SMAS na EOF1, inclusive sua extensão sobre o oceano.

Em comparação com os estudos de registros paleoclimatológicos, a serie temporal dos coeficientes de expansão das EOFs do TraCE-21k (Figura 5.2) mostrou-se capaz de identificar as principais mudanças encontradas nos registros, com diferenças que são coerentes com as influências da umidade local nas regiões de cada *proxie*, ou devido à pequenas mudanças na localização no padrão espacial nas regiões com acentuados gradientes de anomalias precipitação. Além disso, como discutido por Gorenstein et al. (2022), os registros paleoclimáticos nem sempre refletem os padrões de larga-escala. Portanto, o estudo do SMAS utilizando o TraCE-21k pode ser considerado eficaz na detecção do padrão da variabilidade geral da monção, conforme indicado pelos *proxies*.

Uma nova pergunta surgiu durante as análises: como a variabilidade espacial e temporal dos modos do LISAM e da A-ZCIT mudam em cada subperíodo dos 21.000 anos? Para responder, foi aplicado o método LISAM (Figuras 5.3 e 5.4) e o CT-ZCIT (Figuras 6.3 e 6.4) nos subperíodos.

Os padrões espaciais encontrados para a EOF1 e EOF2 mostraram ter uma forte relação com os pulsos de água doce. De modo geral, durante os períodos frios do HN (H1 e YD), o LISAM apresentou mudança no regime de precipitação devido o deslocamento da ZCIT para o sul, associado ao enfraquecimento da AMOC e, conseqüentemente, aumento da precipitação

no NEB e na CAM, assim como mostrado nos *proxies* climáticos (AZEVEDO et al., 2021; STRÍKIS et al., 2018; WANG et al., 2017).

O deslocamento latitudinal da A-ZCIT também é mostrado através da análise do posicionamento (Figura 6.2 e 6.5) e dos modos de variabilidade da CT-ZCIT (Figuras 6.1, 6.3, 6.4). A perturbação da circulação troposférica baixa, com ventos alísios de norte mais intensos, faz com que o Jato de Baixos Níveis mude de uma orientação N/S para NW/SE direção, deslocando-se para o sul do Brasil. Os padrões do LISAM para o H1 e YD são semelhantes ao observado no período completo dos 21.000 anos. Padrão semelhante foi observado no EH, porém com menor intensidade devido a característica de transição climática desse subperíodo dos 21.000 anos.

O BA é o único subperíodo que apresenta MWF no Hemisfério Sul e Norte simultaneamente. A grande perturbação induzida pelo aquecimento do HN, associada com o aumento da intensidade da AMOC, desloca a ZCIT para o norte (Figuras 6.1-6.4e). Tais mudanças abruptas nas séries temporais faz com que o padrão da componente principal de maior variabilidade, associado ao SMAS, troque de ordem, sendo representado pela EOF2 (Figura 5.4e), com 17,9% da variância explicada. Portanto, a EOF1 (Figura 5.3e) mostra que 38,5% da variância explicada para o período está associada com as variações do posicionamento da ZCIT.

O MH, também tem conexão com o deslocamento da ZCIT para o norte, também devido ao aumento da intensidade da AMOC. Desta forma, o período apresenta um padrão de anomalia de precipitação concentrado na região da CAM e com deslocamento para o SEB, além de uma A-ZCIT próxima aos 10°N (Figuras 6.3b e 6.4b), já semelhante ao período histórico.

O LH também apresenta uma inversão na ordem dos modos das componentes principais de maior variabilidade do SMAS, com variância explicada de 18,7% (16,8%) para a EOF1 (EOF2). Este período é o único que não possui nenhum forçamento do MWF nas simulações, o que contribui para que as EOFs apresentem variâncias próximas e representem os principais sistemas atuantes na América do Sul, observados no período histórico.

Em todos os subperíodos os padrões encontrados para a EOF1 e EOF2 também estão fortemente correlacionados com o SASD, encontrado por Wainer et al. (2021). Durante os períodos frios (quentes) o SASD encontra-se negativo (positivo) o que favorece o deslocamento

da precipitação para o NEB (Sul / SEB). Este comportamento também é observado no Holoceno dos dados produzidos pelo modelo do IPSL (Figura 7.3).

Ao identificar os padrões de variabilidade espacial do SMAS e ZCAS durante os subperíodos dos 21ka, também objetivou-se entender qual o papel das forçantes climáticas em cada um destes padrões, aplicando o LISAM para os 21.000 anos nos experimentos *single forcing* e FULL. De modo geral, a série temporal da EOF1 do SMAS, normalizada pelo desvio padrão dos coeficientes de expansão, apresentaram correlações entre os experimentos *single forcing* com o FULL de: GHG: 92,2%; ICE: 89,8%; MWF: 75,9%; ORB: 71,4%.

No H1 e YD, foi identificado que a EOF1 do SMAS apresenta uma forte relação com o experimento do MWF. Além disso, o YD também apresenta relação com a variação do GHG e ORB. Desta forma, as mudanças observadas na precipitação do NEB e migração da ZCIT para sul no H1 e YD estão acopladas com a diminuição da insolação no HN, juntamente com os pulsos de água doce e a diminuição de gases do efeito estufa. Para a EOF2 da SMAS (ZCAS), a forçante orbital predomina na modulação da precipitação (correlação de 60,5%), juntamente com o ICE (-22,2%).

Portanto, apesar da forçante dos pulsos de água doce não apresentar a maior correlação na análise do período completo de 21ka, o MWF é essencial para a representatividade das mudanças abruptas observadas no SMAS durante os períodos H1, YD e BA. Já o padrão ZCAS, apresenta forte influência dos parâmetros orbitais, de modo que sua migração para sul, observada no período mais recente, é modulada principalmente pela insolação, sendo verificado em ambos os modos (SMAS e ZCAS oceânica), apresentam forte correlação com o aumento da insolação observada a partir do MH.

Com relação à A-ZCIT (Figura 6.7a) nota-se que os pulsos de água doce influenciam a estrutura espacial da EOF1, com a influência das forçantes dos gases de efeito estufa e orbital ocorrendo na região leste da banda de anomalias positivas. O experimento MWF mostra-se essencial para a identificação das mudanças abruptas que ocorre nos subperíodos H1, BA e YD. Isso também foi observado com as séries temporais do posicionamento da A-ZCIT (Figura 6.11) através dos métodos da divergência de umidade (DIVQ) e estresse do vento (TAUY). Tais resultados reforçam o importante papel do fluxo de água doce na definição do posicionamento da A-ZCIT, devido aos processos de feedback entre o fluxo de água doce, intensidade da AMOC e, conseqüentemente, do balanço de energia global conforme mostrado

no Capítulo 6.5 (DONOHOE et al., 2013; MARSHALL et al., 2014; MCGEE et al., 2014, 2018; MULITZA et al., 2017; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014; WAINER et al., 2021).

A variabilidade multidecadal e milenar das séries temporais dos coeficientes de expansão dos modos encontrados para o SMAS (Figuras 5.9-5.12) e A-ZCIT (Figuras 6.12-6.15) foi investigada através da aplicação da transformada de ondeletas contínua, com a função de onda de Morlet, para cada subperíodo e para os experimentos *single forcing*.

De modo geral, a análise da EOF1 para o SMAS e a A-ZCIT demonstrou uma clara diferença nas frequências e energia espectral dos experimentos FULL e MWF para os demais, com pouquíssima energia nos modos de variabilidade com período abaixo de 640 anos. Todos os experimentos apresentaram grande parte da energia espectral nas menores frequências, i.e., com períodos acima de 2560 anos. Os experimentos FULL e MWF apresentam uma transferência de energia em forma de funil para frequências maiores a partir de 15 ka BP, coerentes com as mudanças abruptas associadas à ocorrência dos pulsos de água doce no BA, e demonstrando que a série apresenta intensa descontinuidade devido a este fator. Além disso, os experimentos GHG e ICE também demonstram a influência dos gases de efeito estufa e da cobertura de gelo polar sobre o SMAS durante o H1 e YD. Particularmente, para o SMAS, o experimento ICE também apresenta transferência de energia para as frequências mais altas (período da ordem de 2ka) durante o BA representando a influência do degelo devido ao aquecimento do HN. A análise também mostra periodicidade no experimento FULL por volta de 30 anos, coerente com a variabilidade multidecadal (períodos em torno de 30 a 60 anos) e estando, principalmente, acoplado com a influência das forçantes orbitais e de gelo. Em contrapartida, a variabilidade multidecadal do padrão espacial da EOF1 e EOF2 associada à A-ZCIT (Figuras 6.12a e 6.13a) não apresenta significância estatística no nível de 15%.

Já para o caso EOF2 (ZCAS e CT-ZCIT), a maioria dos experimentos mostram energia confinada em modos de alta frequência (período abaixo de 640 anos), com pico em torno de 30 a 80 anos, mostrando a importância da variabilidade multidecadal, como PDO e AMO, na precipitação da ZCAS oceânica (CHEN; ZHAO; ZHANG, 2021) e no posicionamento da A-ZCIT (GREEN; MARSHALL; CAMPIN, 2019; MORENO-CHAMARRO; MARSHALL; DELWORTH, 2020; ZHANG et al., 2021).

A análise de ondeleta aplicada ao experimento FULL, em cada subperíodo definido na Tabela 3.2, mostra que os períodos de variabilidade multidecadal e centenária (abaixo de 320 anos) apresentam pouca energia durante o H1 e BA, tanto para o SMAS/ZCAS, quanto para os modos de variabilidade da A-ZCIT. O aumento da variabilidade de alta frequência começa a ser notado a partir do EH e se intensifica no MH e LH, também observado nas análises dos padrões espaciais SMAS e ZCAS, no caso dos produtos do modelo climático do IPSL (Figura 7.2).

Por fim, o índice adaptado (CT-ZCIT) para identificação dos padrões associados a A-ZCIT mostrou-se eficaz. Além disso, foi encontrado que a EOF2 do CT-ZCIT, que representa 29,6% da variância total dos últimos 21.000 anos, está associada com a banda secundária da ZCIT (ADAM et al., 2016; ADAM; SCHNEIDER; BRIENT, 2018; BISCHOFF; SCHNEIDER, 2016; TEODORO; REBOITA; ESCOBAR, 2019). O índice do posicionamento do DIVQ também mostrou-se ser suscetível ao viés de formação da banda secundária da A-ZCIT, o que não ocorre com o índice TAUU.

Portanto, o SMAS, a precipitação associada à ZCAS oceânica e o posicionamento da A-ZCIT apresentaram influências diretas dos experimentos com pulsos de água doce (MWF) e, em períodos específicos, do ORB e GHG. Em particular, a modulação do deslocamento da ZCAS em direção ao sul no período recente tem forte impacto das forçantes orbitais. Já o padrão de variabilidade observado para a A-ZCIT apresenta banda dupla nos subperíodos do passado, com a banda secundária surgindo principalmente quando a posição da A-ZCIT está mais ao sul, o que ocorre durante os períodos frios (H1 e YD). Além disso, a importância observada no período recente da variabilidade multidecadal de modos do Oceano Pacífico e Atlântico no SMAS e posicionamento da A-ZCIT começou a se formar a partir do período MH, coerente com os estudos anteriores (CHEN; ZHAO; ZHANG, 2021; CHIESSI et al., 2009; WAINER et al., 2021; ZILLI; CARVALHO; LINTNER, 2019). Logo, entender como a variabilidade do SMAS, da ZCAS e da A-ZCIT mudou em climas passados é importante e pode melhorar a previsibilidade destes sistemas em cenários futuros.



### 8.1 Sugestões de trabalhos futuros

O presente trabalho buscou identificar e caracterizar a variabilidade temporal e espacial do SMAS, assim como o posicionamento da A-ZCIT durante os últimos 21.000 anos. Todos os objetivos propostos foram alcançados. Durante a elaboração deste estudo surgiram algumas sugestões de trabalhos futuros:

- Estender as análises para o novo conjunto de modelos do CMIP6/PMIP4, que começaram a ser divulgados no final de 2019.
- Estudar os padrões, influência e causalidade dos diferentes índices climáticos (atmosfera e oceano) nos modos de variabilidade do SMAS, ZCAS e A-ZCIT.
- Fazer a separação do balanço energético entre as componentes da atmosfera e oceano para estudar os impactos que o balanço de calor causa no posicionamento e nos modos de variabilidade da A-ZCIT.
- Determinação de EOFs do SMAS baseados em *proxies* climáticos, estendendo a análise do último milênio elaborada por Campos et al. (2019) para o período dos 21.000 anos.
- Explorar o papel dos controles identificados na variabilidade do clima passado nos cenários climáticos para o futuro próximo induzidos pela forçante associada aos gases de efeito estufa, aerossóis e mudanças do uso da terra.



## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAM, O. et al. Relation of the double-ITCZ bias to the atmospheric energy budget in climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 14, p. 7670–7677, 28 jul. 2016.
- ADAM, O.; BISCHOFF, T.; SCHNEIDER, T. Seasonal and Interannual Variations of the Energy Flux Equator and ITCZ. Part II: Zonally Varying Shifts of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 29, n. 20, p. 7281–7293, 15 out. 2016.
- ADAM, O.; SCHNEIDER, T.; BRIENT, F. Regional and seasonal variations of the double-ITCZ bias in CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 1–2, p. 101–117, 16 jul. 2018.
- ADDISON, P. S. Introduction to redundancy rules: the continuous wavelet transform comes of age. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 376, n. 2126, p. 20170258, 13 ago. 2018.
- ADLER, R. et al. Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Climate Data Record (CDR), Version 2.3 (Monthly). **National Centers for Environmental Information**, v. 10, p. V56971M6, 2016.
- AGUIAR, W. et al. Freshwater forcing control on early-Holocene South American monsoon. **Quaternary Science Reviews**, v. 245, p. 106498, out. 2020.
- ANTONOV, J. I.; LEVITUS, S. World ocean atlas 2005. Vol. 2, Salinity. 2006.
- APAÉSTEGUI, J. et al. 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. **Climate of the Past**, v. 10, n. 6, p. 1967–1981, 19 nov. 2014.
- APAÉSTEGUI, J. et al. Precipitation changes over the eastern Bolivian Andes inferred from speleothem ( $\delta^{18}O$ ) records for the last 1400 years. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 494, p. 124–134, 15 jul. 2018.
- ASNANI, G. C. **Tropical meteorology**. [s.l.] Asnani, Indian Inst. of Tropical Meteorology, 1993.
- AZEVEDO, V. et al. Paleovegetation seesaw in Brazil since the Late Pleistocene: A multiproxy study of two biomes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 563, p. 116880, 1 jun. 2021.
- BARBOSA, T. F.; CORREIA, M. F. Sistemas convectivos intensos no semi-árido brasileiro: O controle da grande escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 395–410, 2005.
- BARROS, V. et al. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summerrainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 67, n. 3–4, p. 123–133, 13 dez. 2000.
- BERGER, A. L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 12, p. 2361–2367, 1978.
- BERNAL, J. P. et al. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 450, p. 186–196, 15 set. 2016.

- BISCHOFF, T.; SCHNEIDER, T. The Equatorial Energy Balance, ITCZ Position, and Double-ITCZ Bifurcations. **Journal of Climate**, v. 29, n. 8, p. 2997–3013, 15 abr. 2016.
- BOMBARDI, R. J. et al. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 5–6, p. 1553–1568, 15 mar. 2014.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 7–8, p. 893–916, 15 dez. 2009.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Simulating the influence of the South Atlantic dipole on the South Atlantic convergence zone during neutral ENSO. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 118, n. 1–2, p. 251–269, 15 out. 2014.
- BOUIMETARHAN, I. et al. Intermittent development of forest corridors in northeastern Brazil during the last deglaciation: Climatic and ecologic evidence. **Quaternary Science Reviews**, v. 192, p. 86–96, 15 jul. 2018.
- BOVA, S. et al. Seasonal origin of the thermal maxima at the Holocene and the last interglacial. **Nature**, v. 589, n. 7843, p. 548–553, 28 jan. 2021.
- BRACONNOT, P. et al. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. **Nature Climate Change**, v. 2, n. 6, p. 417–424, 25 jun. 2012.
- BRACONNOT, P. et al. Strengths and challenges for transient Mid- to Late Holocene simulations with dynamical vegetation. **Climate of the Past**, v. 15, n. 3, p. 997–1024, 13 jun. 2019a.
- BRACONNOT, P. et al. Impact of Multiscale Variability on Last 6,000 Years Indian and West African Monsoon Rain. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 23, p. 14021–14029, 16 dez. 2019b.
- BROCCOLI, A. J.; DAHL, K. A.; STOUFFER, R. J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 1, p. n/a-n/a, 16 jan. 2006.
- BURKE, K. D. et al. Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 52, p. 13288–13293, 26 dez. 2018.
- CAI, W. et al. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 4, p. 215–231, 10 abr. 2020.
- CAMPOS, J. L. P. S. et al. Coherent South American Monsoon Variability During the Last Millennium Revealed Through High-Resolution Proxy Records. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 14, p. 8261–8270, 28 jul. 2019.
- CAMPOS, M. C. et al. South American precipitation dipole forced by interhemispheric temperature gradient. **Scientific Reports**, v. 12, n. 1, p. 10527, 22 dez. 2022.
- CARVALHO, L. M. V. DE; JONES, C. Zona de convergência do atlântico sul. Em: **Tempo e clima no Brasil**. [s.l: s.n.]. p. 464.
- CARVALHO, L. M. V.; CAVALCANTI, I. F. A. The South American Monsoon System (SAMS). Em: DE CARVALHO LEILA MARIA VÉSPOLI AND JONES, C. (Ed.). **The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling**. Cham: Springer International Publishing, 2016. p. 121–148.

- CARVALHO, L. M. V. et al. The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 8, p. 1248–1256, 30 jun. 2011.
- CARVALHO, L. M. V. et al. Intraseasonal-to-Interannual Variability of the Indian Monsoon Identified with the Large-Scale Index for the Indian Monsoon System (LIMS). **Journal of Climate**, v. 29, n. 8, p. 2941–2962, 15 abr. 2016.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, set. 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, jan. 2004.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 2, p. 83–90, 1986.
- CAVALCANTI, I. F. A. **Tempo e clima no Brasil**. [s.l.] Oficina de textos, 2016.
- CAVALCANTI, I. F. A.; SHIMIZU, M. H. Climate Fields over South America and Variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES. **American Journal of Climate Change**, v. 01, n. 03, p. 132–144, 2012.
- CHAVES, R. R. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, p. L03204, 16 fev. 2004.
- CHEN, C.; ZHAO, W.; ZHANG, X. Pacific Decadal Oscillation-like variability at a millennial timescale during the Holocene. **Global and Planetary Change**, v. 199, p. 103448, 1 abr. 2021.
- CHIANG, J. C. H.; VIMONT, D. J. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere–ocean variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 21, p. 4143–4158, 2004.
- CHIESSI, C. M. et al. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 21, p. L21707, 6 nov. 2009.
- CHIESSI, C. M. et al. Mid- to Late Holocene Contraction of the Intertropical Convergence Zone Over Northeastern South America. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, v. 36, n. 4, 26 abr. 2021.
- CHOU, S. C. et al. Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul. 1990.
- CITEAU, J. et al. Position de la Zone de Convergence a 28 N et température de surface de l’océan. **Veille Climatique Satellitaire**, v. 21, p. 3–7, 1988.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11–12, p. 3737–3752, 15 jun. 2016.

- COELHO, M. DE S.; GAN, M. A.; CONFORTE, J. C. Estudo da variabilidade da posição e da nebulosidade associada à ZCIT do atlântico, durante a estação chuvosa de 1998 e 1999 no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 23–34, 2004.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, nov. 1995.
- CORREA, I. C.; ARIAS, P. A.; ROJAS, M. Evaluation of multiple indices of the South American monsoon. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. S1, p. E2801–E2819, 23 jan. 2021.
- CRÉTAT, J. et al. Mid-Holocene to present-day evolution of the Indian monsoon in transient global simulations. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 9–10, p. 2761–2784, 12 nov. 2020.
- CRUZ, F. W. et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, n. 7029, p. 63–66, mar. 2005.
- CRUZ, F. W. et al. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 9, p. 2250–2263, maio 2007.
- CRUZ, F. W. et al. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 3, p. 210–214, 22 mar. 2009.
- CRUZ, F. W. Evolução dos estudos paleoclimáticos e paleoambientais em registros de espeleotemas da América do Sul: análise crítica da obra. 2016.
- CUSTÓDIO, I. S.; DIAS, P. L. DA S. Mudanças nas chuvas mensais extremas no Sudeste Brasileiro durante o último milênio. 2017.
- DA SILVA, A. E.; DE CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p. 51–57, abr. 2007.
- D’AGOSTINO, R. et al. Contrasting Southern Hemisphere Monsoon Response: MidHolocene Orbital Forcing versus Future Greenhouse Gas–Induced Global Warming. **Journal of Climate**, v. 33, n. 22, p. 9595–9613, 15 nov. 2020.
- DE MELO, A. B. C. et al. A zona de convergência intertropical sobre o oceano Atlântico: Climatologia. 2002.
- DE SOUSA, T. A. et al. Changes in sedimentary provenance and climate off the coast of Northeast Brazil since the Last Interglacial. **Marine Geology**, v. 435, p. 106454, 1 maio 2021.
- DEININGER, M. et al. Inter-hemispheric synchronicity of Holocene precipitation anomalies controlled by Earth’s latitudinal insolation gradients. **Nature Communications**, v. 11, n. 1, p. 5447, 28 dez. 2020.
- DEPPENMEIER, A.-L.; HAARSMA, R. J.; HAZELEGER, W. The Bjerknes feedback in the tropical Atlantic in CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 47, n. 7–8, p. 2691–2707, 10 out. 2016.
- DEWES, C. DE F.; SILVA DIAS, P. L. DA. Análise da variabilidade climática de um modelo do clima da América do Sul no presente e em 6 ka AP. 2007.

- DÍAZ, L. B.; SAURRAL, R. I.; VERA, C. S. Assessment of South America summer rainfall climatology and trends in a set of global climate models large ensembles. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. S1, p. E59–E77, 14 jan. 2021.
- DONOHUE, A. et al. The Relationship between ITCZ Location and Cross-Equatorial Atmospheric Heat Transport: From the Seasonal Cycle to the Last Glacial Maximum. **Journal of Climate**, v. 26, n. 11, p. 3597–3618, 1 jun. 2013.
- DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. Inter ENSO variability and its influence over the South American monsoon system. **Advances in Geosciences**, v. 6, p. 167–171, 1 fev. 2006.
- FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, n. 3, p. 253–260, jul. 2011.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J.; LUMPKIN, R. A Strong Atlantic Meridional Mode Event in 2009: The Role of Mixed Layer Dynamics\*. **Journal of Climate**, v. 25, n. 1, p. 363–380, 1 jan. 2012.
- FU, R.; ARIAS, P. A.; WANG, H. The connection between the North and South American monsoons. Em: **The monsoons and climate change**. [s.l.] Springer, 2016. p. 187–206.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, jan. 2004.
- GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na américa do sul. Em: **Chapter**. [s.l.: s.n.]. v. 19p. 297–312.
- GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D6, p. 6001–6015, 27 mar. 1998.
- GARCIA, S. R. et al. Moisture and heat budgets of the south American monsoon system: climatological aspects. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 130, n. 1–2, p. 233–247, 2 out. 2017.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 97, n. 3–4, p. 361–372, 29 ago. 2009.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Some considerations on onset dates of the rainy season in Western-Central Brazil with antisymmetric outgoing longwave radiation relative to the equator. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 1, p. 188–198, jan. 2013.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Multidecadal variability of moisture and heat budgets of the South American monsoon system. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 121, n. 3–4, p. 557–570, 6 ago. 2015.
- GARREAUD, RENÉD.; WALLACE, J. M. Summertime Incursions of Midlatitude Air into Subtropical and Tropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2713–2733, out. 1998.
- GEEN, R. et al. Monsoons, ITCZs, and the Concept of the Global Monsoon. **Reviews of Geophysics**, v. 58, n. 4, 1 dez. 2020.
- GORENSTEIN, I. et al. A fully calibrated and updated mid-Holocene climate reconstruction for Eastern South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 292, p. 107646, set. 2022.

- GREEN, B.; MARSHALL, J.; CAMPIN, J. M. The ‘sticky’ ITCZ: ocean-moderated ITCZ shifts. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1–2, p. 1–19, 1 jul. 2019.
- GRIMM, A. M. The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263–280, jan. 2003.
- GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2–3, p. 123–138, 1 mar. 2004.
- GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. Em: **Past climate variability in South America and surrounding regions**. [s.l.] Springer, 2009. p. 159–191.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, nov. 1998.
- GRIMM, A. M.; SABOIA, J. P. J. Interdecadal Variability of the South American Precipitation in the Monsoon Season. **Journal of Climate**, v. 28, n. 2, p. 755–775, 15 jan. 2015.
- GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of Tropical–Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538–3555, out. 1995.
- GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. **The global monsoon system: research and forecast, WMO/TD**, v. 1266, p. 219–238, 2005.
- GULIZIA, C.; CAMILLONI, I.; DOYLE, M. Identification of the principal patterns of summer moisture transport in South America and their representation by WCRP/CMIP3 global climate models. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 112, n. 1–2, p. 227–241, 1 abr. 2013.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77–92, jan. 1977.
- HAUG, G. H. et al. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. **Science**, v. 293, n. 5533, p. 1304–1308, 17 ago. 2001.
- HE, F. **Simulating transient climate evolution of the last deglaciation with CCSM 3**. PhD Thesis—Wisconsin: University of Wisconsin, 2011.
- HE, F.; CLARK, P. U. Freshwater forcing of the Atlantic Meridional Overturning Circulation revisited. **Nature Climate Change**, v. 12, n. 5, p. 449–454, 7 maio 2022.
- HE, P. et al. Understanding global monsoon precipitation changes during the 8.2 ka event and the current warm period. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, p. 110757, nov. 2021.
- HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology (International geophysics series, San Diego, New York**. Academic Press, | c1992, , 1992.
- HUO, Y.; PELTIER, W. R.; CHANDAN, D. Mid-Holocene monsoons in South and Southeast Asia: dynamically downscaled simulations and the influence of the Green Sahara. **Climate of the Past**, v. 17, n. 4, p. 1645–1664, 5 ago. 2021.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and Break Phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, abr. 2002.



- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Climate Change in the South American Monsoon System: Present Climate and CMIP5 Projections. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6660–6678, 1 set. 2013.
- JOOS, F.; SPAHNI, R. **Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years**. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <www.pnas.org/cgi/content/full/>.
- JORGETTI, T.; DA SILVA DIAS, P. L.; DE FREITAS, E. D. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 11–12, p. 3077–3086, 24 jun. 2014.
- KAGEYAMA, M. et al. Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study. **Climate of the Past**, v. 9, n. 2, p. 935–953, 9 abr. 2013.
- KAUFMAN, D. et al. A global database of Holocene paleotemperature records. **Scientific Data**, v. 7, n. 1, 1 dez. 2020.
- KHUROMOV, S. P. Die geographische verbreitung der monsune. **Pet. Geogr. Mitt.**, v. 101, 1957.
- KITOH, A. et al. Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 8, p. 3053–3065, 27 abr. 2013.
- KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992.
- KODAMA, Y.-M. Large-Scale Common Features of Sub-Tropical Convergence Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: Conditions of the Circulations for Generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 71, n. 5, p. 581–610, 1993.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 217–231, 1988.
- LANCZOS, C. **Applied analysis**. [s.l.] Courier Corporation, 1988.
- LEE, S.-Y. et al. Southern Ocean wind response to North Atlantic cooling and the rise in atmospheric CO<sup>2</sup>: Modeling perspective and paleoceanographic implications. **Paleoceanography**, v. 26, n. 1, p. PA1214, 23 mar. 2011.
- LIEBMANN, B.; MECHOSO, C. R. THE SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM. Em: [s.l.: s.n.]. p. 137–157.
- LIU, W. et al. On the stability of the Atlantic meridional overturning circulation during the last deglaciation. **Climate Dynamics**, v. 44, n. 5–6, p. 1257–1275, 25 mar. 2015.
- LIU, X.; BATTISTI, D. S.; DONOHOE, A. Tropical Precipitation and Cross-Equatorial Ocean Heat Transport during the Mid-Holocene. **Journal of Climate**, v. 30, n. 10, p. 3529–3547, 15 maio 2017.
- LIU, Z. et al. Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. **Science**, v. 325, n. 5938, p. 310–314, 17 jul. 2009.
- LIU, Z. et al. Younger Dryas cooling and the Greenland climate response to CO. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 109, n. 28, p. 11101–11104, 10 jul. 2012.

- LIU, Z.; HARRISON, S. P.; OTTO-BLIESNER, B. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2–3, p. 157–182, 2004.
- LÜBBECKE, J. F.; MCPHADEN, M. J. A Comparative Stability Analysis of Atlantic and Pacific Niño Modes\*. **Journal of Climate**, v. 26, n. 16, p. 5965–5980, 15 ago. 2013.
- LUCIENE DIAS DE MELO, M.; MARENGO, J. A. The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. **The Holocene**, v. 18, n. 4, p. 501–516, 1 jun. 2008.
- LUTSKO, N. J.; MARSHALL, J.; GREEN, B. Modulation of Monsoon Circulations by Cross-Equatorial Ocean Heat Transport. **Journal of Climate**, v. 32, n. 12, p. 3471–3485, 15 jun. 2019.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific decadal oscillation. **Journal of oceanography**, v. 58, n. 1, p. 35–44, 2002.
- MARENGO, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, jan. 2012.
- MARSHALL, J. et al. The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 7–8, p. 1967–1979, 1 abr. 2014.
- MARSON, J. M. et al. The impacts of deglacial meltwater forcing on the South Atlantic Ocean deep circulation since the Last Glacial Maximum. **Climate of the Past**, v. 10, n. 5, p. 1723–1734, 17 set. 2014.
- MAYTA, V. C. et al. The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 1, p. 343–360, 1 jan. 2019.
- MCGEE, D. et al. Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 390, p. 69–79, mar. 2014.
- MCGEE, D. et al. Hemispherically asymmetric trade wind changes as signatures of past ITCZ shifts. **Quaternary Science Reviews**, v. 180, p. 214–228, 2018.
- MÉLICE, J.-L.; SERVAIN, J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**, v. 20, n. 5, p. 447–464, 12 mar. 2003.
- MELO, A. B. C. DE; CAVALCANTI, I. F. DE A.; SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. **Tempo e clima no Brasil**, v. 1, p. 25–41, 2009.
- MO, K. C. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. **Journal of Climate**, v. 13, n. 20, p. 3599–3610, out. 2000a.
- MO, K. C. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. **Journal of Climate**, v. 13, n. 20, p. 3599–3610, out. 2000b.
- MOHTADI, M.; PRANGE, M.; STEINKE, S. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. **Nature**, v. 533, n. 7602, p. 191–199, 12 maio 2016.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. Meteorology: The atmosphere and the science of weather. **New York: Macmillan**, 1991.

- MORENO-CHAMARRO, E.; MARSHALL, J.; DELWORTH, T. L. Linking ITCZ Migrations to the AMOC and North Atlantic/Pacific SST Decadal Variability. **Journal of Climate**, v. 33, n. 3, p. 893–905, 1 fev. 2020.
- MULITZA, S. et al. Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. **Paleoceanography**, v. 32, n. 6, p. 622–633, 1 jun. 2017.
- MUÑOZ, E. et al. Mean and Variability of the Tropical Atlantic Ocean in the CCSM4\*. **Journal of Climate**, v. 25, n. 14, p. 4860–4882, 15 jul. 2012.
- NOBRE, P.; SRUKLA, J. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, out. 1996.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, fev. 1997.
- NORTH, G. R. et al. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 7, p. 699–706, jul. 1982.
- NOVELLO, V. F. et al. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 23, p. n/a-n/a, 16 dez. 2012.
- NOVELLO, V. F. et al. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. **Scientific Reports**, v. 6, n. 1, p. 24762, 21 jul. 2016.
- NOVELLO, V. F. et al. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. **Scientific reports**, v. 7, p. 44267, 10 mar. 2017.
- NOVELLO, V. F. et al. Two Millennia of South Atlantic Convergence Zone Variability Reconstructed From Isotopic Proxies. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 10, p. 5045–5051, 28 maio 2018.
- NOVELLO, V. F. et al. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 524, p. 115717, 15 out. 2019.
- NOVELLO, V. F. et al. Investigating  $\delta^{13}\text{C}$  values in stalagmites from tropical South America for the last two millennia. **Quaternary Science Reviews**, v. 255, p. 106822, 1 mar. 2021.
- OBASE, T.; ABE-OUCHI, A. Abrupt Bølling-Allerød Warming Simulated under Gradual Forcing of the Last Deglaciation. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 20, p. 11397–11405, 28 out. 2019.
- OLIVEIRA, M. J. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. **Terrae Didática**, v. 13, n. 3, p. 149–184, 2017.
- OTTO-BLIESNER, B. L. et al. Simulating arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation. **Science**, v. 311, n. 5768, p. 1751–1753, 24 mar. 2006.
- PRADO, L. F. et al. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Climate of the Past**, v. 9, n. 5, p. 2117–2133, 9 set. 2013.
- PRADO, L. F. et al. Changes in summer precipitation variability in central Brazil over the past eight decades. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 8, p. 4171–4186, 30 jun. 2021.

- PRADO, L. F.; WAINER, I.; CHIESSI, C. M. Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. **The Holocene**, v. 23, n. 12, p. 1915–1920, 8 dez. 2013.
- RAMAGE, C. S. Monsoon meteorology. 1971.
- RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539–26551, 1996.
- REBOITA, M. et al. **Southern Annular Mode Impacts in South America** **Geophysical Research Abstracts**. [s.l.: s.n.].
- REBOITA, M. S. et al. **Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica** **Revista Brasileira de Meteorologia**. [s.l.: s.n.]. Disponível em: <[http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research\\_papers/](http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/)>.
- REBOITA, M. S. et al. Impacts of teleconnection patterns on South America climate. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1504, n. 1, p. 116–153, 29 nov. 2021.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2947–2957, ago. 2000.
- RODIONOV, S. N. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 9, 16 maio 2004.
- RODIONOV, S. N. Use of prewhitening in climate regime shift detection. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 12, 28 jun. 2006.
- ROJAS, M. et al. The South American monsoon variability over the last millennium in climate models. **Climate of the Past**, v. 12, n. 8, p. 1681–1691, 19 ago. 2016.
- SAHA, K. Mean cloud distributions over tropical oceans. **Tellus**, v. 23, n. 2, p. 183–195, 15 jan. 1971.
- SANTOS, T. P. et al. A data-model perspective on the Brazilian margin surface warming from the Last Glacial Maximum to the Holocene. **Quaternary Science Reviews**, v. 286, p. 107557, 15 jun. 2022.
- SCHNEIDER, T. Feedback of Atmosphere-Ocean Coupling on Shifts of the Intertropical Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 22, p. 11,644-11,653, 28 nov. 2017.
- SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v. 513, n. 7516, p. 45–53, 3 set. 2014.
- SERVAIN, J. et al. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 485–488, 15 fev. 1999.
- SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S. A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. **Climatic Change**, v. 98, n. 3–4, p. 331–357, 17 fev. 2010.
- SHIMIZU, M. H. et al. Seasonal changes of the South American monsoon system during the Mid-Holocene in the CMIP5 simulations. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 5–6, p. 2697–2712, 23 mar. 2020.

- SILVA DIAS, P. L. et al. Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach. Em: **Past climate variability in South America and surrounding regions**. [s.l.] Springer, 2009. p. 259–281.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **J. Atmos. Sci**, v. 40, n. 11, p. 2689–2707, 1983.
- SLIVINSKI, L. C. et al. Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 145, n. 724, p. 2876–2908, 23 out. 2019.
- SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 14, p. 2091–2105, 30 nov. 2009.
- STRIKIS, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075–1078, 1 nov. 2011.
- STRÍKIS, N. M. et al. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 13, p. 5477- 5484A, 16 jul. 2015.
- STRÍKIS, N. M. et al. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 15, p. 3788–3793, 10 abr. 2018.
- TALENTO, S.; BARREIRO, M. Estimation of Natural Variability and Detection of Anthropogenic Signal in Summertime Precipitation over South America. **Advances in Meteorology**, v. 2012, p. 1–10, 2012.
- TALENTO, S.; BARREIRO, M. Control of the South Atlantic Convergence Zone by extratropical thermal forcing. **Climate Dynamics**, v. 50, n. 3–4, p. 885–900, 25 fev. 2018.
- TEODORO, T. A.; REBOITA, M. S.; ESCOBAR, G. C. J. Characterization of the Double Band of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the Atlantic Ocean. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 42, n. 2, p. 282–298, 9 ago. 2019.
- TOMAZIELLO, A. C. N.; CARVALHO, L. M. V.; GANDU, A. W. Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter. **Climate Dynamics**, v. 47, n. 5–6, p. 1717–1733, 16 set. 2016.
- TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, jan. 1998.
- TORRES, R. R. **Análise e Modelagem dos Distúrbios Ondulatórios de Leste que atuam na Costa Leste do Nordeste do Brasil**. [s.l.: s.n.].
- UTIDA, G. et al. Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. **Quaternary Science Reviews**, v. 250, p. 106655, 15 dez. 2020.
- UVO, C. R. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. 1989. 82 f.** [s.l.] Dissertação de Mestrado em Meteorologia-INPE, São Paulo, 1989.

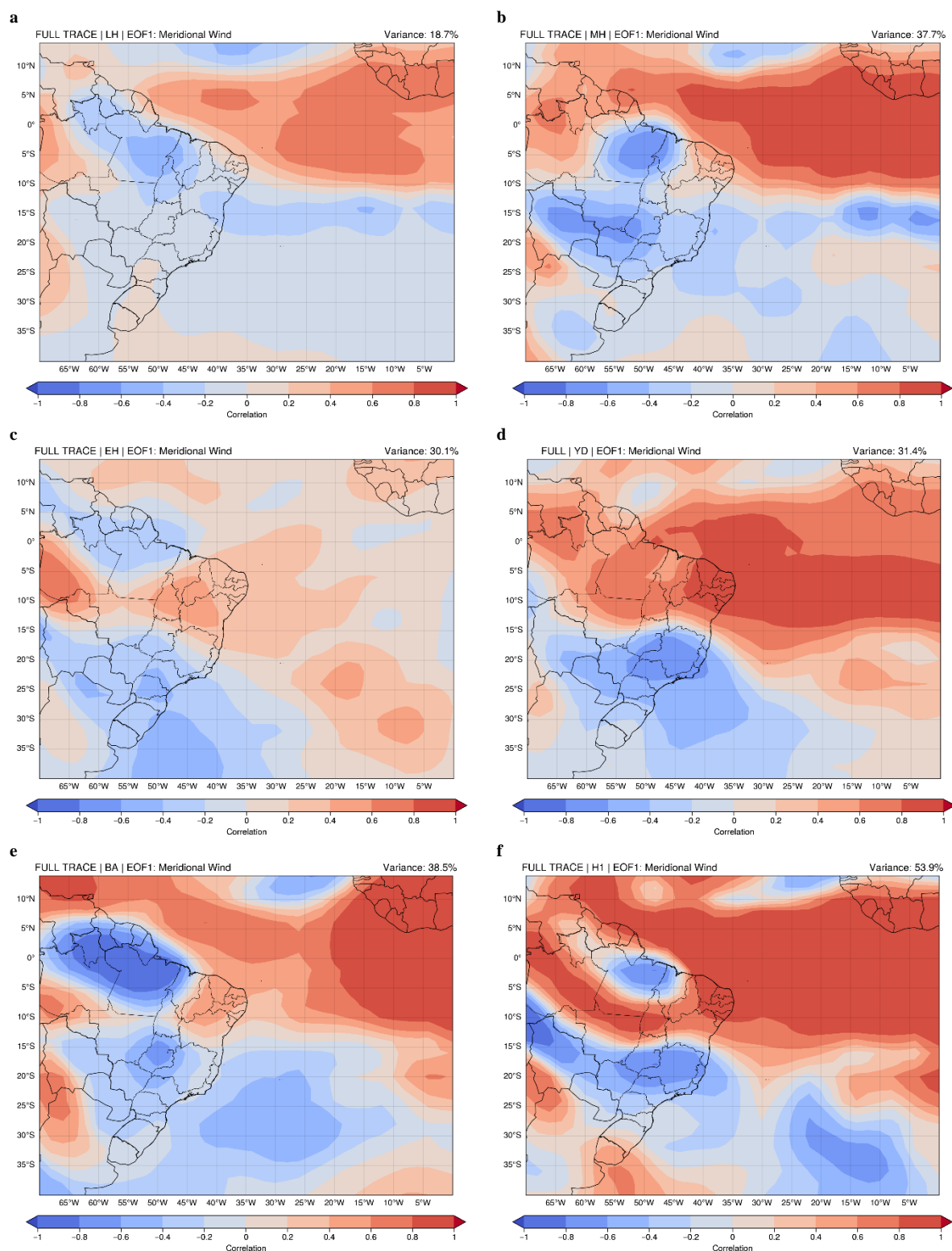
- VELLINGA, M.; WU, P. Low-Latitude Freshwater Influence on Centennial Variability of the Atlantic Thermohaline Circulation. **Journal of Climate**, v. 17, n. 23, p. 4498–4511, 1 dez. 2004.
- VENANCIO, I. M. et al. Changes in surface hydrography at the western tropical Atlantic during the Younger Dryas. **Global and Planetary Change**, v. 184, p. 103047, 1 jan. 2020a.
- VENANCIO, I. M. et al. Ocean-atmosphere interactions over the western South Atlantic during Heinrich stadials. **Global and Planetary Change**, v. 195, p. 103352, 1 dez. 2020b.
- VERA, C. et al. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 15 out. 2006.
- VERA, C. S. et al. Seasonal cycle of precipitation variability in South America on intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 5–6, p. 1991–2001, 3 set. 2018.
- VUILLE, M. et al. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. **Climate of the Past**, v. 8, n. 4, p. 1309–1321, 23 ago. 2012.
- WAINER, I. et al. Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past 12,000 years from surface temperature proxy. **Scientific Reports**, v. 4, n. 1, p. 5291, 13 maio 2015.
- WAINER, I. et al. The South Atlantic sub-tropical dipole mode since the last deglaciation and changes in rainfall. **Climate Dynamics**, v. 56, n. 1–2, p. 109–122, 2021.
- WAINER, I.; VENEGAS, S. A. South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1408–1420, jun. 2002.
- WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, n. 11, p. 2162–2174, nov. 1993.
- WALKER, M. et al. Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. **Journal of the Geological Society of India**, v. 93, n. 2, p. 135–141, 18 fev. 2019.
- WANG, X. et al. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. **Nature**, v. 541, n. 7636, p. 204–207, 12 jan. 2017.
- WARD, B. M. et al. Reconstruction of Holocene coupling between the South American Monsoon System and local moisture variability from speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  records. **Quaternary Science Reviews**, v. 210, p. 51–63, 15 abr. 2019.
- WEN, X. et al. Correlation and anti-correlation of the East Asian summer and winter monsoons during the last 21,000 years. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. 11999, 22 nov. 2016.
- WIIN-NIELSEN, A. **Compendium of Meteorology: Dynamic meteorology**. [s.l.: s.n.]. v. 1
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [s.l.] Academic press, 2011. v. 100
- WORTHAM, B. E. et al. Assessing response of local moisture conditions in central Brazil to variability in regional monsoon intensity using speleothem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 463, p. 310–322, abr. 2017.
- XAVIER, T. DE M. B. S. et al. A zona de convergência intertropical-ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-98). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 1, p. 27–43, 2000.

- XIE, S.-P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. Em: **Geophysical Monograph Series**. [s.l.] Blackwell Publishing Ltd, 2013. v. 147p. 121–142.
- YANG, H. et al. Heat Transport Compensation in Atmosphere and Ocean over the Past 22,000 Years. **Scientific Reports**, v. 5, n. 1, p. 16661, 16 dez. 2015.
- YIN, L. et al. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11–12, p. 3127–3143, 9 dez. 2013.
- ZHANG, H. et al. Advances in Research on the ITCZ: Mean Position, Model Bias, and Anthropogenic Aerosol Influences. **Journal of Meteorological Research**, v. 35, n. 5, p. 729–742, 5 out. 2021.
- ZHAO, Y.; HARRISON, S. P. Mid-Holocene monsoons: a multi-model analysis of the inter-hemispheric differences in the responses to orbital forcing and ocean feedbacks. **Climate Dynamics**, v. 39, n. 6, p. 1457–1487, 25 set. 2012.
- ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, maio 1998.
- ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LINTNER, B. R. The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 5–6, p. 2545–2563, 30 mar. 2019.

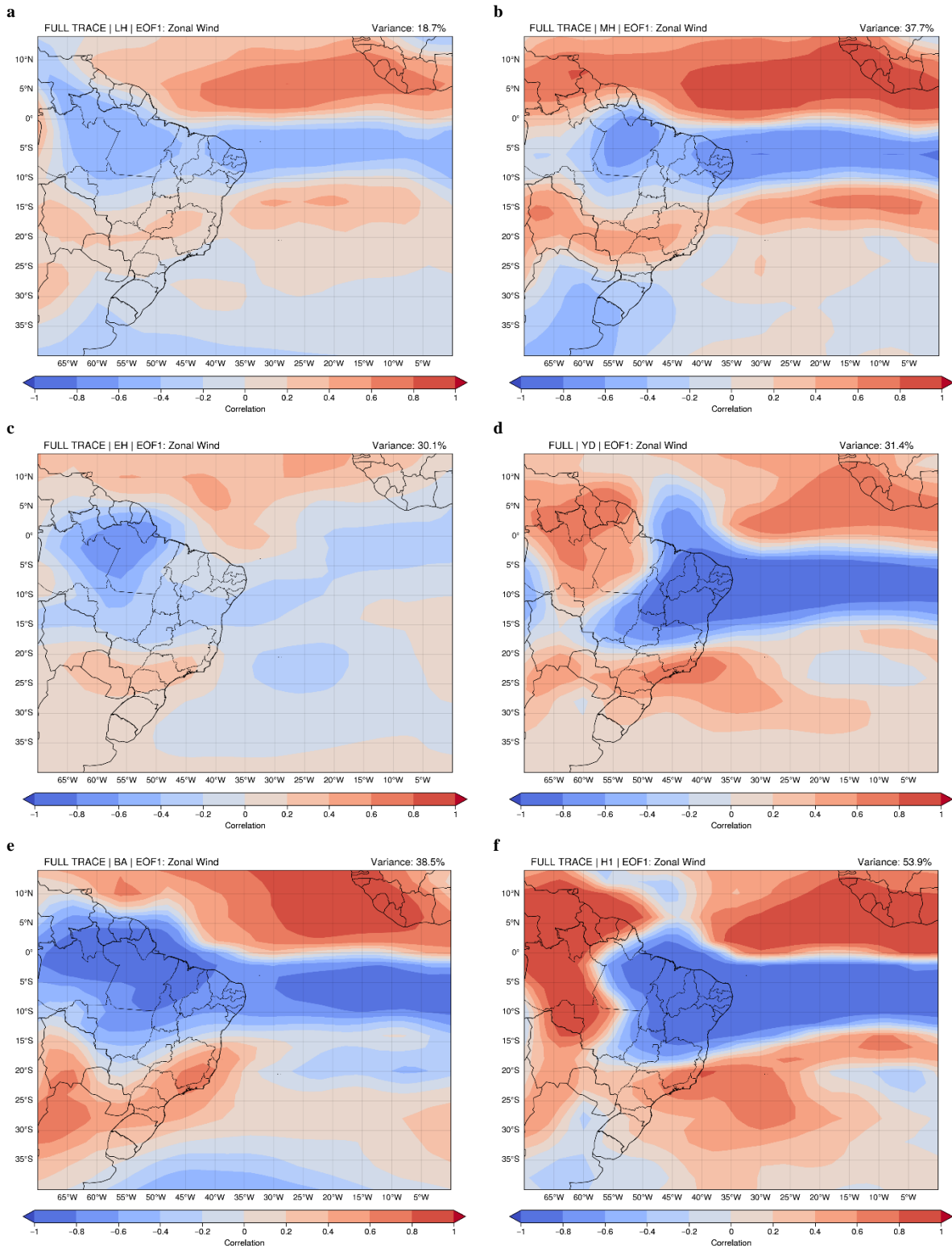




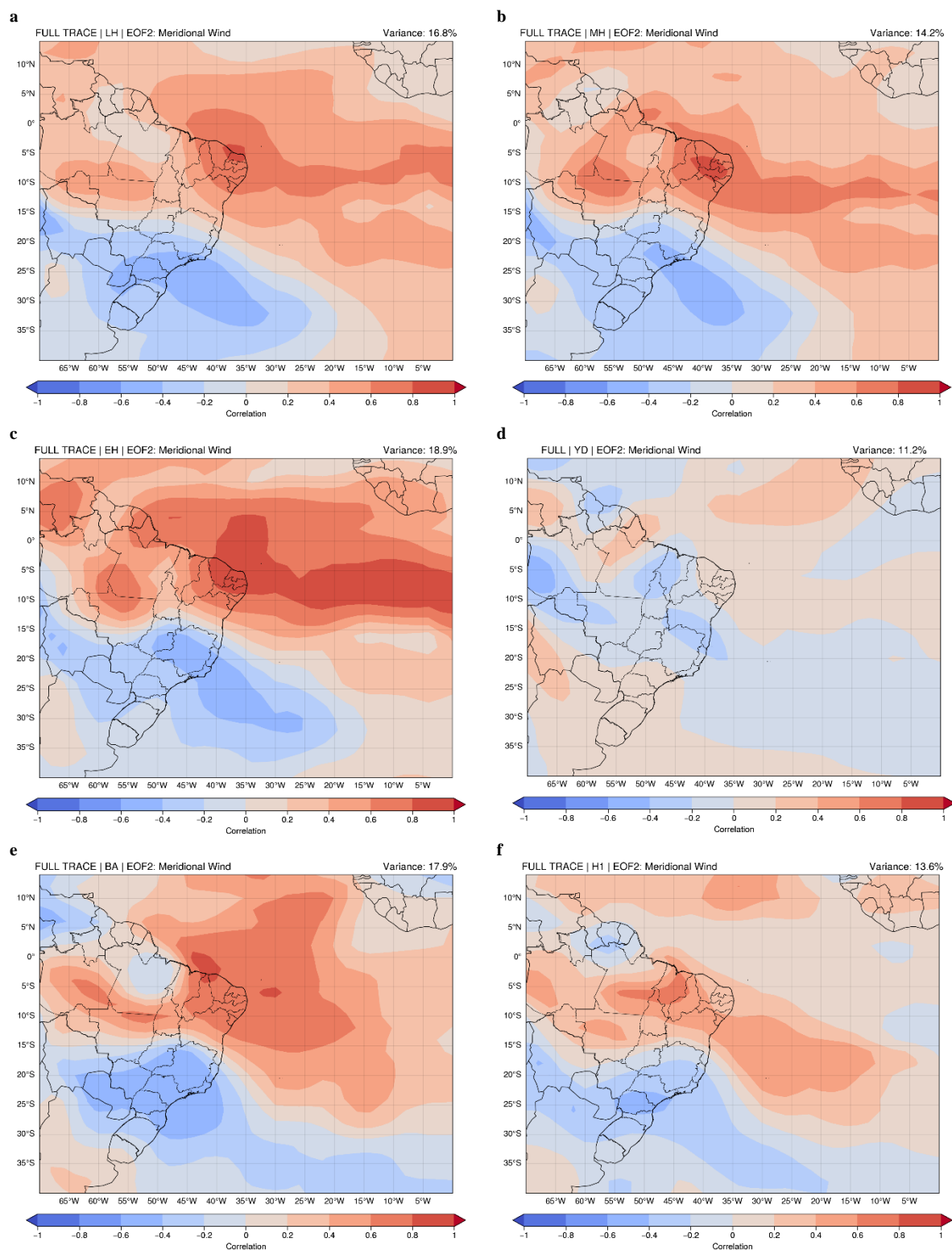
## Anexo I. Padrões espaciais do vento zonal e meridional para os modos LISAM e ZCAS



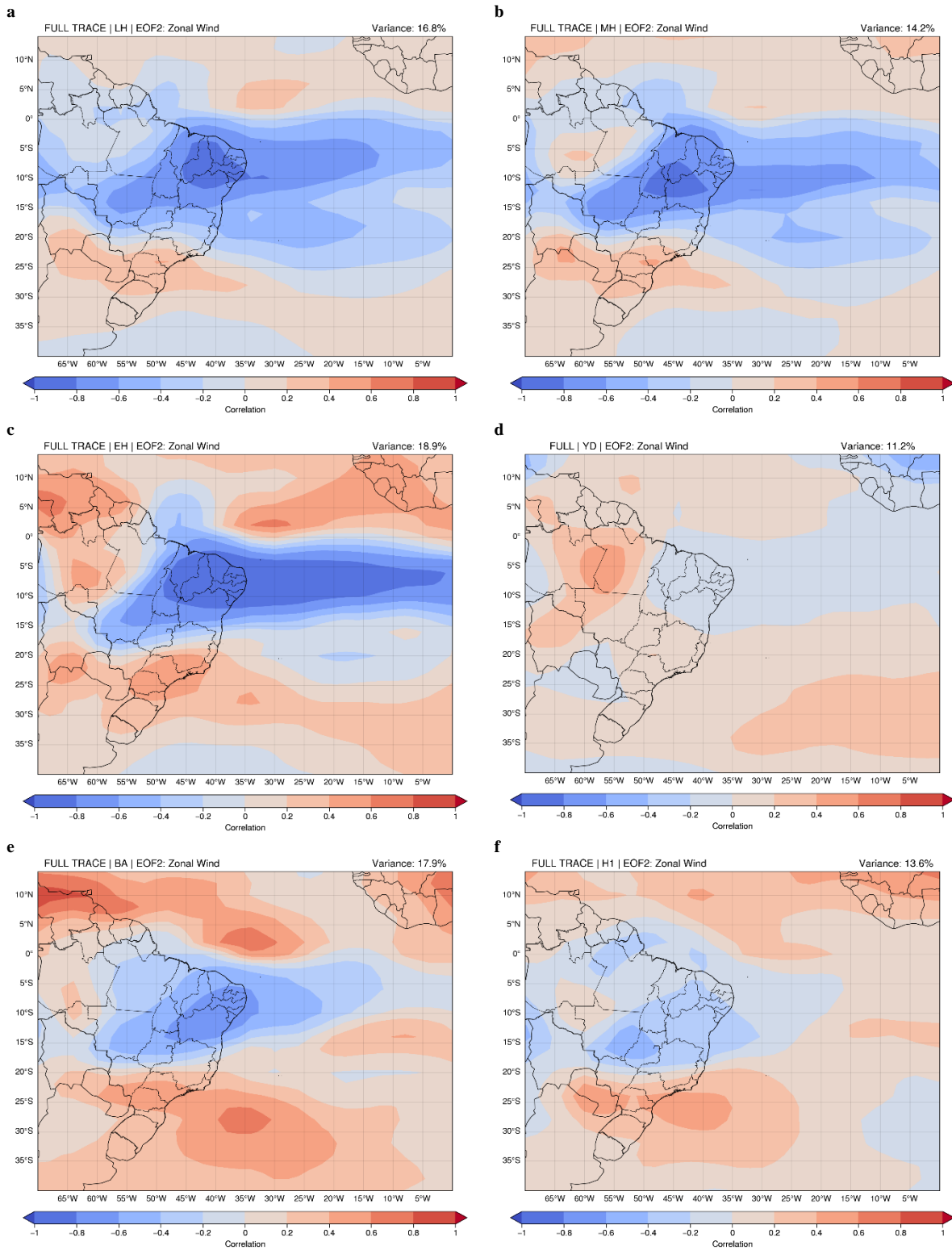
**Figura I.1** Padrões espaciais da EOF1 aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável vento meridional, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).



**Figura I.2.** Padrões espaciais da EOF1 aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável vento zonal, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).

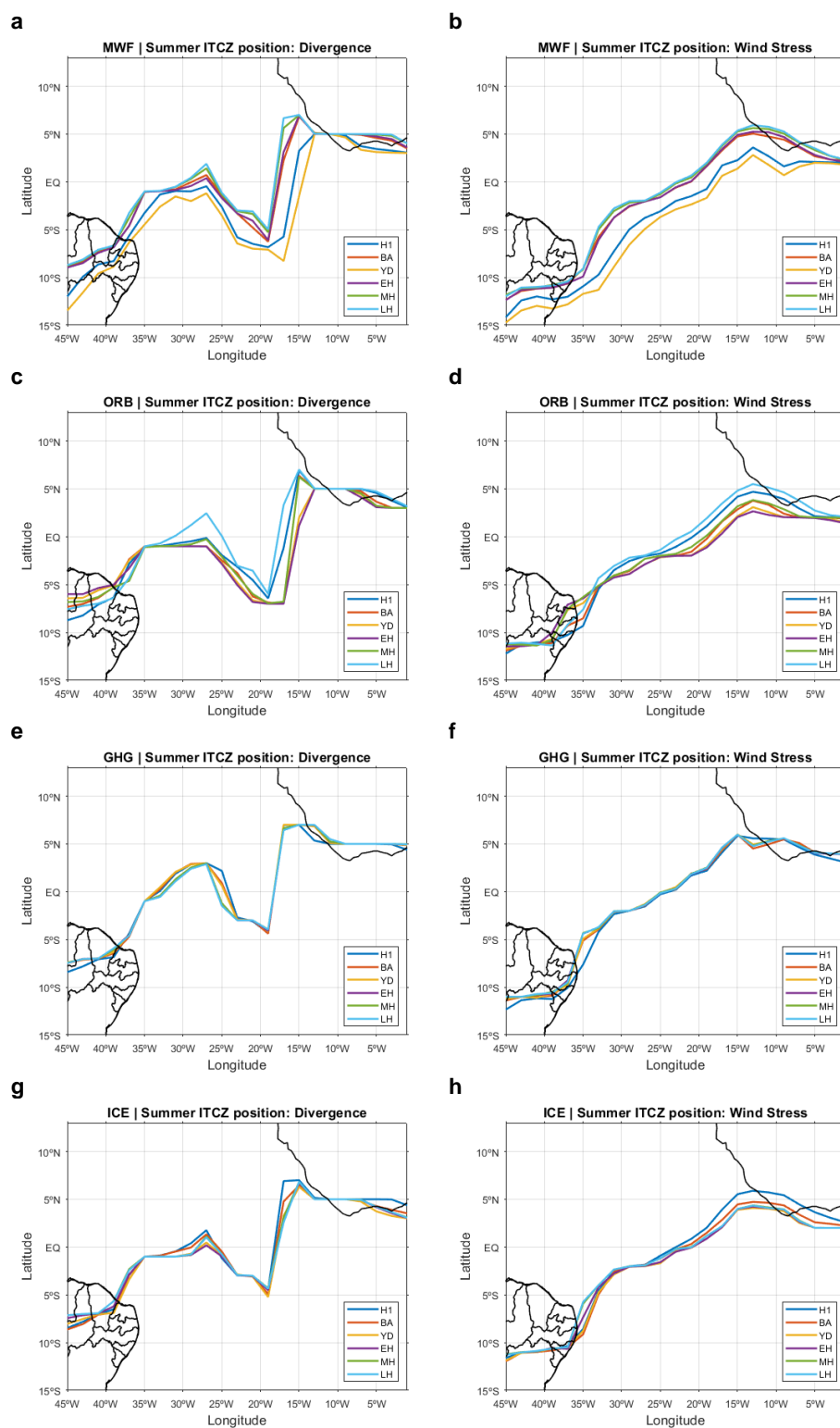


**Figura I.3.** Padrões espaciais da EOF2 aplicado no TRACE-21k *Full Forcing* na variável vento meridional, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).



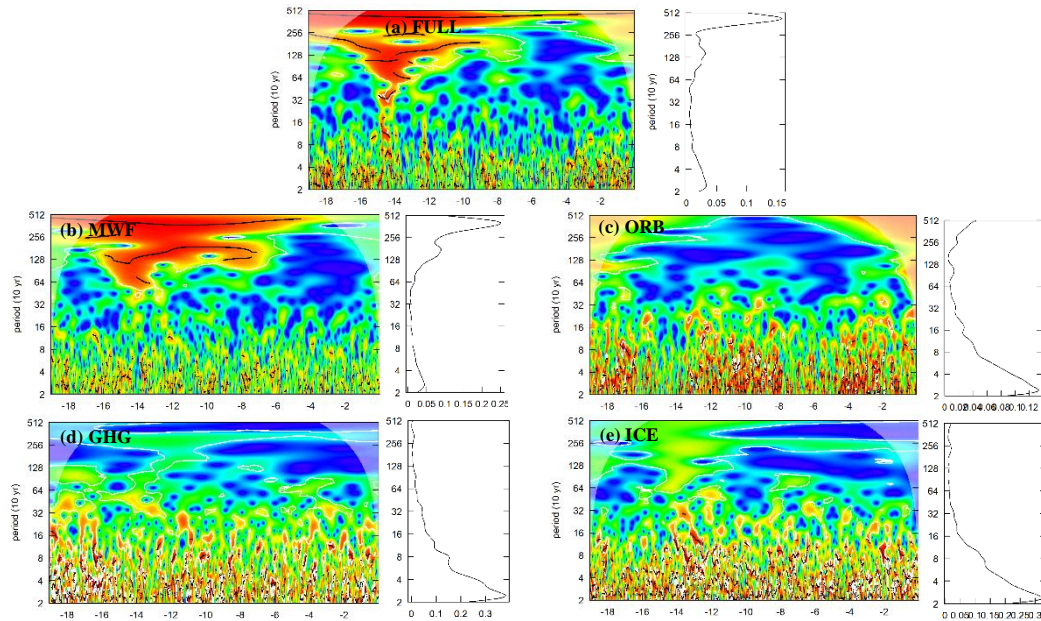
**Figura I.4.** Padrões espaciais da EOF2 aplicado no TraCE-21k *Full Forcing* na variável vento zonal, subdivididos nos períodos: a) Holoceno tardio (LH); b) Holoceno Médio (MH); c) Holoceno Inicial (EH); d) Younger Dryas (YD); e) Bølling–Allerød (BA); f) Heinrich Stadial 1 (H1).

## Anexo II. Impacto dos experimentos *single forcings* na posição da A-ZCIT

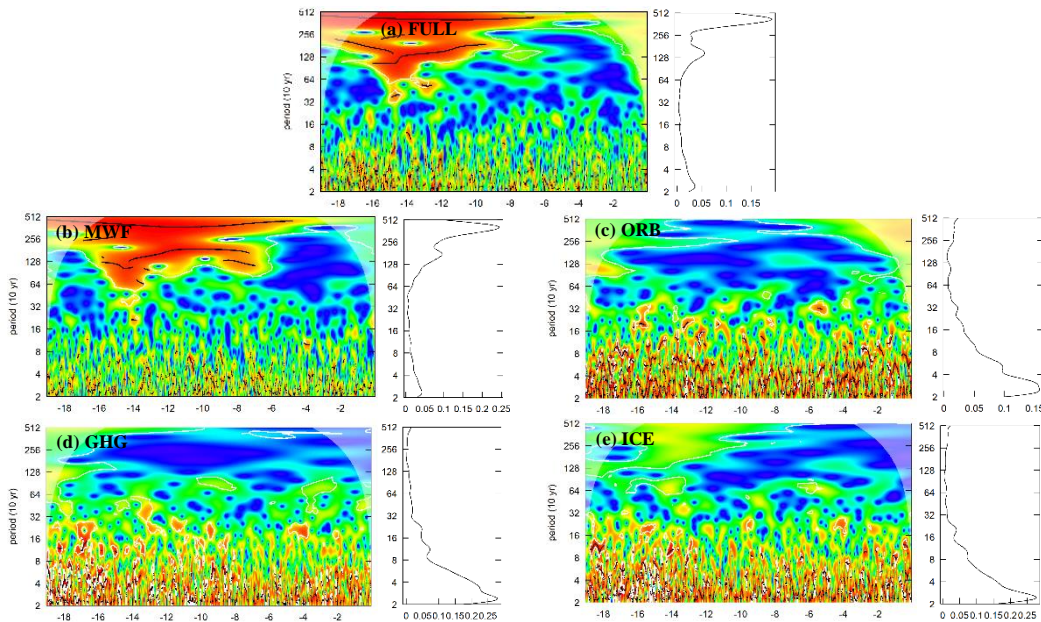


**Figura II.1.** Posição anual média da ZCIT calculada utilizando os métodos da divergência de umidade (primeira coluna) e do estresse meridional do vento (segunda coluna) para os experimentos *single forcings*, sendo: (a) e (b) MWF; (c) e (d) ORB; (e) e (f) GHG; (g) e (h) ICE.

Também são mostrados a análise de ondeleta aplicada na posição calculada pelo método DIVQ (Figura II.2) e TAUY (Figura II.3) para o TraCE-21k FULL e cada experimento *single forcing*.



**Figura II. 2.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da posição média da A-ZCIT, calculada pelo método DIVQ, para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.



**Figura II. 3.** Transformada de ondeleta aplicada na série temporal da posição média da A-ZCIT, calculada pelo método TAUY, para os experimentos do TraCE-21k (a) FULL, (b) MWF, (c) ORB, (d) GHG e (e) ICE.