

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**RELAÇÕES ENTRE MODOS DE CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA E A CLIMATOLOGIA
DE ONDAS DO OCEANO ATLÂNTICO AUSTRAL**

MARÍLIA SANTOS RAMOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Leandro Farina

Porto Alegre, 2021

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**RELAÇÕES ENTRE MODOS DE CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA E A CLIMATOLOGIA
DE ONDAS DO OCEANO ATLÂNTICO AUSTRAL**

MARÍLIA SANTOS RAMOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Leandro Farina

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Claudia Klose Parise – Universidade Federal do Maranhão (UFMA)

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
(UFRGS)

Prof. Dr. Mauro Michelena Andrade – Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI)

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito
parcial para a obtenção do Título
de Mestra em Ciências.

Porto Alegre, 2021

Aos examinadores,

Este trabalho está formatado segundo à norma 118, publicada pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CIP - Catalogação na Publicação

Santos Ramos, Marília
Relações entre modos de circulação atmosférica de
larga escala e a climatologia de ondas do Oceano
Atlântico Austral / Marília Santos Ramos. -- 2021.
69 f.
Orientador: Leandro Farina.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2021.

1. Climatologia de ondas. 2. EOF. 3. ENSO. 4. PDO.
5. SAM. I. Farina, Leandro, orient. II. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Leandro Farina, por todo apoio, compreensão, conversas, *insights* e compartilhamento de conhecimento. Como a academia seria um lugar melhor se todos os professores fossem brilhantes e humildes como ele! Agradeço, também, aos membros da banca por terem aceitado o convite, e aos coautores do artigo a ser publicado, especialmente ao Sérgio Henrique Faria, pelas sugestões e incentivos poéticos, e ao Joshua Soderholm, que me apresentou este campo de estudo que me encontro desde 2015. Também não posso deixar de agradecer ao Professor Leo Afraneo Hartmann pelo auxílio na elaboração do artigo. Nunca vou esquecer toda a paciência que dedicou para sentar-se ao meu lado e corrigir o artigo linha a linha.

Agradeço aos amigos de longa data: Bibiana Harrote, Bernardo Scarton, Diogo Rauter, Dominique Monticelli, Eduardo Vontobel e família, Gabriel Martins, Gustavo Führ Hartmann, Julia Nequete, Lethícia Fernandes e Vitor Cunha. Cada fase da vida é populada por pessoas especiais para o momento em questão, que apesar de às vezes passageiras, deixam sua contribuição significativa. Porém, vocês estão comigo há tanto tempo e já dividimos tantos momentos especiais, que acho que nosso vínculo merece ser eternizado no Lume da UFRGS. Agradeço também aos colegas de mestrado que viraram grandes amigos: Claus Toledo, Gustavo Souza e Nicolas Bose. A trajetória ficou muito mais leve e divertida tendo vocês ao meu lado!

Por último, gostaria de agradecer à minha família. Aos meus pais, por terem me proporcionado o privilégio de chegar à pós-graduação, ao meu irmão, que além de irmão é meu melhor amigo, a minha vó, aos meus dindos e prima, que sempre estiveram do meu lado para tanto celebrar as conquistas quanto oferecer suporte nos momentos difíceis. Amo vocês!

RESUMO

Modos de variação de condições oceânicas estão profundamente ligadas a alterações na circulação atmosférica, uma vez que há sempre trocas energéticas nesta interface. Dessa forma, neste trabalho examinamos as relações entre três principais oscilações climáticas (El Niño Oscilação Sul [*El Niño–Southern Oscillation* - ENSO], Modo Anular do Sul [*Southern Annular Mode* - SAM], e Oscilação Decadal do Pacífico [*Pacific Decadal Oscillation* - PDO]), quatro parâmetros de onda (altura significativa de onda [H_s], período médio de onda [T_m], e componentes de direção zonal [$D_{m,x}$] e meridional [$D_{m,y}$] de onda) e parâmetros de vento (velocidade de vento [WS_{10}], e componentes de direção zonal [u_{10}] e meridional [v_{10}] de vento). Para este propósito, os parâmetros de vento e onda foram regredidos sobre os índices climáticos para criar *composites* espaciais com os valores da inclinação da reta, quantificando as correlações entre os parâmetros de onda e vento e os índices. Uma análise de função ortogonal empírica (*empirical orthogonal function* – EOF) também foi aplicada com o objetivo de identificar os principais modos de variabilidade de vento e de onda e associá-los com cada um dos índices climáticos. Os efeitos combinados da ENSO e do SAM também foram analisados por meio do cálculo de anomalias para os períodos em que essas fases ocorrem simultaneamente. Encontramos importantes correlações entre os componentes principais dos modos de variabilidade primário, secundário e quaternário dos parâmetros de onda e oscilações climáticas. Para a ENSO, destacamos as correlações entre o Índice Oceânico Niño (*Oceanic Niño Index* – ONI) e H_s , T_m , and $D_{m,x}$ no noroeste do Oceano Atlântico Austral, com uma diminuição de até 8 cm de H_s por unidade de ONI durante anos de El Niño. Durante anos de La Niña, o oposto é observado, com um aumento de até 8 cm de H_s por unidade de ONI. Correlações positivas foram observadas entre ONI e estes parâmetros de onda em regiões subtropicais ao longo da costa oeste africana durante o verão austral, que são intensificadas pela fase negativa do SAM. Novas correlações significativas foram encontradas entre o clima de ondas do Oceano Atlântico Austral e o SAM. Também foi determinado que o índice PDO apresenta correlações negativas entre H_s e T_m , enquanto os componentes direcionais apresentam uma maior variabilidade.

Palavras-chave: climatologia de ondas; EOF; ENSO; SAM; PDO.

ABSTRACT

Modes of variability in ocean wave conditions are coupled to atmospheric circulation changes due to exchange of energy and momentum at the interface. Here, we explored for the South Atlantic Ocean the relations between three main climate oscillations (El Niño–Southern Oscillation [ENSO], Southern Annular Mode [SAM], and Pacific Decadal Oscillation [PDO]), four wave parameters (significant wave height [H_s], mean wave period [T_m], and zonal [$D_{m,x}$] and meridional [$D_{m,y}$] wave direction components) and wind parameters (wind speed [WS_{10}], and zonal [u_{10}] and meridional [v_{10}] components). For this purpose, we regressed wind and wave parameters against the oscillation indices to create spatial composites of slope values, quantifying the correlation between wave parameters and indices. An EOF (empirical orthogonal function) analysis was also carried out to identify variability modes of wave parameters and to associate them to each climate index. The combining effects of ENSO and SAM were analysed by calculating H_s , T_m and wind speed anomalies for the periods in which the phases of these oscillations co-occur. We found important correlations not only with the dominant mode of variability, but also with secondary and even quaternary modes. For ENSO, negative correlations between the Oceanic Niño Index (ONI) and H_s , T_m , and $D_{m,x}$ in the northwest part of the South Atlantic Ocean were highlighted, with a decrease (increase) of up to 8 cm of H_s per ONI unit in El Niño (La Niña) events. We established positive correlations also between ONI and these wave parameters in subtropical regions along the western African coast during austral summer, which were intensified by negative SAM. During autumn, however, we observed La Niña positive H_s anomalies for this region, which were also intensified by negative SAM. Finally, we found new, significant correlations between South Atlantic Ocean wave climate and SAM. We determined that the PDO index has negative correlations with H_s and T_m , while directional components present stronger variability.

Keywords wave climate; South Atlantic Ocean; El Niño Southern Oscillation; Southern Annular Mode; Pacific Decadal Oscillation

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Capítulo 2: REFERENCIAL TEÓRICO

- Figura 1** Modelo conceitual da circulação atmosférica global. Fonte: Martins et al. (2008)..... 16
- Figura 2** Células de circulação zonal criadas por gradiente zonal de temperatura. A maior delas é a circulação de Walker sobre o Oceano Pacífico. Fonte: Oliver J.E. (2005)..... 18
- Figura 3** Teoria frontal para ciclogênese em latitudes médias representada pelo desenvolvimento sequencial a partir de (a) uma onda nascente por uma zona frontal para o (b) início de uma depressão até (c) a maturação de uma depressão de latitude média. Fonte: Sturman and Tapper (1996) 21
- Figura 4** Corte transversal através de uma depressão demonstrando uma estrutura frontal. Fonte: Sturman and Tapper (1996) 22
- Figura 5** Perfil vertical de duas ondas oceânicas idealizadas com duas dimensões lineares e forma sinoidal. Fonte: adaptado de Open University (1989)..... 26
- Figura 6** O painel (a) demonstra o espalhamento do *swell* a partir do centro da tempestade. A medida que as ondas se afastam do centro da tempestade, o comprimento da onda aumenta, causando uma diminuição proporcional de altura de onda e energia por unidade de comprimento. O painel (b) indica um registro de ondas perto do centro da tempestade. O painel (c) demonstra um registro de *swell*, i.e., ondas longe do centro da tempestade. Fonte: Open University (1989). 27

Capítulo 3: RELATIONSHIPS BETWEEN LARGE-SCALE CLIMATE MODES AND THE SOUTH ATLANTIC OCEAN WAVE CLIMATE

- Figure 1** Buoy locations and GEBCO bathymetry..... 36
- Figure 2** Decision function based on kNN algorithm separating inliers from outliers for the buoy of Cabo Frio (top). Cabo Frio H_s timeseries before and after kNN processing (bottom)..... 37
- Figure 3** Graphic analysis of correlation between wave parameters of ERA5 reanalyses and buoy observations for significant wave height (A and D), peak wave

period (B and E) and mean wave direction measured in degrees clockwise from True North (C and E) at Cabo Frio (A–C) and Recife (D–F). Trendline is plotted in red. ...38

Figure 4 Seasonal composites of significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), zonal component of wave direction ($D_{m,x}$) and meridional component of wave direction ($D_{m,y}$) regressed against Oceanic Niño Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).42

Figure 5 Graphic analysis of correlation between summer anomalies of wave parameters and ONI at selected locations. Trendline is plotted in red.43

Figure 6 Seasonal composites of zonal and meridional components of 10 m wind (u_{10} and v_{10} , respectively) and wind speed (WS_{10}) regressed against Oceanic Niño Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).44

Figure 7 Seasonal composites of selected variability modes of significant wave height (left) and zonal and meridional wave components of wave direction (right). The principal component of the corresponding variability mode is plotted under its respective correlation map, in front of Oceanic Niño Index, which is plotted as anomaly plot. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).47

Figure 8 Seasonal composites of significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), zonal component of wave direction ($D_{m,x}$) and meridional component of wave direction ($D_{m,y}$) regressed against Pacific Decadal Oscillation Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA

for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).	48
Figure 9 Graphic analysis of correlation between autumn (A and B) and summer (C and D) anomalies of wave parameters and PDOI at selected locations. Trendline is plotted in red.....	49
Figure 10 Seasonal composites of significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), zonal component of wave direction ($D_{m,x}$) and meridional component of wave direction ($D_{m,y}$) regressed against Southern Annular Mode Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).	51
Figure 11 Graphic analysis of correlation between summer (A and B) and spring (C and D) anomalies of wave parameters and SAMI at selected locations. Trendline is plotted in red.....	52
Figure 12 Seasonal composites of selected variability modes of significant wave height (left) and zonal and meridional wave components of wave direction (right). The principal component of the corresponding variability mode is plotted under its respective correlation map, in front of Southern Annular Mode Index, which is plotted as anomaly plot. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).....	53
Figure 13 Seasonal composites of zonal and meridional components of 10 m wind (u_{10} and v_{10} , respectively) and wind speed (WS_{10}) regressed against Southern Annular Mode Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).....	54
Figure 14 Seasonal significant wave height (H_s) anomalies for El Niño, La Niña, Positive SAM, Negative SAM, and the combination of ENSO and SAM phases.....	56

Figure 15 Seasonal mean wave period (T_m) anomalies for El Niño, La Niña, Positive SAM, Negative SAM (top) and the combination of ENSO and SAM phases (bottom).

.....58

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

Neste trabalho foi optado por manter as siglas na língua em que foram produzidas para que possa haver uma maior padronização com outros trabalhos da área. Aqui, as siglas são listadas com o seu significado na língua original junto com uma adaptação para a língua portuguesa.

AAO – *Antartic Annular Oscillation* (Oscilação Anular Antártica)

D_m – Direção média de onda

$D_{m,x}$ – Componente zonal da direção média

$D_{m,y}$ – Componente meridional da direção média

ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (Centro Europeu para Previsões do Tempo de Médio Prazo)

ENSO – *El Niño Southern Oscillation* (Oscilação Sul El Niño)

EOFs – *Empirical Orthonogal Functions* (Funções Ortogonais Empíricas)

H_s – altura significativa de onda

kNN – *k-Nearest Neighbours* (k-vizinhos mais próximos)

MSLP – *Mean Sea Level Pressure* (Pressão Atmosférica ao Nível do Mar)

ONI – *Oceanic Niño Index* (Índice Oceânico Niño)

PC – *Principal Component* (Componente principal)

PDO – *Pacific Decadal Oscillation* (Oscilação Decadal do Sul)

PDOI – *Pacific Decadal Oscillation Index* (Índice da Oscilação Decadal do Pacífico)

SAM – *Southern Annular Mode* (Modo Anular do Sul)

SAMI – *Marshall Southern Annular Mode Index* (Índice Marshall do Modo Anular do Sul)

SAO – *South Atlantic Ocean* (Oceano Atlântico Austral)

SOI – *Southern Oscillation Index* (Índice da Oscilação do Sul)

SST – *Sea Surface Temperature* (Temperatura Superficial de Oceano)

T_m – Período médio de onda

T_p – Período do pico da onda

u_{10} – Componente zonal de vento

v_{10} – Componente meridional de vento

WS_{10} – Velocidade de vento

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO	13
1.2 OBJETIVOS	14
1.2.1 Objetivo Geral	14
1.2.2 Objetivos Específicos	14
2 REFERENCIAL TEÓRICO	15
2.1 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA	15
2.2.1 Circulação atmosférica global	15
2.1.2 Circulação atmosférica no hemisfério sul	16
2.1.3 Sistemas de latitude média	18
2.2 MODOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA	23
2.2.1 El Niño Oscilação Sul (ENSO)	23
2.2.2 Oscilação Anular do Sul (SAM)	24
2.2.3 Oscilação Decadal do Pacífico (PDO)	24
2.3 ONDAS DE SUPERFÍCIE OCEÂNICA	25
REFERÊNCIAS	28
3 RELATIONSHIPS BETWEEN LARGE-SCALE CLIMATE MODES AND THE SOUTH ATLANTIC OCEAN WAVE CLIMATE	30
3.1 INTRODUCTION	31
3.2 DATASETS	34
3.2.1 Climate indices	34

3.2.2 Wave parameters and wind data.....	35
3.2.3 Buoy data.....	35
3.3 WAVE CLIMATE PATTERNS REGARDING CLIMATE OSCILLATIONS	39
3.3.1 El Niño–Southern Oscillation patterns.....	40
3.3.2 Pacific Decadal Oscillation patterns.....	47
3.3.3 Southern Annular Mode patterns.....	49
3.4 COMBINED EFFECTS OF ENSO AND SAM	54
3.4 CONCLUSIONS.....	60
REFERENCES.....	61
4. CONCLUSÕES.....	67
ANEXO A – CONFIRMAÇÃO DE ACEITE DA REVISTA PROGRESS IN OCEANOGRAPHY (QUALIS CAPES A1).....	69

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

Múltiplos modos de variações de condições oceânicas já foram descritos a partir da análise de temperaturas superficiais oceânicas, cada um com suas características espaciais e temporais. Entre os modos de variabilidade mais significativos, podemos citar a Oscilação El Niño (El Niño Southern Oscillation - ENSO), a Oscilação Decadal do Pacífico (Pacific Decadal Oscillation – PDO) e a Oscilação Anular do Sul (Southern Annular Mode – SAM).

Estes fenômenos oceânicos estão profundamente ligados a alterações na circulação atmosférica, sendo assim chamados de teleconexões. Ainda não é consenso se alterações na temperatura superficial dos oceânicos são a causa ou o resultado de mudanças na circulação atmosférica, visto que as trocas energéticas que ocorrem na interface oceano-atmosfera são dinâmicas e processuais, onde uma mudança leva a outra, podendo formar sistemas de retroalimentação. No que diz respeito a este trabalho, as ondas também são resultado dessa troca de energia e *momentum* entre atmosfera e oceano. O estresse friccional exercido pelo vento transfere a energia que resulta nas ondas. Elas, por sua vez, crescem proporcionalmente à intensidade, duração e extensão da pista de vento, até que o equilíbrio entre a força geradora – o próprio vento – e a restauradora – a gravidade – seja atingido (Castello and Krug, 2015).

O aquecimento desigual da superfície da Terra pelo Sol é o ponto de início para estes processos, gerando diferenças de pressão que resultam em ventos, tornados, tempestades, nevascas, depressões, fenômenos que se formam no oceano e que são responsáveis pelo surgimento das ondas. Dessa forma, as ondas oceânicas de superfície sofrem influência desses fenômenos oceano-atmosféricos (Castello and Krug, 2015).

Cerca de metade da população mundial vive em áreas costeiras, que, por sua vez, é diretamente atingida pelo aumento do nível do mar e eventos extremos (e.g. ciclones tropicais, depressões atmosféricas), os últimos gerando ondas capazes de transportar sedimentos e alterar profundamente a morfologia das praias. Os conhecimentos sobre a climatologia de ondas e sobre a influências dessas mudanças atmosféricas provê embasamento aos projetos de gestão costeira e auxilia na implementação de estruturas de proteção à costa. Um outro ponto em que este

conhecimento se mostra útil é na geração de energia renovável, uma vez que os oceanos são uma fonte limpa de energia inesgotável, onde sempre haverá ventos soprando sobre e, assim, gerando ondas que podem ser utilizadas para converter energia cinética em energia elétrica.

Esta dissertação está estruturada da forma que se segue: a contextualização ao tema foi apresentada neste capítulo introdutório, junto com os objetivos da pesquisa, que são apresentados no próximo subcapítulo. No capítulo 2, a fundamentação teórica é abordada, com descrições de temas significativos para o entendimento do artigo: explicação sobre circulação atmosférica e sistemas meteorológicos, modos de variabilidade de circulação atmosférica, e teoria de ondas oceânicas de superfície. O capítulo 3 consiste na alma do trabalho: é nele onde a pesquisa em si é apresentada, tendo sido elaborada na forma de artigo submetido à revista *Progress in Oceanography*. As referências são apresentadas por capítulo, ao final de cada capítulo teórico (capítulos 2 e 3). O capítulo 4 – as conclusões – sumariza os achados da pesquisa e provê um encerramento ao trabalho. Ao final da dissertação está anexo o comprovante de aceite da revista escolhida.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Tem-se por objetivo geral identificar quais são os impactos promovidos pelo ENSO, PDO E SAM sobre a climatologia de ondas do sul do Oceano Atlântico. Também espera-se verificar os efeitos agregados destes modos de circulação. Ou seja, os efeitos que estes modos exercem quando estão em fase ou fora de fase.

1.2.2 Objetivos Específicos

- (a) Observar variações de período, altura e direção de onda no sudoeste do Oceano Atlântico e correlacioná-las com ENSO, PDO e SAM;
- (b) Identificar possíveis causas para as relações entre os modos de circulação atmosférico e o clima de ondas, analisando o impacto das oscilações sobre sistemas meteorológicos responsáveis pela criação de ondulações;
- (c) Apontar as consequências das oscilações sobre as ondas quando agem tanto individualmente quanto em conjunto;
- (d) Servir de base teórica para futuros estudos sobre deriva litorânea e variações de perfil e linha de costa.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

2.2.1 Circulação atmosférica global

A circulação atmosférica é resultado do desequilíbrio de radiação latitudinal que leva a redistribuição de calor das áreas que possuem excesso para as áreas que estão com déficit. O modelo conceitual para a circulação atmosférica global compreende em três células latitudinais em cada hemisfério (Fig. 1). Embora exista variações longitudinais importantes em cada hemisfério principalmente oriundas das configurações entre oceano e terra, o padrão observado na Figura 1 é obtido a partir das médias de ventos observados em cada latitude entre todas as estações (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005).

A zona intertropical de convergência (ZCIT) é a zona do equador meteorológico que se move norte e sul com as mudanças das estações. Devido aos fracos gradientes de pressão horizontal e a irradiação termal na região, as pressões atmosféricas são relativamente baixas na ZCIT. O ar superficial, então, sobe através da ZCIT e se move em direção aos polos. Este movimento descreve o membro ascendente da célula de Hadley (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005).

A célula de Hadley descreve a circulação atmosférica meridional dos trópicos. O movimento em direção aos polos da parte superior da célula de Hadley é defletido pelo efeito Coriolis, inclinando o vento para a esquerda no Hemisfério Sul e para a direita no Hemisfério Norte. Dessa forma, o vento na atmosfera superior desenvolve um componente oeste à medida que flui em direção aos polos, esfriando e descendendo. Em torno da latitude 30°, estes ventos oeste da atmosfera superior da célula de Hadley atingem uma velocidade máxima de 200 km h⁻¹, nos chamados *jet streams* (correntes de jato) subtropicais. Ainda nesta latitude, o ar descende na zona subtropical de alta pressão, onde o gradiente de pressão é baixo e os ventos são geralmente fracos (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

Entre a zona subtropical de alta pressão e a zona equatorial de baixa pressão estão os cinturões de ventos alísios. Nestes cinturões, os ventos resfriam-se durante sua jornada na atmosfera superior em direção aos polos e em seguida aquecem-se em sua jornada à superfície, retomando sua direção ao equador. Este percurso em direção ao equador também é defletido pelo efeito Coriolis, criando ventos com

componente leste (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

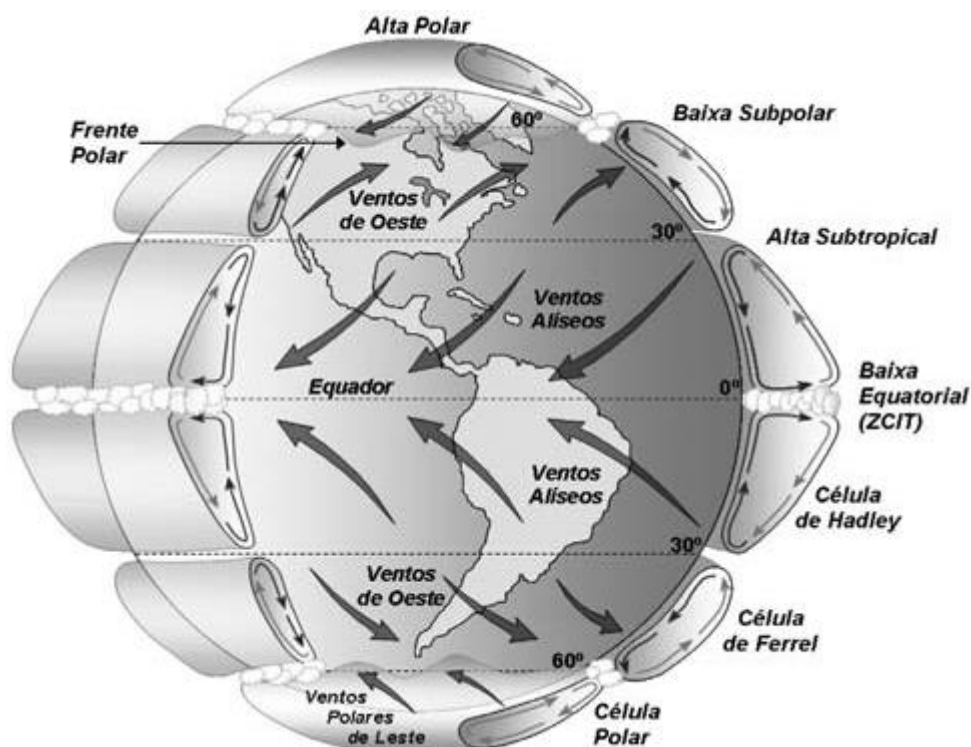


Figura 1 Modelo conceitual da circulação atmosférica global. Fonte: Martins et al. (2008)

A partir da zona subtropical de alta pressão, o ar descendente da baixa atmosfera move-se em direção aos polos, ganhando componente oeste em ambos os hemisférios devido à deflexão do Coriolis. Os ventos oeste de latitude média também possuem componente oeste na atmosfera superior. Na superfície, o movimento de ar em direção aos polos encontra uma massa de ar mais fria em torno das latitudes 45° a 60°, proveniente dos polos. Este encontro gera uma frente polar onde o ar mais quente e leve, proveniente de latitudes médias, é forçado a subir sobre o ar mais frio e denso, proveniente dos polos. Do lado dos polos em relação a essa frente, o ar proveniente dos polos move-se em direção ao equador, defletindo leste devido ao efeito Coriolis. Este ar vai ganhando calor à medida que viaja. Na região da frente polar (entre 45° e 60°), o ar proveniente dos polos ascende e retorna aos polos da atmosfera superior defletindo em direção ao oeste (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

2.1.2 Circulação atmosférica no hemisfério sul

No hemisfério sul são observadas zonas de alta pressão atmosférica sobre as latitudes subtropicais dos oceanos – o anticiclone do Atlântico Sul, do leste do Pacífico

Sul, e do Índico Sul. Todas essas zonas de alta pressão atmosférica semipermanentes movem-se entre 5° e 10° graus em direção ao norte no inverno. Durante o mês de janeiro, as células de alta pressão localizam-se preferencialmente nos setores leste dos oceanos, entre 30° e 40° de latitude (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

Ventos zonais de oeste predominam uma grande porção do hemisfério sul, particularmente durante o inverno. Nesta estação, os ventos oeste do *jet stream* subtropical perto da tropopausa chegam a 30 m s⁻¹, enquanto os ventos oeste da estratosfera Antártica chegam a velocidades de 45 m s⁻¹. Estes ventos oeste estratosféricos desenvolvem-se na atmosfera polar em resposta ao forte esfriamento e efeito termal do vento (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

Os ventos de leste estão evidentes em todos os níveis dos trópicos durante todas as estações, com os ventos de leste estratosféricos expandindo-se a latitudes mais altas durante o verão. O fluxo é mais forte no inverno, quando as células subtropicais estão mais intensas e o gradiente de pressão equatorial é maior (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

Os componentes de vento meridional são pequenos quando comparados com os componentes zonais descritos anteriormente. Entretanto, apesar de menores, ainda são muito importantes para o transporte de massas vapor de água, calor e *momentum*. Durante o verão, a célula de Hadley norte move-se parcialmente para o hemisfério sul, trazendo ar superficial do hemisfério norte; a zona de convergência e de ar ascendente entre ela e a célula de Hadley sul caracterizam a ZCIT entre 10-15° S. A célula de Hadley sul é comprimida durante o verão, e a região de subsidência máxima e divergência entre o sul da célula de Hadley e norte da célula de Ferrel localizam-se entre 30-35° S. O fluxo superficial é em direção aos polos na célula de Ferrel; a convergência com o fluxo proveniente da célula Polar ocorre entre 60-70° S, marcando a posição da baixa subantártica. Durante o inverno, todas células de circulação expandem-se entre 5°-10° ao norte, com o membro ascendente da célula de Hadley entrando no hemisfério norte. O *jet stream* subtropical de ventos oeste à 200 hPa, localizado acima de 40° S no verão, se fortalece e chega até 30°S no inverno (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

As células de circulação mais persistentes na atmosfera tendem a ser células meridionais, uma vez que o gradiente de temperatura terrestre é entre sul e norte. Entretanto, perto do equador e no hemisfério sul, conectando as três maiores zonas de convecção da Terra, encontram-se células com componentes zonais (Fig 2). A circulação de Walker do Oceano Pacífico é o maior componente de um sistema conectado gerado pelas diferenças de temperatura entre o leste e oeste do Oceano Pacífico. Normalmente, uma área de água fria se estende a partir da costa tropical da América do Sul em direção ao oeste do Oceano Pacífico, esfriando a atmosfera acima dela e contribuindo para maiores pressões atmosféricas. O ar acima do leste do Oceano Pacífico, muito frio e denso para participar da circulação de Hadley, é transportado em direção ao oeste, ascendendo sobre o oeste do Oceano Pacífico. Assim que ascende até 200 hPa, o ar flui em direção ao leste novamente, eventualmente descendendo sobre a costa oeste da América do Sul (Fig. 2). A força da circulação de Walker varia com mudanças na temperatura superficial do Oceano Pacífico relacionadas ao fenômeno El Niño Oscilação Sul, que veremos mais adiante (B. and Petterssen, 1942; Barry and Chorley, 2003; Oliver, 2005; Sturman and Tapper, 1996).

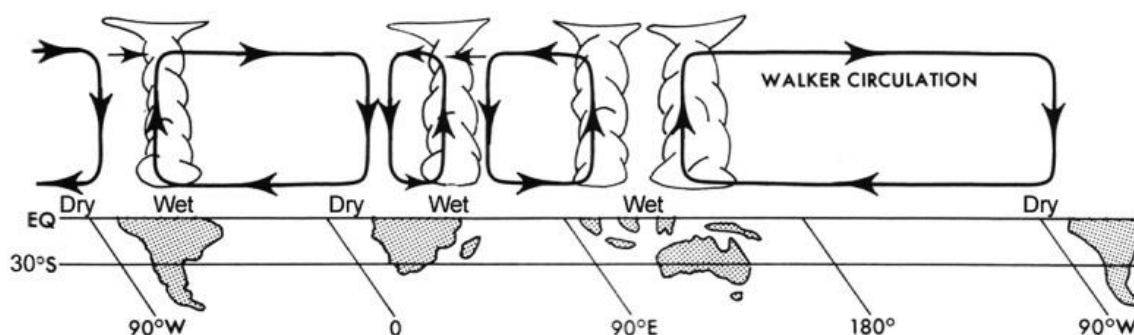


Figura 2 Células de circulação zonal criadas por gradiente zonal de temperatura. A maior delas é a circulação de Walker sobre o Oceano Pacífico. Fonte: Oliver J.E. (2005)

2.1.3 Sistemas de latitude média

Sistemas sinóticos de latitude média desenvolvem-se em uma atmosfera heterogênea, em regiões que experienciam variações rápidas nas características das massas de ar. O grande gradiente de temperatura latitudinal das latitudes médias dá origem aos ventos de oeste, descritos anteriormente. Os ventos de oeste estão entre a alta subtropical e a região de baixa pressão sobre o Oceano Austral, e dominam a alta e média troposfera. Sistemas meteorológicos dessa região estão primariamente

associados com as ondas da média troposfera que se formam nos ventos de oeste, levando a criação de redemoinhos próximos à superfície. Os principais sistemas meteorológicos estão geralmente associados com menores comprimentos de ondas, mas também podem ser influenciados por estruturas com maior comprimento de onda. Esta região é dominada pela ocorrência de frentes (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

A frontogênese é um dos principais processos sinóticos que ocorre nas latitudes médias. As frentes separam duas massas de ar que possuem características de vento, temperatura e densidade contrastantes, sendo caracterizadas por uma descontinuidade de massas de ar. Nas latitudes médias, a formação de frentes é devido a interação entre massas de ar polar e subtropical. Dessa forma, existe um ciclo contínuo de desenvolvimento de frentes. Elas desenvolvem-se em uma atmosfera baroclínica, onde a advecção termal é forte, e qualquer contraste de massa de ar é intensificado. Existem alguns padrões de circulação que propiciam o desenvolvimento de frentes: a deformação do campo de pressão e a convergência de correntes de ar opostas são essenciais (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

Uma frente pode se estender por muitos quilômetros, até a troposfera. Na alta e média troposfera, o alto gradiente de temperatura pode resultar em um forte vento termal, produzindo um *jet stream* frontal acima e paralelo à área da frente. No hemisfério sul, este *jet stream* se desenvolve com o ar frio à direita. Movimentação vertical ocorre nas frentes devido à convergência superficial e divergência em níveis mais altos, assim como a diferenças de temperatura e densidade que ocorrem na área frontal. O ar frio geralmente corta o ar mais quente e leve (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

Existem muitos tipos de frentes associados com sistemas ciclônicos: frentes frias, frentes quentes, frentes fracas, frentes oclusas etc. As principais características das frentes são relacionadas com sua descontinuidade, movimento vertical, perfil de temperatura vertical, movimentação e estrutura geral. As frentes geralmente movem-se com velocidades entre 35 km h^{-1} e 50 km h^{-1} , sendo que frentes frias se movimentam mais rapidamente que frentes quentes (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

A ciclogênese está associada com ondas que se formam em regiões frontais entre massas subtropicais e polares. A teoria frontal de ondas envolve fases de

desenvolvimento que começam com uma onda nascente. Esta onda é uma frente quasi-estacionária, pela qual o ar frio mergulha por baixo do ar mais quente, que, por sua vez, ascende, produzindo o desenvolvimento de nuvens (Fig. 3a). Este movimento vertical aumenta à medida que a onda frontal se torna instável devido à superposição de uma região de divergência em seus níveis superiores em conjunção com o desenvolvimento de uma calha¹ – também nos níveis superiores (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

Durante a ciclogênese, a frente desenvolve um ponto fraco: o ar dos níveis mais baixos começa a convergir (Fig. 3b). A combinação da convergência, do movimento ascendente e da rotação representa o desenvolvimento inicial de um sistema ciclônico. O ar frio empurra em direção ao norte do lado oeste, enquanto o ar quente se move em direção ao sul no leste. Na teoria clássica, o ar frio tende a se mover mais rápido que o ar quente, e um setor quente se forma entre frentes frias e frentes quentes. Geralmente, existe uma diferença marcante no gradiente entre as duas frentes, no qual o gradiente da frente quente é muito menor do que o da fria (Fig. 4). Por isso, a passagem da frente fria tende a ser breve e abrupta, se comparada à passagem da frente quente (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

O tempo associado com o desenvolvimento destes tipos de depressão é amplamente devido ao movimento ascendente no centro da calha. No centro da calha, assim como nas áreas de ar ascendente ao longo da frente, a precipitação pode se desenvolver mais do que 100 km a frente da frente quente, com um aumento de intensidade bastante gradual à medida que a frente passa. A frente fria produz períodos breves de precipitação forte do tipo *cumulonimbus* e, perto do centro de baixa pressão, o movimento ascendente é maior, resultando em uma precipitação mais abrangente. O setor quente que se desenvolve entre a frente fria e quente contém ar que pode produzir algum desenvolvimento de nuvem e precipitação, especialmente quando está associado ao levantamento orográfico (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

¹ A calha é uma região alongada de baixa pressão atmosférica que não possui um setor fechado, o que a tornaria um centro de baixa pressão (American Meteorological Society, 2021).

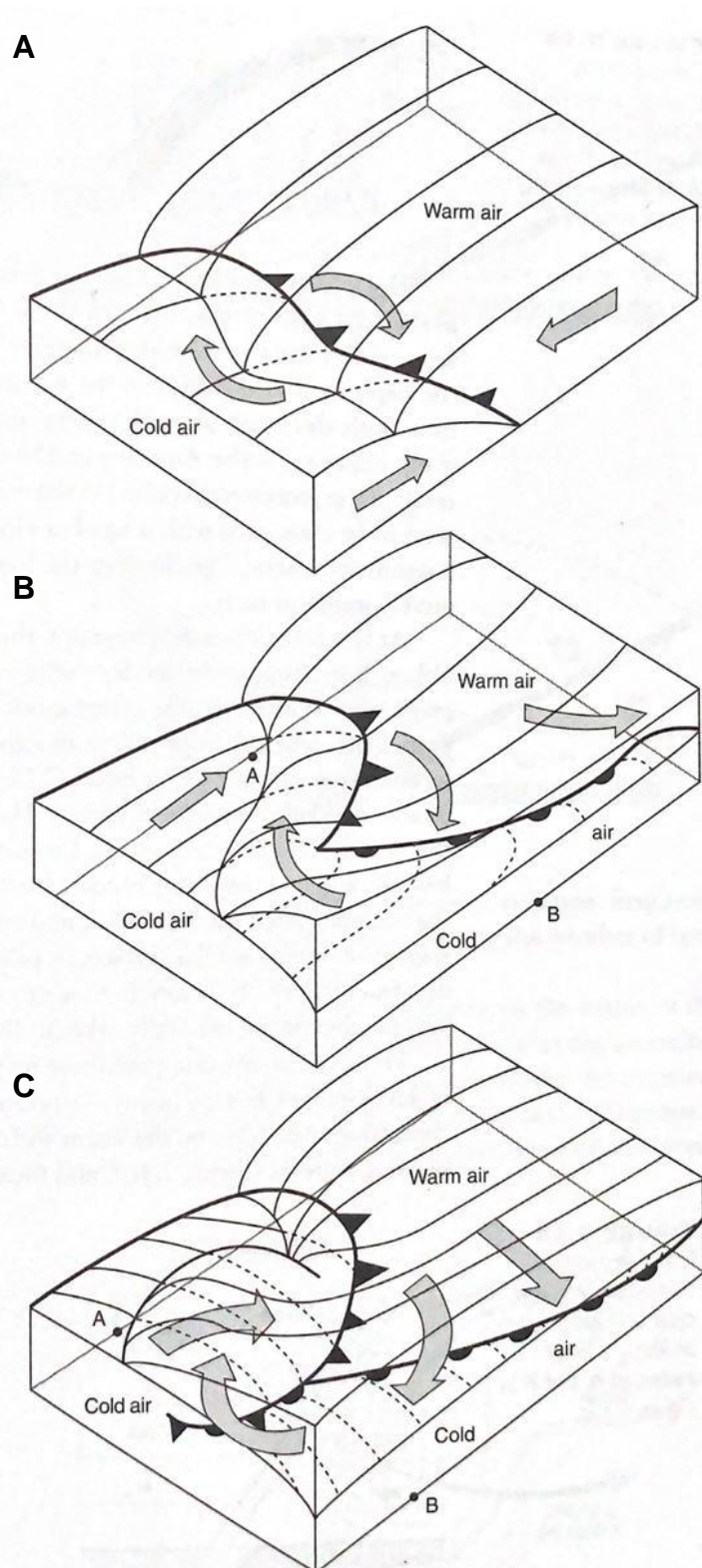


Figura 3 Teoria frontal para ciclogênese em latitudes médias representada pelo desenvolvimento sequencial a partir de (a) uma onda nascente por uma zona frontal para o (b) início de uma depressão até (c) a maturação de uma depressão de latitude média. Fonte: Sturman and Tapper (1996)

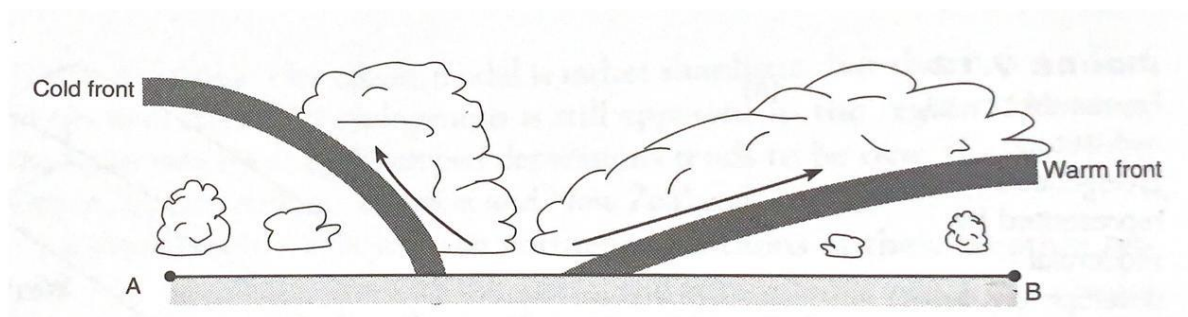


Figura 4 Corte transversal através de uma depressão demonstrando uma estrutura frontal. Fonte: Sturman and Tapper (1996)

Uma depressão totalmente madura é criada pela formação de uma oclusão, onde a frente fria alcança a frente quente, fazendo o ar ascender no setor quente (Fig. 3c). Isto ocorre perto do centro da depressão. Neste ponto do desenvolvimento, a depressão está em sua força máxima, mas sua intensidade varia dependendo da estrutura da troposfera. Por exemplo, o movimento ascendente pode ser mais fraco em algumas ocasiões, particularmente quando as regiões dos níveis mais altos experienciam subsidência. Depois que chegou à sua intensidade máxima, a depressão começa a desfalecer. A pressão começa a aumentar no centro na medida em que o curso da baixa pressão se torna errático. A frontólise ocorre à medida que a frente oclusa decai, e as massas de ar de ambos os lados se tornam similares devido à (1) estagnação sobre uma superfície similar; (2) devido ao movimento paralelo de velocidade similar; ou (3) movimento sobre uma superfície fisicamente homogênea. O ciclo de vida de uma depressão de latitude média geralmente leva, mais ou menos, sete dias para se completar (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

O papel das frentes na ciclogênese varia dependendo da natureza da relação entre a calha dos níveis superiores, que contribuem para o movimento ascendente, e a descontinuidade da superfície frontal. Nem todos os desenvolvimentos ciclônicos ocorrem devido à associação com frentes: outra forma ocorre quando um centro de vortacidade se desenvolve na ausência de uma frente, particularmente na piscina de ar frio que segue uma passagem de uma frente fria. A massa de ar frio é caracterizada pelo desenvolvimento extensivo de células cumulus, em que o centro de vortacidade se torna aparente como uma região de desenvolvimento das cumulus, onde a advecção de vortacidade ciclônica máxima está ocorrendo. Os centros de vortacidade tendem a se desenvolver ao sul dos *jet streams* em uma região de cisalhamento de vento ciclônico. Por mais que o gradiente termal seja, geralmente, fraco, este processo geralmente ocorre não muito longe de uma região de baroclinicidade forte e pode ser auxiliado por uma instabilidade condicional criada pela liberação do ar frio se movendo

sobre uma superfície mais quente (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

Os anticiclones geralmente ocorrem em regiões subtropicais e podem se desenvolver em um cume² barométrico quase contínuo. As calhas que se formam entre eles também são importantes para a frontogênese, uma vez que dois anticiclones adjacentes trazem massas de ar tropical e polar contrastantes para estas calhas. Anticiclones também tendem a se mover em direção ao leste, mais devagar do que depressões (que ocorrem mais ao sul), exercendo controle sobre uma sequência de mudanças meteorológicas experienciadas em regiões de latitude média (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

Bloqueios anticiclônicos geralmente ocorrem quando a progressão natural dos sistemas meteorológicos do oeste para o leste, nas latitudes médias, é impedido pela extensão de grandes anticiclones quasi-estacionários. Frequentemente a extensão da superfície de um anticiclone ao sul é marcado pelo desenvolvimento de uma depressão ao norte. Entretanto, o bloqueio ocorre particularmente associado tanto à desaceleração do *jet stream* da troposfera média em 500 hPa quanto à separação em uma região subtropical bipolar (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

Os bloqueios diminuem a progressão em direção leste dos sistemas meteorológicos, assim como contêm qualquer vortacidade ciclônica em movimento ascendente associada com depressões de latitude média. O bloqueio anticiclônico também está associado com o aumento da ocorrência de ventos de leste. Geralmente este fluxo não está limitado somente à camada superficial, podendo se estender em uma profundidade significativa na troposfera (B. and Petterssen, 1942; Sturman and Tapper, 1996).

2.2 MODOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA

2.2.1 El Niño Oscilação Sul (ENSO)

A ENSO é o modo primário de variação da circulação atmosférica equatorial no Pacífico Sul. Nessa região, flutuações na intensidade da circulação de Walker ocasionam anomalias de temperatura superficial oceânica, que, por sua vez, também contribuem para mudanças na circulação atmosférica. A fase quente da ENSO (El

² O cume é o oposto de calha: é uma área alongada de alta pressão atmosférica (American Meteorological Society, 2021).

Niño) ocorre quando a média das anomalias de temperatura superficial oceânica entre 5°S-5°N e 170°-120°W (região chamada de Niño 3.4) é maior que 0,5°C. Como resultado, a célula de Walker sobre o Oceano Pacífico Sul desintegra-se e os ventos alísios são enfraquecidos/suprimidos. Durante a fase fria (La Niña), as anomalias de temperatura oceânica são mais negativas que -0,5°C, acarretando a intensificação da circulação de Walker, e, conseqüentemente, dos ventos alísios (Diaz et al., 2001).

2.2.2 Oscilação Anular do Sul (SAM)

A SAM, também conhecida como Oscilação Antártica (Antarctic Oscillation - AAO), descreve a movimentação do cinturão de ventos oeste que circundam a Antártica (correntes de jatos polares) (Limpasuvan and Hartmann, 2000). Essa oscilação exerce impacto sobre a posição de frentes frias e sistemas de tempestades de latitude-média, que, por sua vez, são responsáveis por boa parte do *swell* que atinge a costa sul-brasileira e sul-africana (Young, 1999). Suas fases positiva e negativa são avaliadas pelo índice Marshall do Modo Anular do Sul Oscilação Antártica (Marshall Southern Annular Mode Index – SAMI), calculado pela diferença de pressão atmosférica zonal média entre 40°S e 65°S (Thompson and Wallace, 2000). Em sua fase positiva, as correntes de jato contraem-se em direção à Antártica, resultando em ventos oeste mais fracos, pressões atmosféricas mais altas e restringindo (ou diminuindo) a entrada de frentes frias no sul da América do Sul. Em sua fase negativa, entretanto, o cinturão afasta-se da Antártica e os ventos oeste são favorecidos, facilitando a entrada de frentes frias e o desenvolvimento de sistemas meteorológicos de baixa pressão (Limpasuvan and Hartmann, 2000).

2.2.3 Oscilação Decadal do Pacífico (PDO)

A PDO também exerce grande influência sobre o regime de ventos do oceano pacífico, especialmente nos subtrópicos (Mantua and Hare, 2002; Zhang et al., 1997). Assim como a ENSO, possui as fases quente e fria, caracterizadas por aquecimento ou resfriamento anômalo, respectivamente, das águas do leste do Oceano Pacífico Norte (Mantua and Hare, 2002; Zhang et al., 1997). Contrastando com a ENSO, a PDO possui um período oscilatório maior: leva entre 10 a 30 anos para chegar de um extremo ao outro, contra 6 a 18 meses da ENSO. Essa oscilação é conhecida por intensificar os efeitos do El Niño, quando em sua fase quente, e da La Niña, quando em sua fase (Mantua and Hare, 2002; Zhang et al., 1997).

2.3 ONDAS DE SUPERFÍCIE OCEÂNICA

Ondas de superfície são ondas mecânicas que se propagam na interface de dois meios, como atmosfera e oceano. As ondas de superfície oceânica são o resultado de uma perturbação não-periódica sobre a água, onde as partículas de água são deslocadas de sua posição de equilíbrio. Para retornar a sua posição inicial, estas partículas precisam de uma força restauradora. No oceano, as forças restauradoras são (1) a força gravitacional exercida pela Terra e (2) a tensão superficial. As ondas de gravidade são as ondas maiores de 1,7 cm em que a principal força restauradora é a força gravitacional (Open University, 1989).

As ondas geradas pelo vento são ondas de gravidade que resultam do estresse friccional causado pelo vento sobre a superfície da água, transferindo *momentum* e energia. O estresse friccional exercido sobre a superfície do oceano é proporcional ao quadrado da velocidade do vento. A quantidade de energia transferida pelo vento é governada, então, pela velocidade, tempo, e tamanho da área (*fetch*) em que o vento soprou (Holthuijsen, 2007).

Em teoria, a onda é caracterizada como o perfil da elevação da superfície do oceano entre duas cristas ou cavas sucessivas. A Figura 5 apresenta o perfil vertical de duas ondas oceânicas idealizadas, demonstrando alguns de seus parâmetros. A altura da onda (H) é definida como a distância vertical entre sua crista e sua cava, e é igual à duas vezes a amplitude (a). Um parâmetro de medição importante é a altura significativa de onda (H_s), definida pela altura média de 1/3 das ondas mais altas em um determinado registro. O comprimento de onda (L) é a distância entre duas cristas ou cavas sucessivas. A esbeltez da onda (*steepness*, em inglês) é definida como a altura da onda dividida pelo comprimento da onda (H/L). O tempo entre duas cristas ou cavas passando por um ponto fixo é chamado de período (T), geralmente medido em segundos. O número de cristas ou cavas que passam por um ponto fixo a cada segundo é chamado de frequência (f), e é igual ao inverso do período ($1/T$) (Open University, 1989).

Existe uma relação entre o comprimento de onda, o período da onda, e a altura da onda no que diz respeito a sua velocidade e energia. A velocidade da onda é caracterizada pelo tempo que a onda leva para passar por um ponto fixo. Como o comprimento da onda (L) demora um período (T) para passar por esse ponto qualquer, assumindo que a onda não interaja com o fundo, a velocidade da onda (c) é igual a $c = L/T$ (Open University, 1989).

A superfície do oceano está sempre em movimento, mesmo quando não há vento. Estas ondas observadas em dias sem vento são chamadas de *swell*, ondas viajantes que foram geradas em local distinto do local onde se encontram, por uma tempestade distante. Estas ondas viajam em grupos com características semelhantes de altura, comprimento e período. Diferente do *swell*, as ondas geradas por ventos locais são irregulares e desorganizadas (Fig. 6). Estas são chamadas de vagas ou sea, no inglês (Open University, 1989).

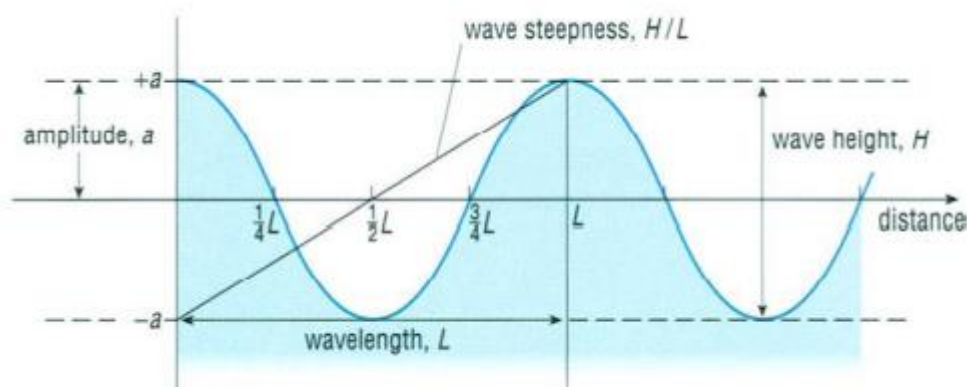
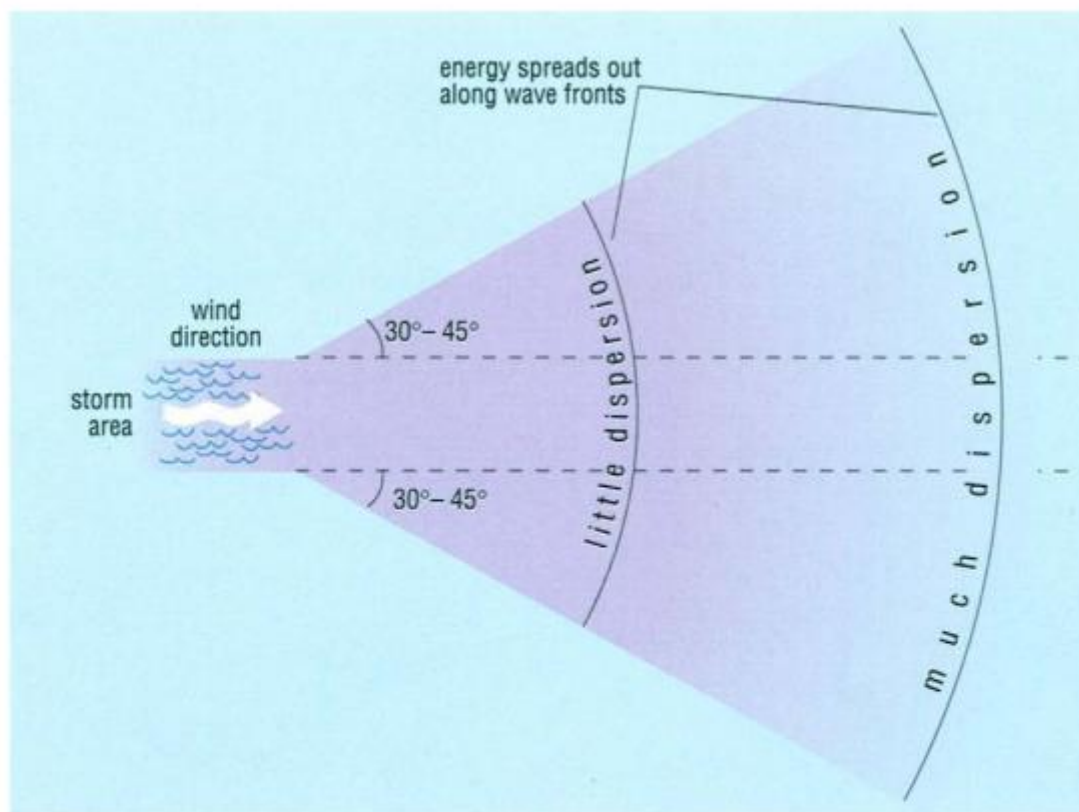


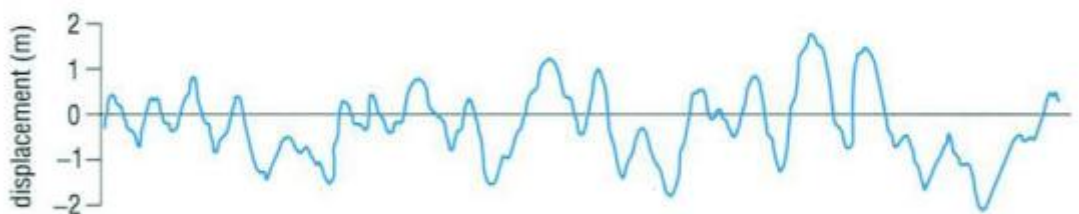
Figura 5 Perfil vertical de duas ondas oceânicas idealizadas com duas dimensões lineares e forma sinoidal. Fonte: adaptado de Open University (1989).

Ventos locais e ondas pouco interagem com o *swell*. À medida que as ondas saem da área de tempestade (onde foram geradas), o comprimento da onda aumenta, causando uma diminuição proporcional de altura de onda e energia por unidade de comprimento. Quando a altura da onda do *swell* diminui a algumas dezenas de centímetros, ela já não é esbelta o suficiente para ser influenciada por ventos locais (Open University, 1989).

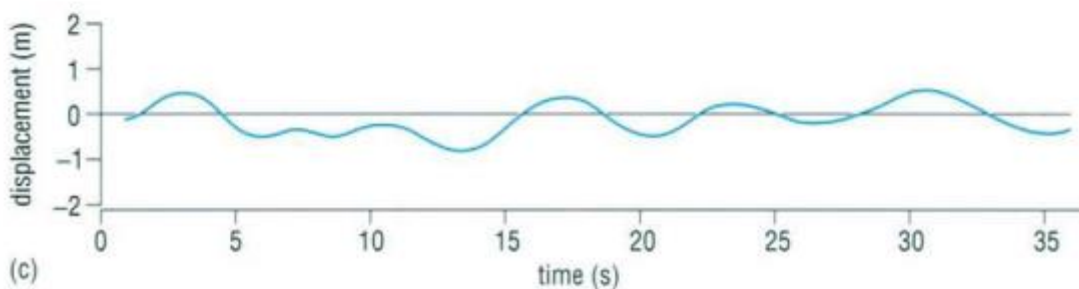
Cerca de 90% da energia gerada por uma determinada tempestade se propaga em um ângulo de 30° a 45° da direção do vento prevalecente. Podemos imaginar, então, que as ondas viajam no oceano no formato de um setor de círculo, como pode ser observado na Figura 6a. Como brevemente mencionado anteriormente, para que a energia da onda se mantenha constante, à medida que sua circunferência aumenta, a energia por unidade de onda diminui. Este fenômeno é chamado de perda por espalhamento. No caso de um *swell* bastante estabelecido, não há muita perda de energia além do causado pela perda de espalhamento (Open University, 1989).



(a)



(b)



(c)

Figura 6 O painel (a) demonstra o espalhamento do *swell* a partir do centro da tempestade. A medida que as ondas se afastam do centro da tempestade, o comprimento da onda aumenta, causando uma diminuição proporcional de altura de onda e energia por unidade de comprimento. O painel (b) indica um registro de ondas perto do centro da tempestade. O painel (c) demonstra um registro de *swell*, i.e., ondas longe do centro da tempestade. Fonte: Open University (1989).

REFERÊNCIAS

- American Meteorological Society, 2021: Trough. Glossary of Meteorology, <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Trough>.
- American Meteorological Society, 2021: Ridge. Glossary of Meteorology, <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Ridge>.
- B., L. C. W.; PETTERSEN, Sverre. Introduction to Meteorology. **The Geographical Journal**, [s. l.], v. 100, n. 2, 1942. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1789501>
- BARRY, Roger G.; CHORLEY, Richard J. **Atmosphere, weather and climate: Eighth edition**. [S. l.: s. n.], 2003. v. 9780203428238 Disponível em: <https://doi.org/10.4324/9780203428238>
- CASTELLO, Jorge Pablo; KRUG, Luiz Carlos. **Introdução às Ciências do Mar**. 1. ed. Pelotas: Editora Textos, 2015.
- DIAZ, Henry F.; HOERLING, Martin P.; EISCHEID, Jon K. ENSO variability, teleconnections and climate change. **International Journal of Climatology**, [s. l.], v. 21, p. 1845–1862, 2001.
- HOLTHUIJSEN, Leo H. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 2007.
- LIMPASUVAN, Varavut; HARTMANN, Dennis L. Wave-Maintained Annular Modes of Climate Variability. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 13, n. 24, p. 4414–4429, 2000. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3458.1>
- MANTUA, Nathan J.; HARE, Steven R. The pacific decadal oscillation. **Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, p. 35–44, 2002.
- MARTINS, F.R.; GUARNIERI, R.A.; PEREIRA, E.B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, [s. l.], v. 30, n. 1, p. 1304.1-1304.13, 2008.
- OLIVER, John E. **Encyclopedia of World Climatology**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8>
- OPEN UNIVERSITY. **Waves, Tides and Shallow Water Processes**. [S. l.: s. n.], 1989. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/c2009-0-24331-5>
- STURMAN, A. P.; TAPPER, N. J. **The weather and climate of Australia and New Zealand**. [S. l.: s. n.], 1996. ISSN 0009-4978. Disponível em: <https://doi.org/10.5860/choice.34-5152>
- THOMPSON, David W.J.; WALLACE, John M. Annular modes in the extratropical

circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 13, n. 5, p. 1000–1016, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2)

YOUNG, I. R. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. **International Journal of Climatology**, [s. l.], v. 19, p. 931–950, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199907\)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O)

ZHANG, Yuan; WALLACE, John M.; BATTISTI, David S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 10, n. 5, p. 1004–1020, 1997. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1004:eliv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1004:eliv>2.0.co;2)

3 RELATIONSHIPS BETWEEN LARGE-SCALE CLIMATE MODES AND THE SOUTH ATLANTIC OCEAN WAVE CLIMATE

Authors

Marília S. Ramos¹

¹Institute of Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul
90650-001 Porto Alegre, RS, Brazil.

E-mail: mariliasr@live.com

Mobile: +5551 99717 2211

ORCID: 0000-0002-8286-4800

Leandro Farina^{1,2}

²Institute of Mathematics and Statistics, Federal University of Rio Grande do Sul
90650-001, Porto Alegre, RS, Brazil

E-mail: farina@mat.ufrgs.br

ORCID: 0000-0003-2744-515X

Sérgio Henrique Faria^{3,4}

³Basque Centre for Climate Change (BC3)

48940 Leioa, Spain

⁴IKERBASQUE, Basque Foundation for Science

48011 Bilbao, Spain

E-mail: sh.faria@bc3research.org

ORCID: 0000-0002-8825-7518

Chen Li⁵

⁵ARC Centre of Excellence for Climate Extremes

School of Earth, Atmosphere and Environment

Monash University, VIC 3008, Australia

E-mail: chen.li2@monash.edu

ORCID: 0000-0002-3811-4236

Acknowledgements

MSR would like to thank CAPES for the stipend provided, Professor Léo Hartmann (Federal University of Rio Grande do Sul) for reviewing the manuscript, and Nicolas Bose (Federal University of Rio Grande do Sul) and Joshua Soderholm (Bureau of Meteorology) for all the insights and support. MSR and LF acknowledge support from the project ROAD-BESM – Regional Oceanic and Atmospheric Downscaling/CAPES (88881.146048/2017-01). SHF acknowledges support by the Spanish Government through the María de Maeztu excellence accreditation 2018–2022 (MDM-2017-0714).

Abstract

Modes of variability in ocean wave conditions are coupled to atmospheric circulation changes due to exchange of energy and momentum at the interface. Here, we explored for the South Atlantic Ocean the relations between three main climate oscillations (El Niño–Southern Oscillation [ENSO], Southern Annular Mode [SAM], and Pacific Decadal Oscillation [PDO]), four wave parameters (significant wave height [H_s], mean wave period [T_m], and zonal [$D_{m,x}$] and meridional [$D_{m,y}$] wave direction components) and wind parameters (wind speed [WS_{10}], and zonal [u_{10}] and meridional [v_{10}] components). For this purpose, we regressed wind and wave parameters against the oscillation indices to create spatial composites of slope values, quantifying the correlation between wave parameters and indices. An EOF (empirical orthogonal function) analysis was also carried out to identify variability modes of wave parameters and to associate them to each climate index. The combining effects of ENSO and SAM were analysed by calculating H_s , T_m and wind speed anomalies for the periods in which the phases of these oscillations co-occur. We found important correlations not only with the dominant mode of variability, but also with secondary and even quaternary modes. For ENSO, negative correlations between the Oceanic Niño Index (ONI) and H_s , T_m , and $D_{m,x}$ in the northwest part of the South Atlantic Ocean were highlighted, with a decrease (increase) of up to 8 cm of H_s per ONI unit in El Niño (La Niña) events. We established positive correlations also between ONI and these wave parameters in subtropical regions along the western African coast during austral summer, which were intensified by negative SAM. During autumn, however, we observed La Niña positive H_s anomalies for this region, which were also intensified by negative SAM. Finally, we found new, significant correlations between South Atlantic Ocean wave climate and SAM. We determined that the PDO index has negative correlations with H_s and T_m , while directional components present stronger variability.

Keywords wave climate; South Atlantic Ocean; El Niño Southern Oscillation; Southern Annular Mode; Pacific Decadal Oscillation

3.1 INTRODUCTION

Energy transfers that take place at ocean–atmosphere interface are dynamical and involve a range of complex processes that link the smallest scales to the largest ones. Surface ocean waves are the outcome of exchange of energy and momentum between atmosphere and ocean. These wind-induced oscillations grow in size proportionally to wind speed, fetch and duration. Since many climate oscillations are reported to induce changes in sea level pressures and wind patterns, surface ocean waves are under the influence of both large-scale atmospheric circulation and climate teleconnections.

The influence of climate variability on wave climate has been well examined for the North Atlantic (Allan and Komar, 2006, 2000; Dodet et al., 2010; Gulev and Grigorieva, 2006; Woolf et al., 2002) and North Pacific oceans (Allan and Komar, 2006;

Gulev and Grigorieva, 2006; Menéndez et al., 2008; Ruggiero et al., 2010). However, only a few studies have focused on the Southern Hemisphere, even though the region encompasses the Southern Ocean — Earth's most important area of swell generation (Young, 1999). One of the most significant studies of the influence of climate variability on wave climate in the Southern Hemisphere was conducted by Hemer et al. (2010), which found strong correlations between the Pacific Ocean wave climate and both the Southern Annular Mode (SAM) Index and the Southern Oscillation Index (SOI) — which are used for classifying the SAM and the El Niño–Southern Oscillation (ENSO), respectively, into their positive and negative phases. Marshall et al. (2018) extended the work of Hemer et al. (2010), reinforcing the important role of SAM on wave climate variability by analysing mean sea level pressure (MSLP), wind and wave anomalies. This most recent study also established links between SAM and ENSO. Both works, however, focused only on the Pacific Ocean region of the Southern Hemisphere.

Regional studies have also established links between wave climate and SOI: prior research suggesting a clockwise rotation of wave direction during negative anomalies of SOI are well documented for the Gold Coast at Queensland, Australia (Hemer et al., 2008; Phinn and Hastings, 1995; Ranasinghe et al., 2004). Significant correlations between variability modes of significant wave height and wind anomalies related to ENSO in the Southern New Zealand wave climate are also acknowledged (Laing, 2000). These works are comprehensive, but primarily focused on the Pacific Ocean, whilst the Southern Atlantic Ocean (SAO) remains comparatively understudied. To our knowledge, only four studies have directly examined the influence of climate variability in the wave climate of SAO at a range of spatial scales. Significant correlations between climate indices and direction of mean wave energy flux were found by Reguero et al. (2013), however, this study only analysed coastal regions of Latin America. Similarly, Pereira and Klumb-Oliveira (2015) correlated the Oceanic Niño Index (ONI) to significant wave height in the central area of the coastal zone of Rio de Janeiro, Brazil, associating larger waves to El Niño and smaller waves to La Niña. The other two works analysed wave climate variability offshore Santa Catarina, Brazil: Dalinghaus (2016) established links between ENSO, SAM, Pacific Decadal Oscillation (PDO), and wave parameters, while Oliveira (2017) found correlations between wave direction and SOI.

To explore variability and trends of surface waves across large regions of oceans without data gaps, climate reanalyses offer the most comprehensive dataset.

Buoys also deliver consistent long-term data, but are usually discontinuously located and cover no more than the last three decades. Satellite altimetry provides global coverage since 1978, but only for significant wave height. Reanalyses, however, provide a spatially and temporally complete record of wave climate, some of them assimilating both observations and satellite altimetry measurements into their numerical models. Nevertheless, *in situ* observations are essential for calibration and validation of reanalysis datasets.

The understanding of wave climate and its relationship to large-scale climate modes is essential information for several fields, such as coastal management, marine biodiversity, renewable energy extraction, navigation and tourism. For instance, when surface ocean waves reach the coastline, they induce radiation stress gradients that result in longshore currents, the primary mechanism of sediment transport in the coastal zone. The magnitude of this process is influenced by large scale climate conditions. Surface ocean waves also have major impact in marine biodiversity by carrying nutrients to beaches and transforming habitats, for example. Surf related tourism has been growing in popularity in recent years, and trends regarding climate oscillations are a subject that tourist operators already keep in mind when planning. We focus here on the demand for a comprehensive study of wave variability associated to climate oscillations in the South Atlantic Ocean. By analysing wave data from the ERA5 reanalysis dataset, this study aims to provide statistical analyses of wave patterns during SAM, ENSO and PDO phases in order to show how these climate oscillations affect synoptic processes responsible for wave climate in SAO. This paper is organised as follows: Section 2 presents the relevant datasets; in Section 3 we introduce and discuss the relationship between wave patterns and climate oscillations; Section 4 describes the combined effects of ENSO and SAM. Conclusions are presented in Section 5. As the reader will find herein the use of many acronyms, a list of acronyms is supplied bellow for facilitating reading.

List of Acronyms

$D_{m,x}$: Zonal wave direction	PDOl: Pacific Decadal Oscillation Index
$D_{m,y}$: Meridional wave direction	SAM: Southern Annular Mode
ENSO: El Niño–Southern Oscillation	SAMI: Southern Annular Mode Index
EOF: Empiric Orthogonal Function	SAO: South Atlantic Ocean
H_s : Significant wave height	SOI: Southern Oscillation Index
kNN: k-Nearest Neighbours	SST: Sea Surface Temperature
MSLP: Mean Sea Level Pressure	T_m : Mean wave period
ONI: Oceanic Niño Index	T_p : Peak wave period
PC: Principal Component of the EOF	u_{10} : Zonal wind component
PDO: Pacific Decadal Oscillation	v_{10} : Meridional wind component
	WS_{10} : Wind speed

3.2 DATASETS

3.2.1 Climate indices

Climate indices are used to characterise climate oscillations in their respective phases, quantifying environmental factors such as MSLP and sea surface temperature (SST). The indices adopted here are ONI for ENSO, SAMI for SAM and PDOI for PDO. The source and calculation method to obtain each of these indices are described in Table 1.

Table 1 Climate indices details regarding the index author, calculation method and source

<i>Index</i>	<i>Reference</i>	<i>Calculation</i>	<i>Data Source:</i>
ONI	NOAA Climate Prediction Centre	The running 3-month average sea surface temperatures anomaly at the Niño 3.4 region (5°N-5°S, 120°-170°W)	http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
SAMI	Marshall (2003)	Average of the zonal MSLP between 40°S and 65°S parallels	http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html
PDOI	Mantua (1999)	The principal component of the first Northern Pacific Ocean SST variability mode	https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/

3.2.2 Wave parameters and wind data

Significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), peak wave period (T_p), mean wave direction (D_m), zonal (u_{10}) and meridional (v_{10}) components of 10 m wind direction were obtained from the ERA5 reanalysis dataset for the period between January 1979 and December 2019. The data was collected for the region comprising 15°N-60°S latitude and 75°W-30°E longitude. Wind speed (WS_{10}) was calculated from u_{10} and v_{10} wind components and zonal ($D_{m,x}$) and meridional ($D_{m,y}$) wave direction components were decomposed from D_m . The ERA5 reanalyses, developed by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), is freely available and provides data from 1979 to the present, with hourly temporal resolution, 0.25° grid spacing for wind data, and 0.50° grid spacing for wave data. In ERA5, atmospheric data assimilation occurs in 12-hourly windows. Ocean waves are generated from atmosphere via surface wind stress. A two-way interaction is considered, where sea surface waves influence the atmospheric boundary layer. ERA5 also introduced a new wave advection scheme that compared to its predecessor, ERA-Interim, better resolves propagation along coastlines (Hersbach et al., 2020). The scatter index of significant wave height against buoy observations is much lower than the one of ERA-Interim for all locations assessed in the paper of Hersbach et al. (2020).

3.2.3 Buoy data

In order to assess the quality of ERA5 reanalysis wave data for our region of interest, statistical measures were applied to verify the correlation between reanalysis parameters and observations. Here, observations were obtained from buoys along the Brazilian coast. Seven different buoy sites located on open coastline were chosen for the validation: Cabo Frio, Fortaleza, Itajaí, Recife, Rio Grande, Santos and Vitória. Figure 1 displays buoy locations plotted against the General Bathymetric Chart of the Oceans 2020 grid (GEBCO Compilation Group, 2020), and Table 2 presents buoy additional information.

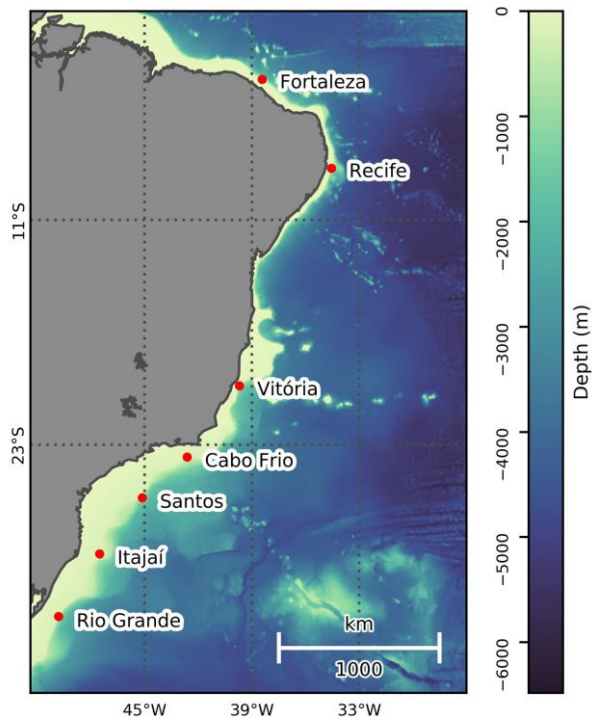


Figure 1 Buoy locations and GEBCO bathymetry

To reduce observational uncertainty and noise, buoy measurements were filtered for outliers due to measurement errors by using the k-Nearest Neighbours (kNN) algorithm from the PyOD Python toolkit (Zhao et al., 2019). For kNN, given an observation, the distance to its k-th nearest neighbour is interpreted as an outlier score (Angiulli and Pizzuti, 2002; Ramaswamy et al., 2000). The relation between H_s and T_p was assessed by the algorithm in order to classify the outliers with contamination rate set to 0.01. A scatter plot showing the kNN decision function, inliers and outliers, as well as the buoy timeseries before and after the retrieval of outliers, is demonstrated in Figure 2. It is important to mention that even though this approach is important, it is subject to classifying correct observations as outliers. However, as Figure 2 indicates, kNN delivered a good performance. After removing outliers, for each of the selected sites, the corresponding nearest grid point was extracted from ERA5 dataset and compared to the buoy timeseries through Pearson's correlation test, providing a measure of linear correlation for the reanalysis wave dataset. The analysed period is described in Table 2.

Table 2 Buoy location and period of available data

Site name	Latitude	Longitude	Depth	Start date	Final available date	Number of hourly samples
Cabo Frio	-23.63°	-42.63°	142 m	2016-07	2017-10	3,905
Fortaleza	-3.21°	-38.43°	357 m	2016-11	2017-12	2,408
Itajaí	-28.48°	-47.52°	182 m	2009-04	2017-07	22,270
Recife	-8.15°	-34.56°	165 m	2012-09	2016-04	12,469
Rio Grande	-31.52°	-49.81°	241 m	2011-02	2017-06	21,489
Santos	-25.70°	-45.14°	522 m	2011-04	2017-07	47,918
Vitória	-19.93°	-39.70°	281 m	2015-10	2017-07	14,065

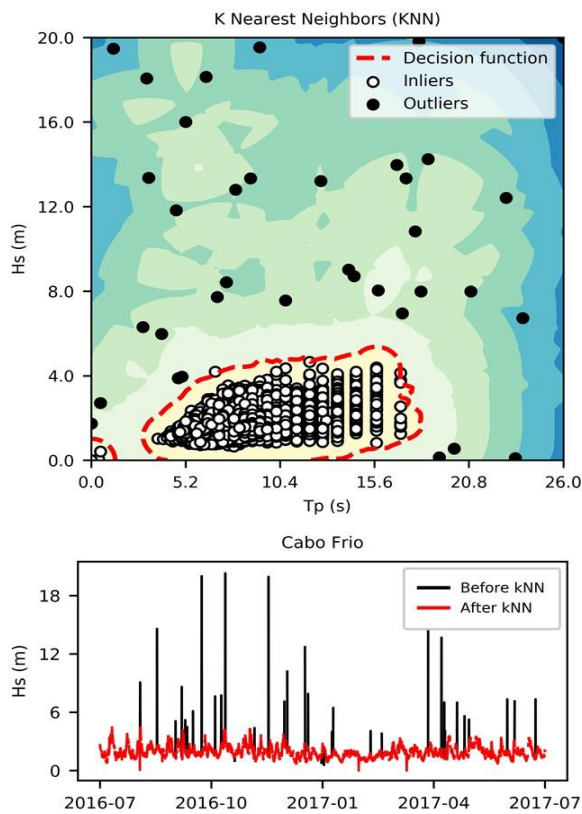


Figure 2 Decision function based on kNN algorithm separating inliers from outliers for the buoy of Cabo Frio (top). Cabo Frio H_s timeseries before and after kNN processing (bottom).

The ERA5 timeseries correlates well to wave observations, with a slight underestimation of maximum values and overestimation of minimum values, especially at Fortaleza and Recife. Wave parameters have the highest correlation at Cabo Frio, with a correlation coefficient $R=0.92$ for H_s (Fig. 3a), $R=0.77$ for T_p (Fig. 3b) and $R=0.91$ for D_m (Fig. 3c). The lowest correlation is found at Recife, where coefficients are significant, but the R value found for T_p is 0.52 (Figs. 3d–f). The T_p correlations were weaker when compared to other parameters. Even though outliers were eliminated,

this is likely because buoy T_p is an instantaneous measure recorded in discrete time intervals. In addition to this, especially T_p , but also H_s and D_m presented smaller R values at the buoys located in north-east Brazilian coast (Fortaleza and Recife), where the continental shelf is narrower and steeper when compared to the other locations (Fig. 1), leading to an abrupt evolution of waves due to shallow water transformation processes. Still regarding wave transformation processes, another limitation of this analysis is the potential for wave direction to change due to refraction in the shallow waters in which Waverider buoys are positioned. This might have introduced a small bias between the buoy wave direction data and ERA5 reanalyses in some locations. To improve future results, buoy wave directions could be inversely ray-traced into deep water, following the methods described by Hemer et al. (2010). Despite these limitations, all p -values remain smaller than 0.001, indicating valid correlations. Results of this analysis are presented in Table 3.

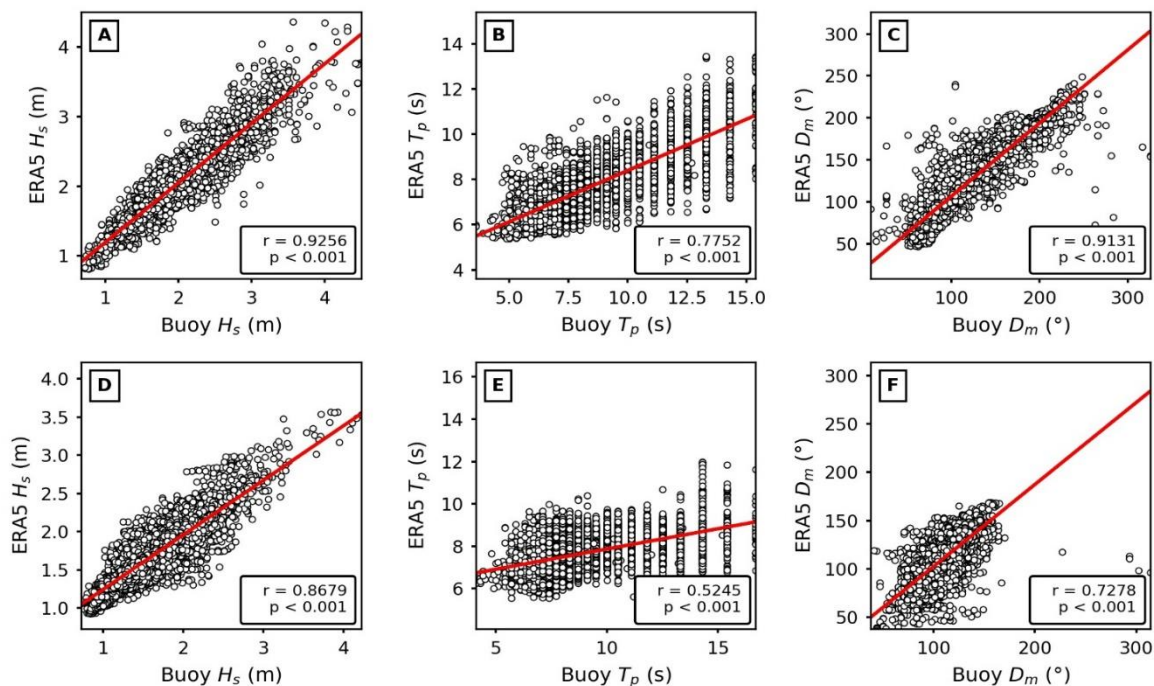


Figure 3 Graphic analysis of correlation between wave parameters of ERA5 reanalyses and buoy observations for significant wave height (A and D), peak wave period (B and E) and mean wave direction measured in degrees clockwise from True North (C and E) at Cabo Frio (A–C) and Recife (D–F). Trendline is plotted in red.

Table 3 Validation results where H_s is significant wave height measured in metres, T_p is mean wave period measured in seconds, and D_m is mean wave direction measured in degrees clockwise from True North. “min” represents minimum and “max” represents maximum values registered

Site	Wave parameter	Waverider buoy			ERA5			p	R
		min	mean	max	min	mean	max		
Cabo Frio	H_s	0.7 m	1.9 m	4.5 m	0.8 m	2.0 m	4.4 m	<0.001	0.92
	T_p	3.6 s	9.3 s	15.4 s	5.3 s	8.0 s	13.4 s	<0.001	0.78
	D_m	8.0°	123.1°	326.0°	46.9°	126.7°	249.2°	<0.001	0.91
Fortaleza	H_s	0.8 m	1.5 m	2.7 m	1.0 m	1.7 m	2.5 m	<0.001	0.86
	T_p	3.6 s	9.6 s	20.0 s	5.5 s	7.7 s	13.6 s	<0.001	0.68
	D_m	2.0°	57.5°	323.0°	1.23°	59.8°	134.6°	<0.001	0.82
Itajaí	H_s	0.6 m	2.0 m	5.5 m	0.7 m	2.0 m	5.6 m	<0.001	0.92
	T_p	3.7 s	9.4 s	18.2 s	5.0 s	7.8 s	13.6 s	<0.001	0.72
	D_m	1.0°	122.2°	329.0°	0.1°	123.8°	317.5°	<0.001	0.92
Recife	H_s	0.7 m	1.6 m	4.2 m	0.9 m	1.6 m	3.6 m	<0.001	0.87
	T_p	4.1 s	8.8 s	16.7 s	5.2 s	7.6 s	12.0 s	<0.001	0.52
	D_m	38.0°	108.7°	314.0°	27.7°	109.9°	169.0°	<0.001	0.72
Rio Grande	H_s	0.6 m	2.1 m	5.9 m	0.7 m	2.0 m	6.0 m	<0.001	0.92
	T_p	3.6 s	9.0 s	16.8 s	4.9 s	7.7 s	12.8 s	<0.001	0.72
	D_m	2.0°	119.5°	329.0°	2.3°	118.2°	327.1°	<0.001	0.93
Santos	H_s	0.7 m	1.9 m	5.4 m	0.8 m	1.9 m	5.5 m	<0.001	0.92
	T_p	3.9 s	9.5 s	20.0 s	4.9 s	8.1 s	13.8 s	<0.001	0.72
	D_m	1.0°	131.9°	330.0°	1.5°	129.8°	328.9°	<0.001	0.91
Vitória	H_s	0.6 m	1.5 m	4.0 m	0.8 m	1.6 m	3.7 m	<0.001	0.90
	T_p	3.4 s	9.0 s	20.0 s	5.0 s	7.6 s	13.6 s	<0.001	0.70
	D_m	9.0°	103.0°	244.0°	15.1°	113.4°	198.8°	<0.001	0.90

3.3 WAVE CLIMATE PATTERNS REGARDING CLIMATE OSCILLATIONS

For correlating wave and wind parameters to climate indices, data was first separated into meteorological seasons by grouping the monthly means of December, January and February for summer; March, April and May for autumn; June, July and August for winter; and September, October and November for spring. Wave and wind parameters were linearly regressed against climate indices, and wave and wind seasonal

climatologies were calculated by seasonally averaging these parameters. Composites were created by plotting the slope of the linear regression, the p -value, and the climatology of the analysed parameter to the Equidistant Cylindrical Projection of Matplotlib Basemap toolkit (Hunter, 2007).

To further analyse the influence of climate oscillations on wave climate variability, EOF (empirical orthogonal function) analyses were performed on seasonal wave parameter data to identify wave variability modes and correlate their principal components (PCs) to climate indices (Dawson, 2016). Before computing the EOFs, anomalies of wave parameter data were calculated by subtracting the 40-year mean seasonal value from the actual seasonal mean. Their long-term tendencies were also removed by subtracting the linear least-squares fit from the data. Thus, all that was left was the variability related neither to long-term cycles (such as climate warming) nor to seasonal signals, making it possible to interpret the remaining variability modes as products of the influence of climate oscillations. It is important to note, however, that the following results are not categorical and absolute: Section 4 will explore the combined effects of ENSO and SAM, showing how the wave state varies depending on the combination of ENSO and SAM phases.

3.3.1 El Niño–Southern Oscillation patterns

As we have seen in Section 2.1, ONI is an indicator of the ENSO phase, which, within the context of this index, can be in one of three different phases: negative, positive or neutral. ENSO is a coupled atmosphere–ocean phenomenon where SST anomalies are observed over the Equatorial region of Pacific Ocean (Niño 3.4 Region) during the two active ENSO phases (La Niña and El Niño). MSLP surface anomalies also occur together with these SST anomalies, in an atmosphere-ocean positive feedback process denominated Bjerknes feedback (Bjerknes, 1966). Resultant changes in the convection pattern over Equator caused by this positive feedback modulate Rossby waves, extending the changes in MSLP and wind regime into temperate latitudes (Bhaskaran and Mullan, 2003).

Due to the orientation of Brazilian coast, the southern swell has limited impact over low latitudes of western SAO. Except for austral spring and summer, when the

North Atlantic Ocean swell arrives to the region, the north-west of SAO is dominated by seas characterised by east direction (Reguero et al., 2013; Young, 1999). Along equatorial line, the northern Brazilian coast displays positive correlations between H_s , $D_{m,y}$ and ONI and negative correlations between T_m , $D_{m,x}$ and ONI during austral autumn (Fig. 4). This translates into waves with shorter T_m (up to -0.18 s per ONI, $R=-0.39$) (Fig. 5b) yet larger H_s (up to 8 cm per ONI, $R=0.54$) (Fig. 5a) and stronger north-eastern component as ONI becomes increasingly positive, and the opposite as ONI gets negative, suggesting the favouring of trade wind seas during El Niño (positive ONI) and hindering of trade wind seas during La Niña (negative ONI). This finding is also supported by significant correlations between u_{10} , v_{10} , WS_{10} and ONI along equatorial line (Fig. 6): trade winds are enhanced (positive ONI) or dampened (negative ONI) by up to 60 cm/s per ONI. The more positive ONI is, the more the enhanced trade winds strengthen trade-wind swell in the north-west SAO, leading to larger H_s . These results are interesting, since the literature usually associates El Niño events to the weakening of Walker Circulation, resulting in dampening of trade winds over the Pacific Ocean (Aragão, 1998, 1986; Kousky et al., 1984; Souza and Ambrizzi, 2002). However, our study shows that trade winds are intensified for the west Equatorial Atlantic region and dampened for the east Equatorial Atlantic region during austral autumn and winter, even though ENSO usually peaks in austral summer (Chen and Jin, 2020).

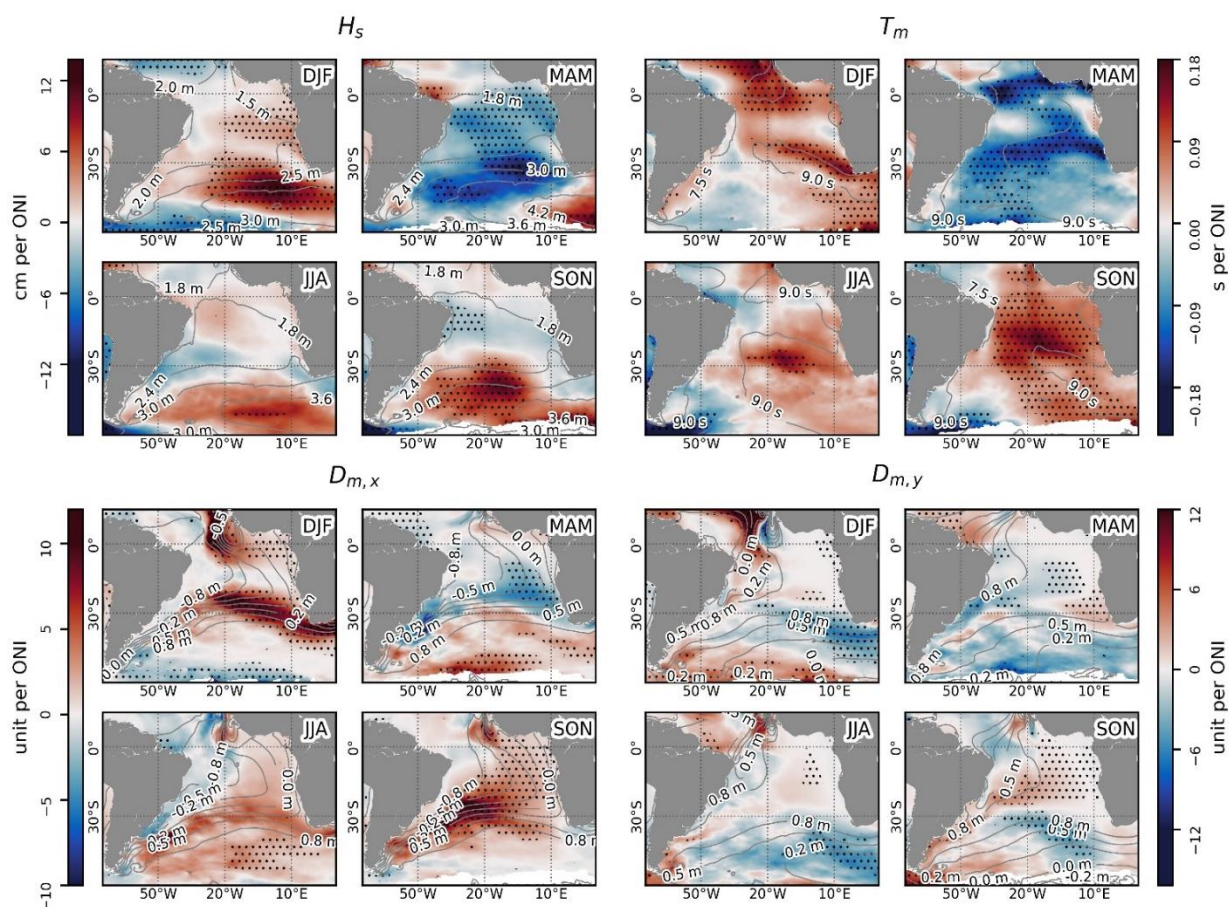


Figure 4 Seasonal composites of significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), zonal component of wave direction ($D_{m,x}$) and meridional component of wave direction ($D_{m,y}$) regressed against Oceanic Niño Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

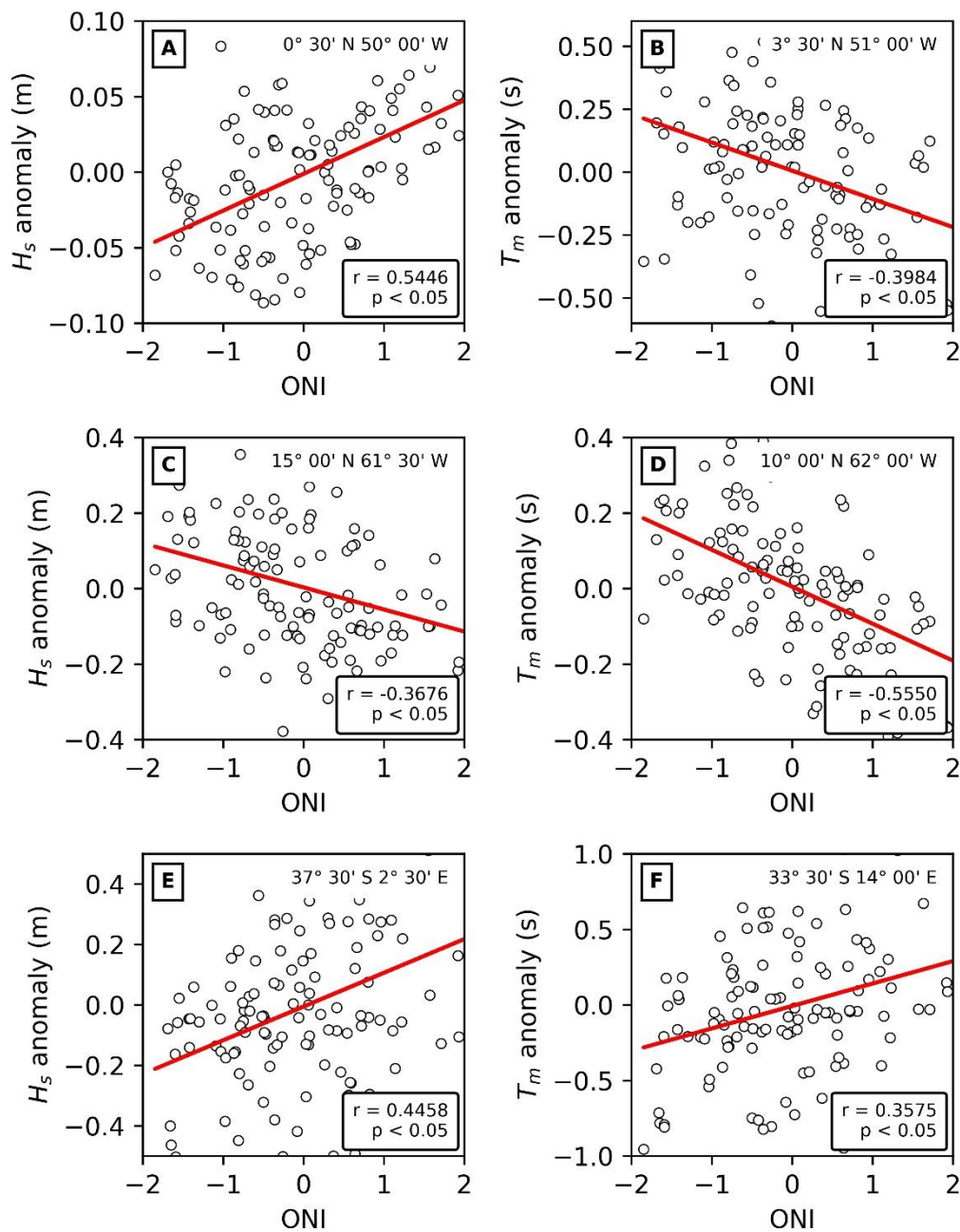


Figure 5 Graphic analysis of correlation between summer anomalies of wave parameters and ONI at selected locations. Trendline is plotted in red.

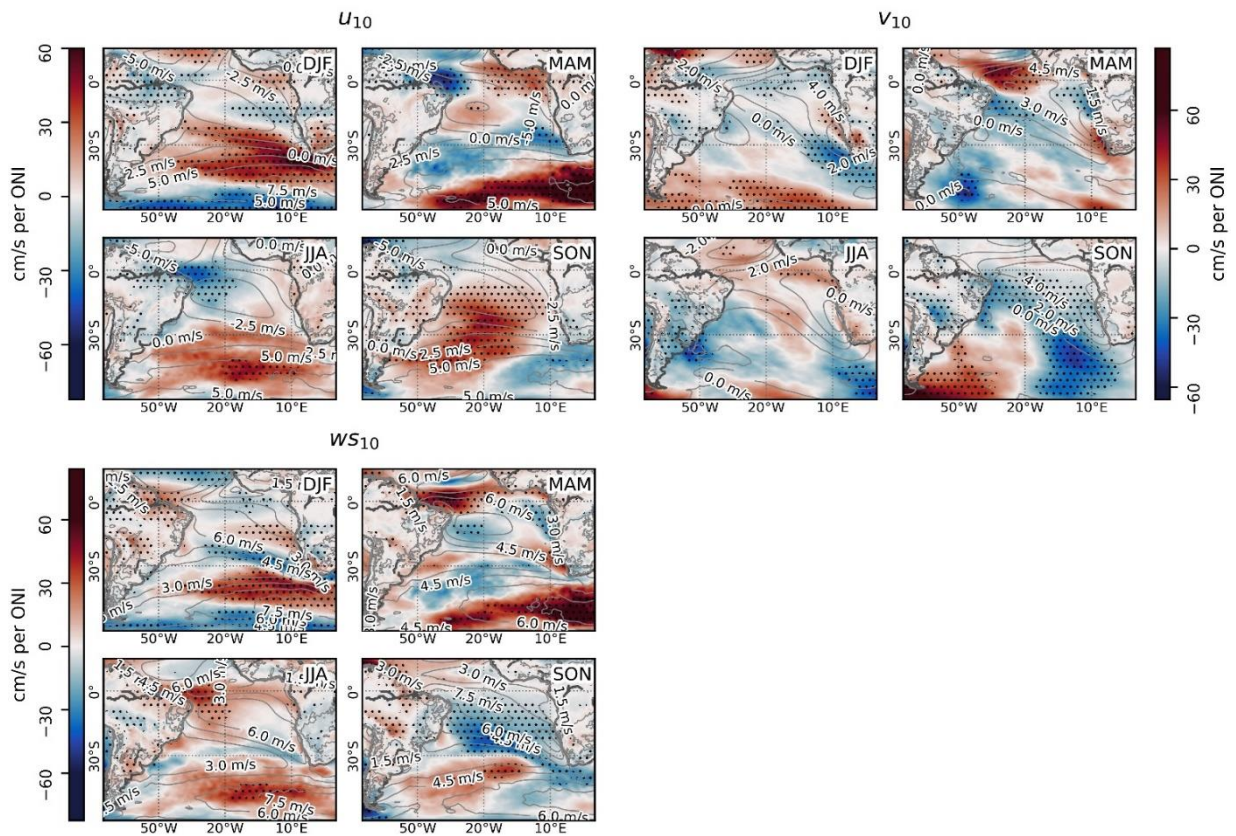


Figure 6 Seasonal composites of zonal and meridional components of 10 m wind (U_{10} and V_{10} , respectively) and wind speed (WS_{10}) regressed against Oceanic Niño Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

During austral spring and summer, the swell originated from polar lows in the North Atlantic (Semedo et al., 2009; Young, 1999) reaches the low latitudes of the Atlantic Ocean. For summer, Figure 4 shows increase of H_s (Fig. 5c), T_m (Fig. 5d) and $D_{m,x}$ and decrease of $D_{m,y}$ with negative ONI in the low latitudes of western Atlantic Ocean. The opposite is observed for positive ONI. These correlations suggest stronger North Atlantic swell signals as ONI becomes negative and weaker North Atlantic swell signals as ONI transitions into its positive phase. This assumption is supported by the fact that La Niña events are associated with anomalously negative MSLP in the north of 50°N in January and February, with a stronger polar vortex (Moron and Gouirand, 2003). The opposite of this is observed for El Niño. Recent studies have found negative correlations between ONI and the North Atlantic Oscillation, which also presents a

pattern of negative MSLP anomalies (Hardiman et al., 2019; Iza et al., 2016; Zhang et al., 2019). As the North Atlantic oscillation has already been observed to modulate H_s (Gulev and Grigorieva, 2006; Semedo et al., 2009), the correlations found here for H_s , T_m , $D_{m,x}$ and $D_{m,y}$ are a possible reflection of the trans-basin teleconnections between ONI, the North Atlantic Oscillation, and the North Atlantic swell.

Except for austral autumn, the south-eastern sector of SAO (below 30°S) shows positive correlations between H_s , T_m , $D_{m,x}$ and ONI (Fig. 4). A possible driver of this is the enhancement of the subtropical jet stream (Bhaskaran and Mullan, 2003; Held et al., 1989; Karoly, 1989; Zimmermann, 2017) during El Niño events, favouring the development of mid-latitude cyclones and stronger westerlies. During La Niña years, however, the subtropical jet stream is weakened, as well as the frequency of mid-latitude cyclones. The increase in H_s (Fig. 5e), T_m (Fig. 5f), and $D_{m,x}$ in south-eastern SAO with higher ONI (Fig. 4) is coherent to the increased frequency of extra-tropical cyclones and stronger westerlies, driving larger and more westerly waves when ONI is higher (El Niño) and smaller and more easterly waves when ONI is lower (La Niña) (Fig. 4). Along the western African coast, however, negative correlations between these parameters and ONI are observed during austral autumn, leading to larger H_s and T_m with lower ONI (Fig. 4).

Selected principal components of variability modes returned from the EOF analysis correlate well to ONI (bold values in Table 4). The second variability mode of summer H_s , the third variability mode of autumn H_s and the fourth variability modes of both winter and spring H_s are associated to ONI (Fig. 7). Regarding $D_{m,x}$ and $D_{m,y}$, significant correlations were found with the PCs of EOF 4 of summer $D_{m,x}$, EOF 2 of spring $D_{m,x}$, EOF 2 of summer $D_{m,y}$ and EOF 3 of spring $D_{m,y}$ (Fig. 7). The parameter T_m had its third mode of summer and autumn, second of winter and fourth of spring significantly correlating to ONI. The spatial patterns of these variability modes are notably similar to the ones found for correlation composites between wave parameters and ONI.

Table 4 Module of correlation coefficients ($|R|$) between climate indices (ONI, PDO and SAMI) and principal components associated to variability modes (EOF) of each wave parameter (WP). VF is the total variance fraction accounted for by each EOF mode. Values in bold represent significance values at 95 % level ($p < 0.05$)

WP	Season	EOF	VF %	$ R $	$ R $	$ R $	EOF	VF %	$ R $	$ R $	$ R $	
				ONI	PDO	SAMI			ONI	PDO	SAMI	
H_s	Summer	1	27	0.03	0.06	0.21	3	11	0.09	0.04	0.00	
		2	22	0.35	0.21	0.45	4	06	0.02	0.10	0.08	
	Autumn	1	40	0.08	0.07	0.10	3	10	0.22	0.06	0.30	
		2	14	0.12	0.09	0.39	4	07	0.15	0.19	0.23	
	Winter	1	30	0.12	0.26	0.26	3	13	0.19	0.12	0.14	
		2	15	0.15	0.21	0.29	4	10	0.24	0.00	0.07	
	Spring	1	46	0.11	0.06	0.24	3	09	0.09	0.10	0.12	
		2	12	0.13	0.06	0.52	4	08	0.24	0.22	0.02	
	T_m	Summer	1	36	0.12	0.01	0.06	3	12	0.20	0.20	0.34
			2	16	0.01	0.03	0.05	4	08	0.12	0.17	0.07
Autumn		1	36	0.03	0.22	0.08	3	10	0.22	0.16	0.35	
		2	23	0.11	0.02	0.05	4	06	0.08	0.03	0.20	
Winter		1	43	0.19	0.30	0.09	3	08	0.00	0.25	0.20	
		2	15	0.21	0.03	0.36	4	07	0.19	0.18	0.05	
Spring		1	39	0.19	0.08	0.17	3	11	0.26	0.30	0.21	
		2	17	0.05	0.13	0.10	4	06	0.28	0.32	0.12	
$D_{m,x}$		Summer	1	26	0.22	0.13	0.23	3	07	0.08	0.05	0.07
			2	17	0.05	0.13	0.24	4	06	0.33	0.14	0.28
	Autumn	1	25	0.04	0.03	0.18	3	10	0.05	0.10	0.12	
		2	17	0.09	0.00	0.13	4	08	0.04	0.13	0.04	
	Winter	1	25	0.14	0.06	0.06	3	11	0.18	0.02	0.11	
		2	22	0.13	0.06	0.01	4	07	0.00	0.00	0.22	
	Spring	1	25	0.21	0.23	0.10	3	08	0.02	0.06	0.02	
		2	20	0.24	0.00	0.17	4	06	0.09	0.00	0.33	
	$D_{m,y}$	Summer	1	19	0.18	0.00	0.02	3	09	0.16	0.13	0.17
			2	12	0.24	0.26	0.60	4	05	0.05	0.00	0.13
Autumn		1	19	0.00	0.02	0.31	3	12	0.07	0.13	0.14	
		2	13	0.05	0.06	0.13	4	08	0.08	0.00	0.47	
Winter		1	22	0.06	0.04	0.11	3	10	0.05	0.06	0.13	
		2	15	0.07	0.07	0.00	4	09	0.13	0.14	0.04	
Spring		1	26	0.03	0.14	0.16	3	12	0.25	0.22	0.25	
		2	12	0.00	0.04	0.09	4	06	0.13	0.21	0.23	

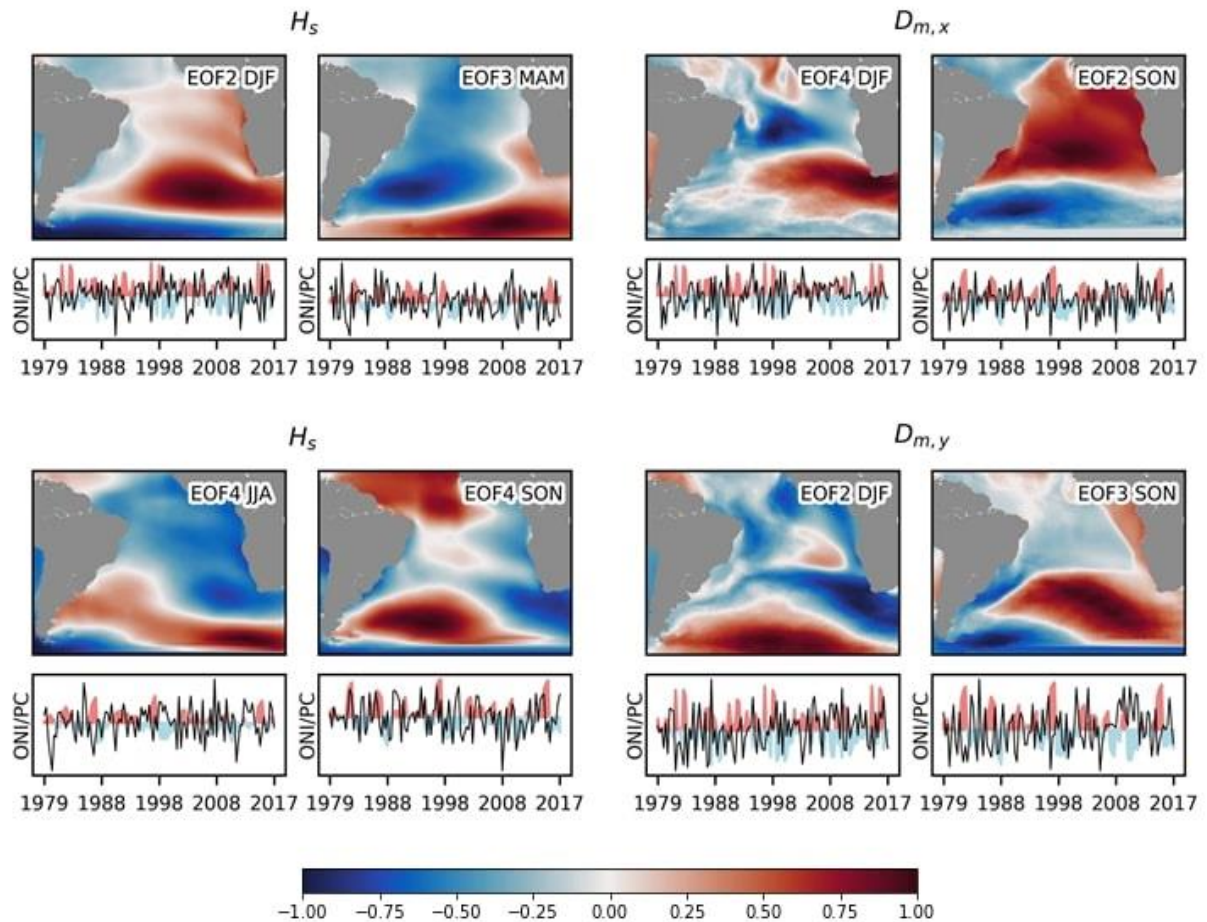


Figure 7 Seasonal composites of selected variability modes of significant wave height (left) and zonal and meridional wave components of wave direction (right). The principal component of the corresponding variability mode is plotted under its respective correlation map, in front of Oceanic Niño Index, which is plotted as anomaly plot. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

3.3.2 Pacific Decadal Oscillation patterns

Figure 8 demonstrates a prevalence of negative correlations between PDO index and H_s , and between the index and T_m , leading to an increase of H_s up to 10 cm per PDOI during negative phases of the oscillation and a decrease of H_s of the same magnitude during positive ones (Fig. 9a-b). These findings are congruent to the outcomes of Pezza et al. (2007) work. In their paper, it was shown that negative PDO events are

associated to higher frequency of cyclonic activity over Antarctica and weaker than average anticyclones in subtropical latitudes, promoting the development of low-pressure systems over these regions. The increase in both H_s and T_m in negative PDO events are coherent with lower pressures and higher wind speeds in SAO triggered by this PDO phase. During summer, however, wave patterns are similar to ENSO correlation patterns: in temperate latitudes waves acquire westerly components (Fig. 8) with a larger index, as well as a larger H_s and T_m (Fig. 9c-d).

EOFs whose PCs have their best correlation coefficients with PDO are mostly the ones that also have their best correlation coefficients with ENSO (Table 4). This is not surprising because even though PDO and ENSO operate in different time scales, a negative event of PDO produces atmospheric circulation patterns similar to a negative event of ENSO; likewise, a positive PDO presents circulation patterns similar to a positive ENSO (Gershunov and Barnett, 1998; Mantua and Hare, 2002; Zhang et al., 1997). Thus, the effects of both oscillations on wave climate tend to be alike.

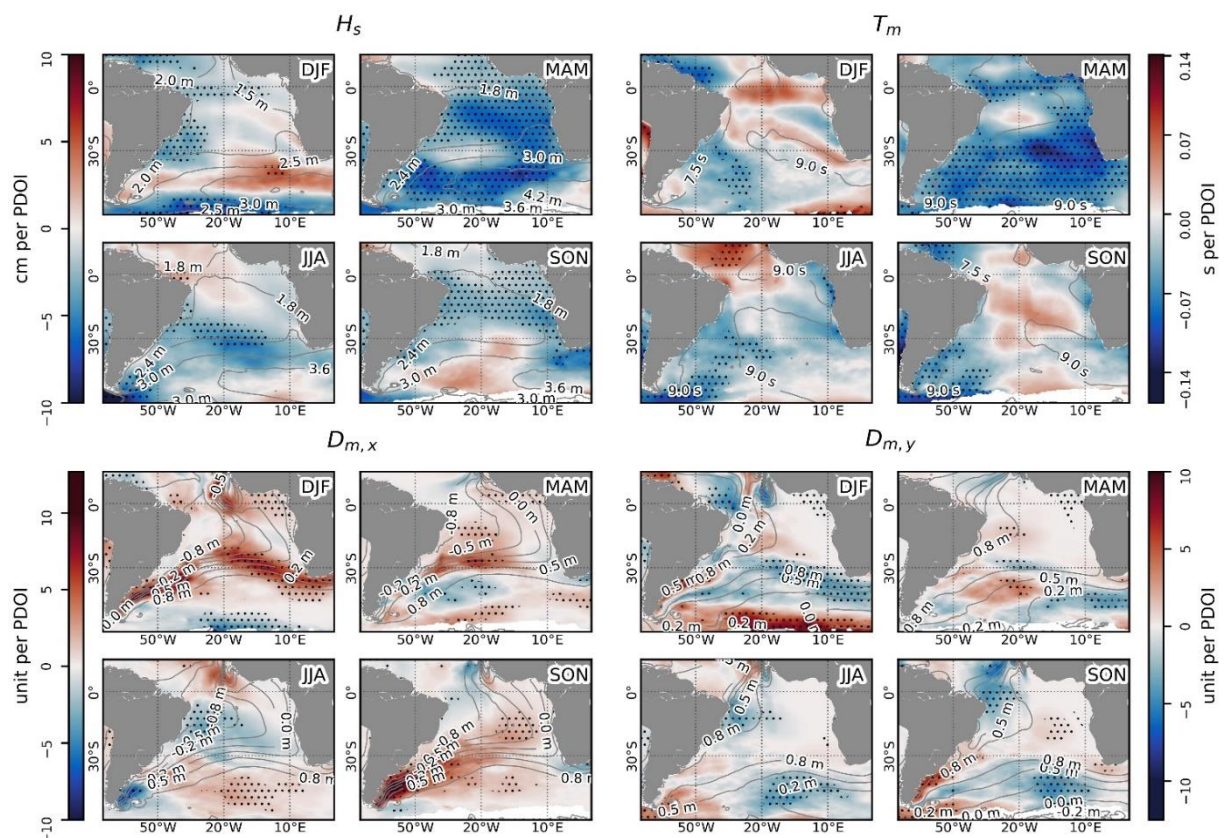


Figure 8 Seasonal composites of significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), zonal component of wave direction ($D_{m,x}$) and meridional component of wave direction ($D_{m,y}$)

regressed against Pacific Decadal Oscillation Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

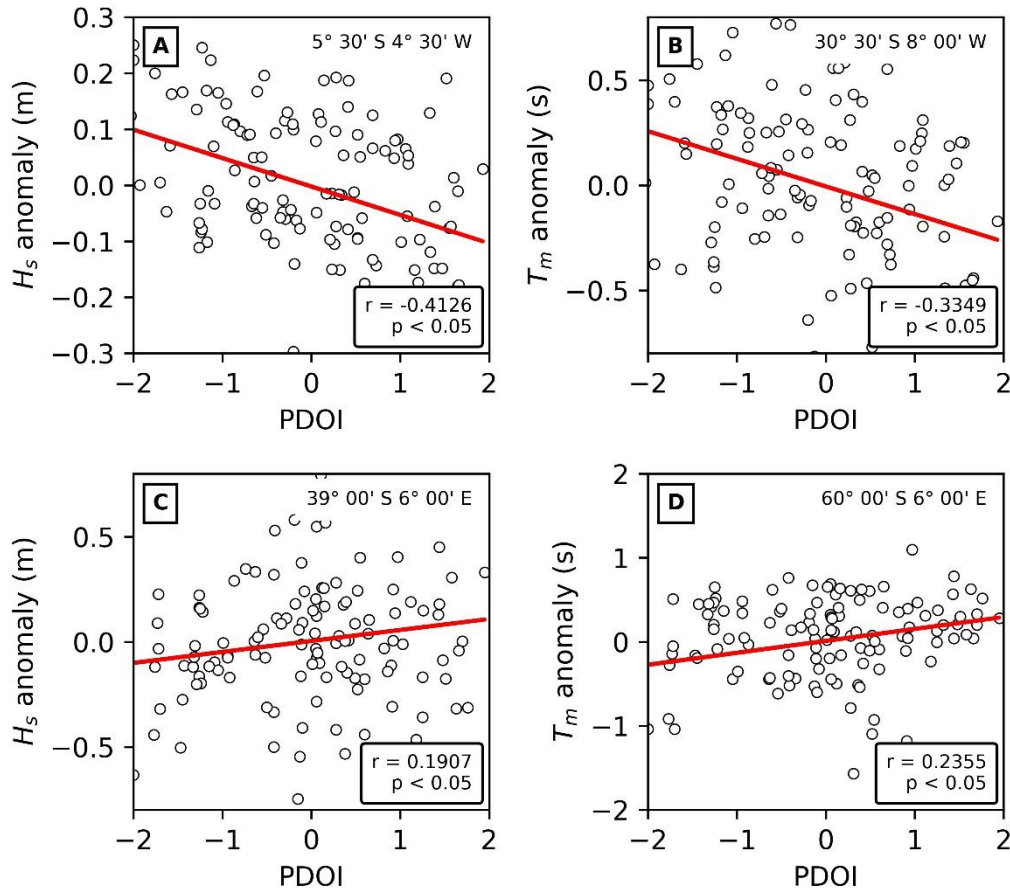


Figure 9 Graphic analysis of correlation between autumn (A and B) and summer (C and D) anomalies of wave parameters and PDOI at selected locations. Trendline is plotted in red.

3.3.3 Southern Annular Mode patterns

Figure 10 demonstrates significant correlations between wave fields and SAMI, opposing the findings of Hemer et al. (2010) that indicated a lack of SAM-related variability in SAO. One significant difference between our work and the work of Hemer et al. (2010) is the use of a third-generation reanalysis dataset from our side, with higher temporal and spatial resolutions. An increase in H_s with higher SAMI is observed in the southernmost latitudes (below 45° S) during spring and summer and along the

Brazilian coast in summer (Fig. 11a-b). Between 30° S and 45° S, however, the eastern SAO and the Argentinian coast shows an increase in both H_s and T_m (Fig 11c-d) with lower SAMI during spring and summer (Fig. 10). In winter, when the storm belt is naturally displaced northward, SAM presented little effect on the wave climate. These correlations reflect the movement of the Southern Ocean storm belt during positive and negative phases of SAM. During a positive SAM, the storm belt contracts toward Antarctica. The contraction enhances the polar jet stream and drives strong westerly winds in higher latitudes (Limpasuvan and Hartmann, 2000; Thompson and Wallace, 2000). In temperate latitudes, conversely, positive SAM leads to increasing MSLP, which undermines the development of mid-latitude cyclones (Carvalho et al., 2005; Limpasuvan and Hartmann, 2000; Thompson and Wallace, 2000) at the region, a synoptic type associated to larger waves. Consequently, smaller waves are observed in subtropical and temperate latitudes during a positive SAM. Negative SAM, however, causes expansion of the ocean storm belt toward the Equator, weakening winds in southernmost latitudes but promoting the development of synoptic types associated to low MSLP in temperate latitudes (Limpasuvan and Hartmann, 2000; Thompson and Wallace, 2000), which leads to larger waves propagating further north.

These patterns are also observed in the EOF analysis. The second variability mode of summer and spring H_s displays this bimodal pattern between high- and mid-latitudes (Fig. 12). Furthermore, a pattern similar to the positive correlation pattern along the Brazilian coast is also observed in the EOF 2 of summer. The EOF 2 of autumn and the EOF 2 of winter display a zonal bimodal pattern which is also observed in the correlation composites (Fig. 10). The correlation coefficients between the PCs of EOFs 2 of H_s in all seasons and SAMI are significant and considerably high (Table 4).

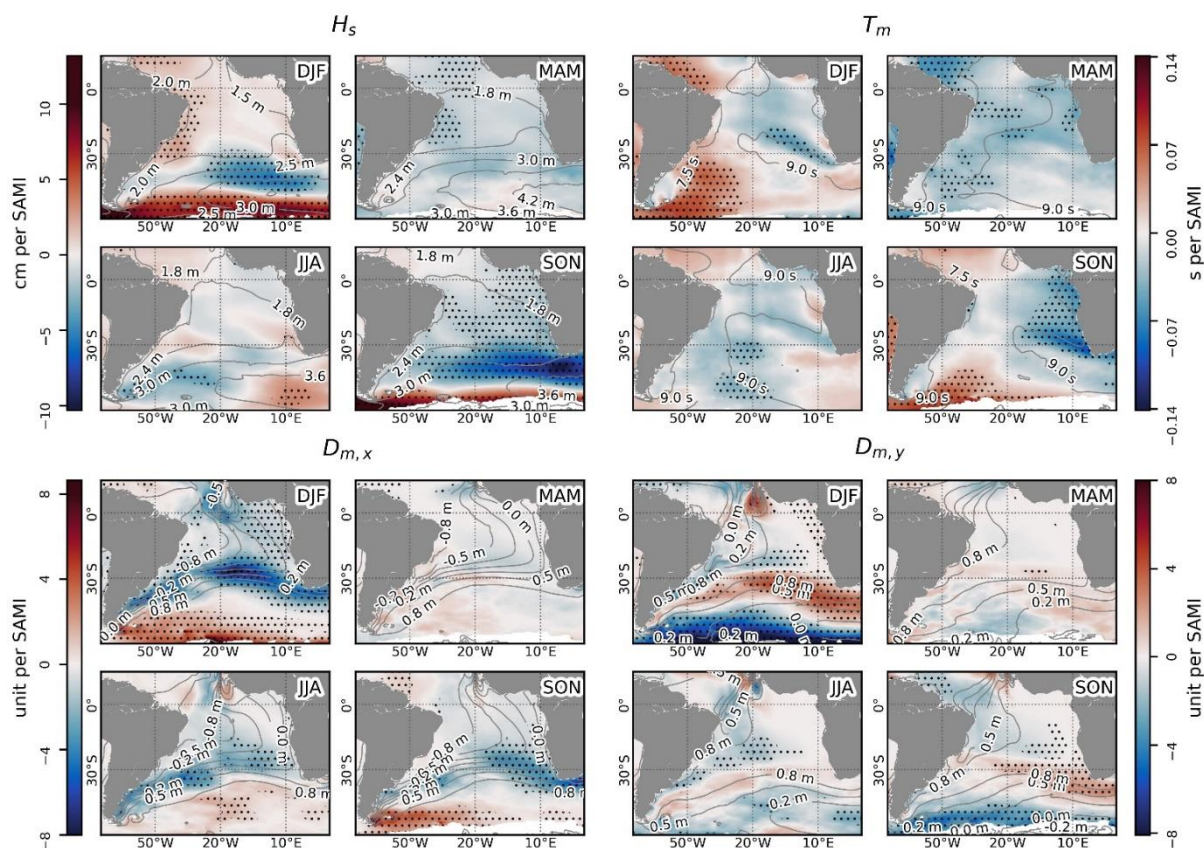


Figure 10 Seasonal composites of significant wave height (H_s), mean wave period (T_m), zonal component of wave direction ($D_{m,x}$) and meridional component of wave direction ($D_{m,y}$) regressed against Southern Annular Mode Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

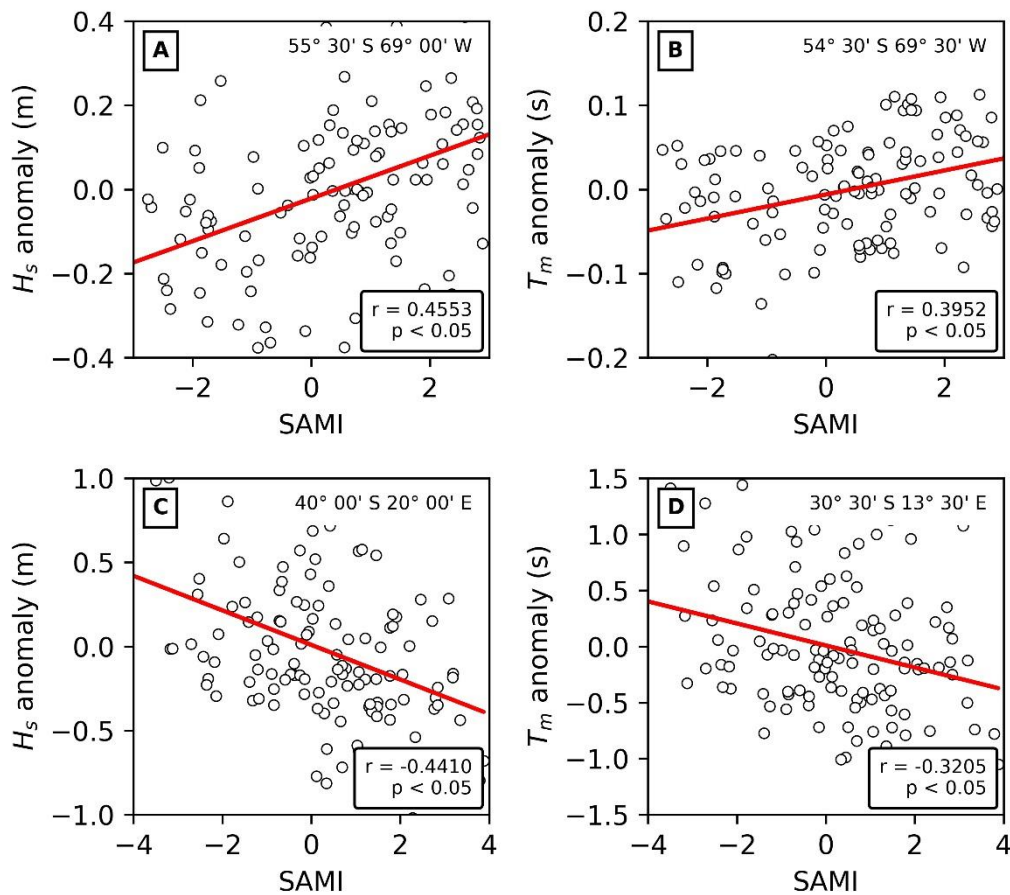


Figure 11 Graphic analysis of correlation between summer (A and B) and spring (C and D) anomalies of wave parameters and SAMI at selected locations. Trendline is plotted in red.

The changing position of low-pressure systems is also capable of acting over wave direction (Hemer et al., 2010). Indeed, positive correlations with $D_{m,x}$ (Fig. 10) were obtained for latitudes higher than 50°S during spring and summer, and in north-west SAO for all seasons, whereas negative correlations were observed in latitudes lower than 50°S in spring and summer, especially along the western African coast, forming a dipole with the southern part of South America. The parameter $D_{m,y}$ maintains its pattern of negative correlations in high latitudes and positive correlations in mid-latitudes during all seasons. Hence, with a more positive SAM, waves acquire a north-westerly component in latitudes higher than 50°S and in north-western SAO, and a south-easterly component with larger ONI in latitudes lower than 50°S and along the western African coast. SAMI and u_{10} correlation composites demonstrate the very same patterns (Fig. 13), indicating wave direction as consequence of wind direction

during SAM phases. EOFs of $D_{m,x}$ and $D_{m,y}$ that presented the highest correlation coefficients with climate indices (Table 4) also reflect these patterns (Fig. 12).

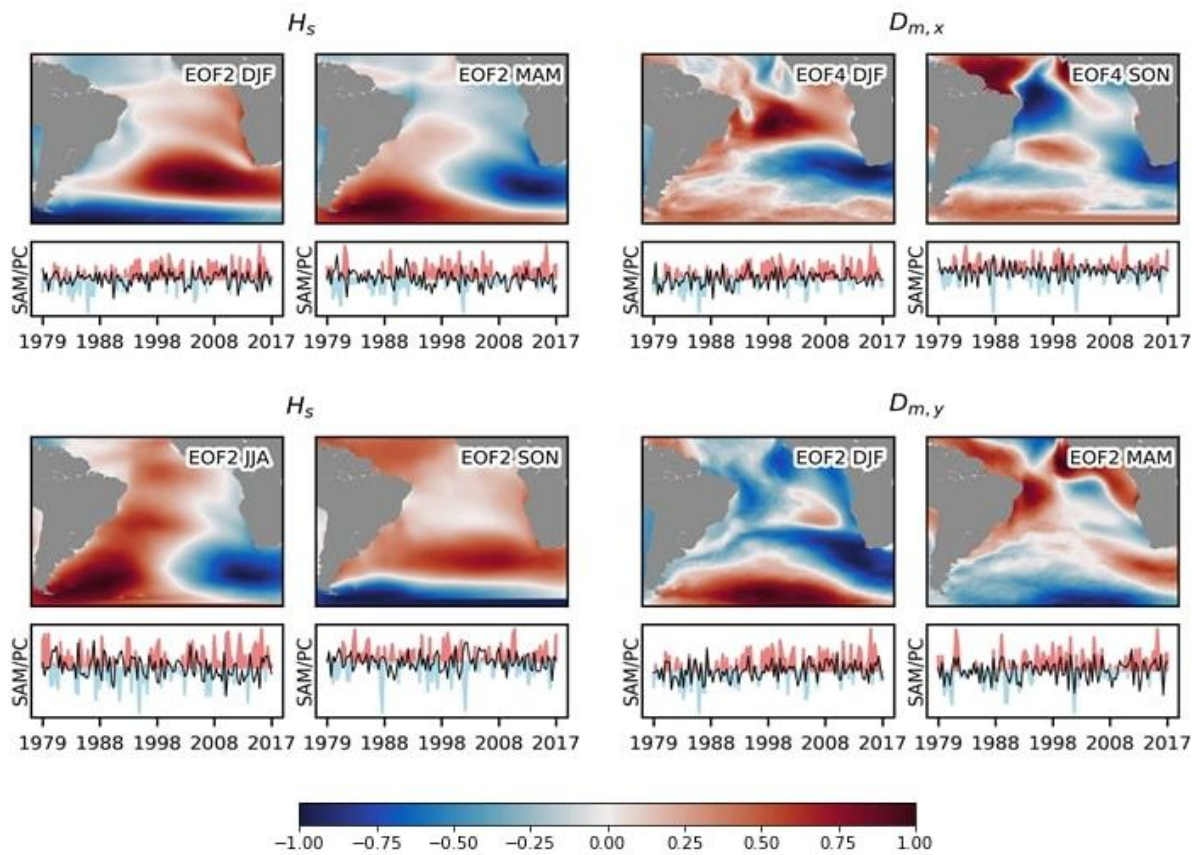


Figure 12 Seasonal composites of selected variability modes of significant wave height (left) and zonal and meridional wave components of wave direction (right). The principal component of the corresponding variability mode is plotted under its respective correlation map, in front of Southern Annular Mode Index, which is plotted as anomaly plot. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

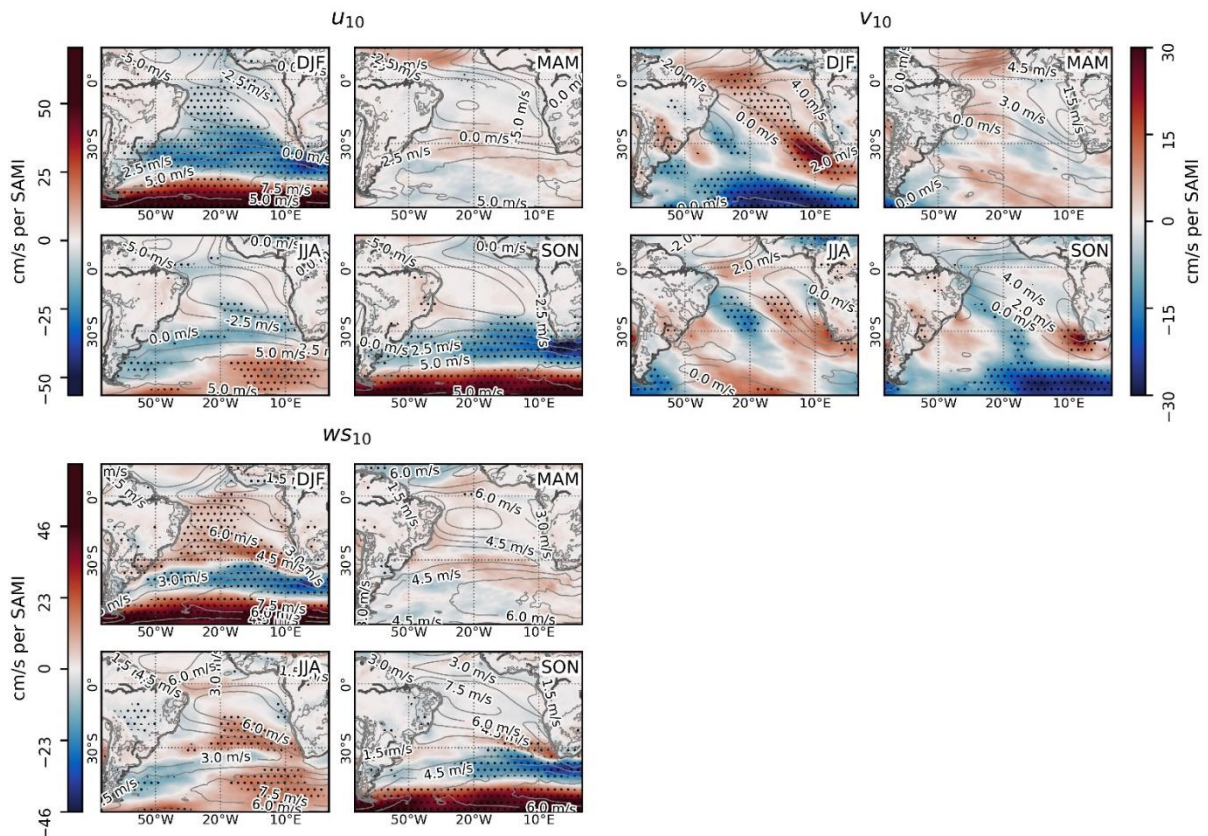


Figure 13 Seasonal composites of zonal and meridional components of 10 m wind (u_{10} and v_{10} , respectively) and wind speed (WS_{10}) regressed against Southern Annular Mode Index. Climatologies are plotted in grey contour levels, and significant positive and negative correlations at 90% confidence level ($p < 0.10$) are hatched with black dots. DJF stands for December, January, February (austral summer), MAM for March, April, May (austral autumn), JJA for June, July, August (austral winter) and SON for September, October, November (austral spring).

3.4 COMBINED EFFECTS OF ENSO AND SAM

In Section 3, the main effects of SAM, ENSO and PDO upon surface ocean waves analysed over forty years of data are presented. To analyse the combined effects of SAM and ENSO, wave and wind data were subsetted by grouping ENSO and SAMI periods as described in Table 5. For wave parameters, seasonal anomalies were calculated for each group by subtracting the 40-year seasonal average from the actual average of the group. After that, anomalies were mapped. PDO was left out of this analysis because, if included, forty years of data would not be sufficient for obtaining subsets with significant sample size.

Table 5 Description of the subsets used for the calculation of anomalies. Sample size is the number of months included in each subset used for the anomaly calculation

Group	Condition	Sample size (months)			
		DJF	MAM	JJA	SON
El Niño	$ONI > 0.5$	41	26	24	36
La Niña	$ONI < 0.5$	41	23	21	35
Positive SAM	$SAMI \geq 1$	50	42	44	42
Negative SAM	$SAMI \leq -1$	29	24	28	30
El Niño \cap Positive SAM	$ONI > 0.5 \wedge SAMI > 1$	16	8	10	11
El Niño \cap Negative SAM	$ONI < 0.5 \wedge SAMI < -1$	11	4	3	12
La Niña \cap Positive SAM	$ONI > 0.5 \wedge SAMI > 1$	22	6	7	14
La Niña \cap Negative SAM	$ONI < 0.5 \wedge SAMI < -1$	10	2	7	8

Our focus in this section is to discuss the conditions regarding to different combinations of ENSO and SAM phases. To support this analysis, ENSO and SAM phases were explored individually to support the evaluation of how these oscillations interact.

Recent studies have highlighted the negative correlation between ENSO and SAM, especially during austral spring and summer (Cai et al., 2011; Carvalho et al., 2005; Dätwyler et al., 2020). This finding is also observed here regarding surface ocean waves, with El Niño and negative SAM mostly reinforcing each other's effects and La Niña and positive SAM mostly negating each other's impacts.

Figures 14 and 15 display stronger H_s and T_m anomalies in mid- to high latitudes in the *El Niño \cap Negative SAM* group. This group also presented intensification of westerly wind anomalies, as one can observe at the composites of wind speed anomalies (Fig. 16). The wave and wind anomalies at south-east SAO are likely to reflect the extratropical dynamics of subtropical jet streams, as they are strengthened by both El Niño and the negative phase of SAM, reinforcing each other's impact. This has the potential of creating waves that propagate to lower latitudes along west African Coast, driving larger waves for south-east SAO.

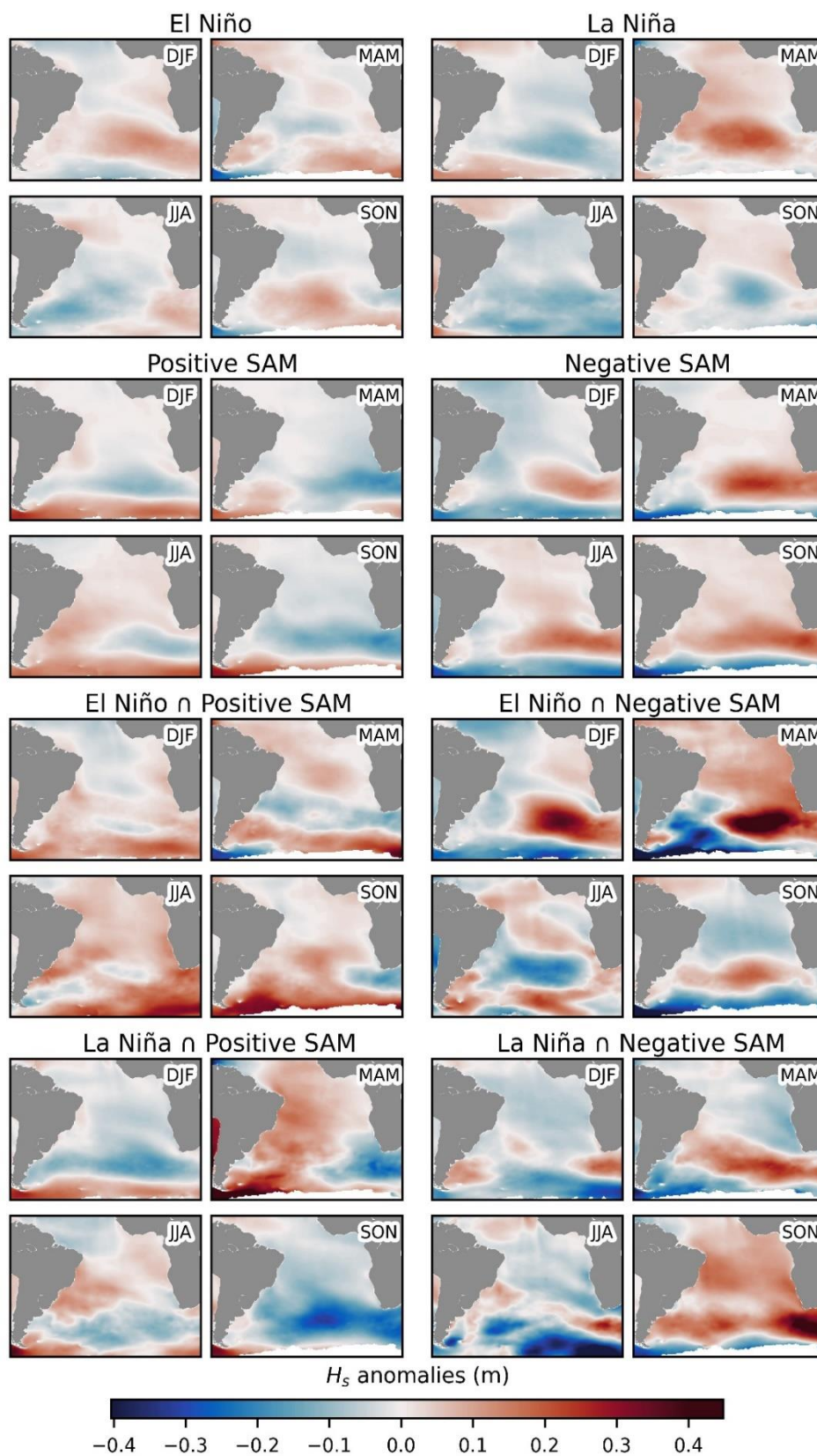


Figure 14 Seasonal significant wave height (H_s) anomalies for El Niño, La Niña, Positive SAM, Negative SAM, and the combination of ENSO and SAM phases.

Both *La Niña* and *Negative SAM* groups display positive H_s , T_m , and WS_{10} anomalies at the south of Africa, especially in austral autumn and spring. In the *La Niña* group, these positive anomalies are intensified. On the other hand, in the *La Niña* \cap *Positive SAM* group, these anomalies are suppressed or have their signal changed to negative. This is likely because positive SAM leads to negative anomalies in the region, and compared to ENSO, SAM is a more significant agent of climate variability for high latitudes. These patterns are also observed in wind speed anomaly composites (Figure 16).

During positive phases of SAM, the upper-level polar jet stream is strengthened, intensifying high latitude easterlies (Thompson and Wallace, 2000). This potentially influences the positive H_s anomalies of up to 0.30 m in high latitudes and in western SAO. The *La Niña* group also presented positive H_s anomalies in high latitudes, especially in summer. In the group *La Niña* \cap *Positive SAM*, these positive anomalies are enhanced and reach up to 0.45 m (Fig. 14). The *El Niño* group presented weak positive H_s and T_m anomalies in south-east SAO from austral autumn to austral spring. In the *El Niño* \cap *Positive SAM* group, these anomalies are stronger when compared to the *El Niño* group.

Regarding T_m anomalies (Fig. 15), autumn and winter strong positive anomalies in low latitudes in the *El Niño* \cap *Positive SAM* group stand out. The timing of these anomalies is interesting, as the literature declares late austral spring as the most active season regarding SAM modulation of trade winds and height of tropopause over mid-to high latitudes (Carvalho et al., 2005; Limpasuvan and Hartmann, 2000; Thompson and Wallace, 2000), and ENSO usually peaks in austral summer (Chen and Jin, 2020). However, as already mentioned, these anomalies might reflect the strengthening of subtropical jet stream during both *El Niño* and negative SAM events. During winter, the subtropical jet stream displaces northwards, and when *El Niño* and negative SAM are coupled, these storm-related-ocean-waves are able to propagate even further north.

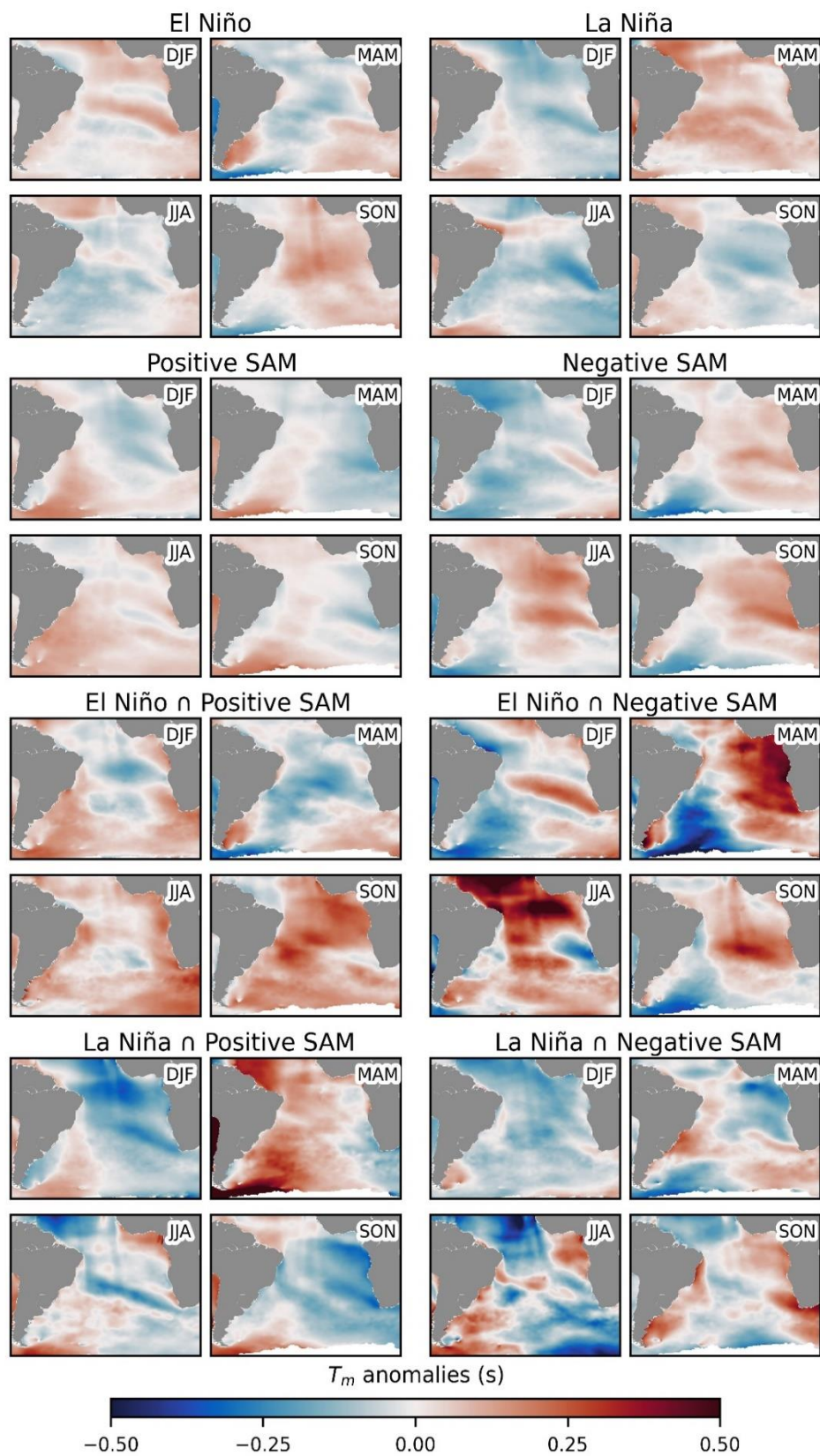


Figure 15 Seasonal mean wave period (T_m) anomalies for El Niño, La Niña, Positive SAM, Negative SAM (top) and the combination of ENSO and SAM phases (bottom).

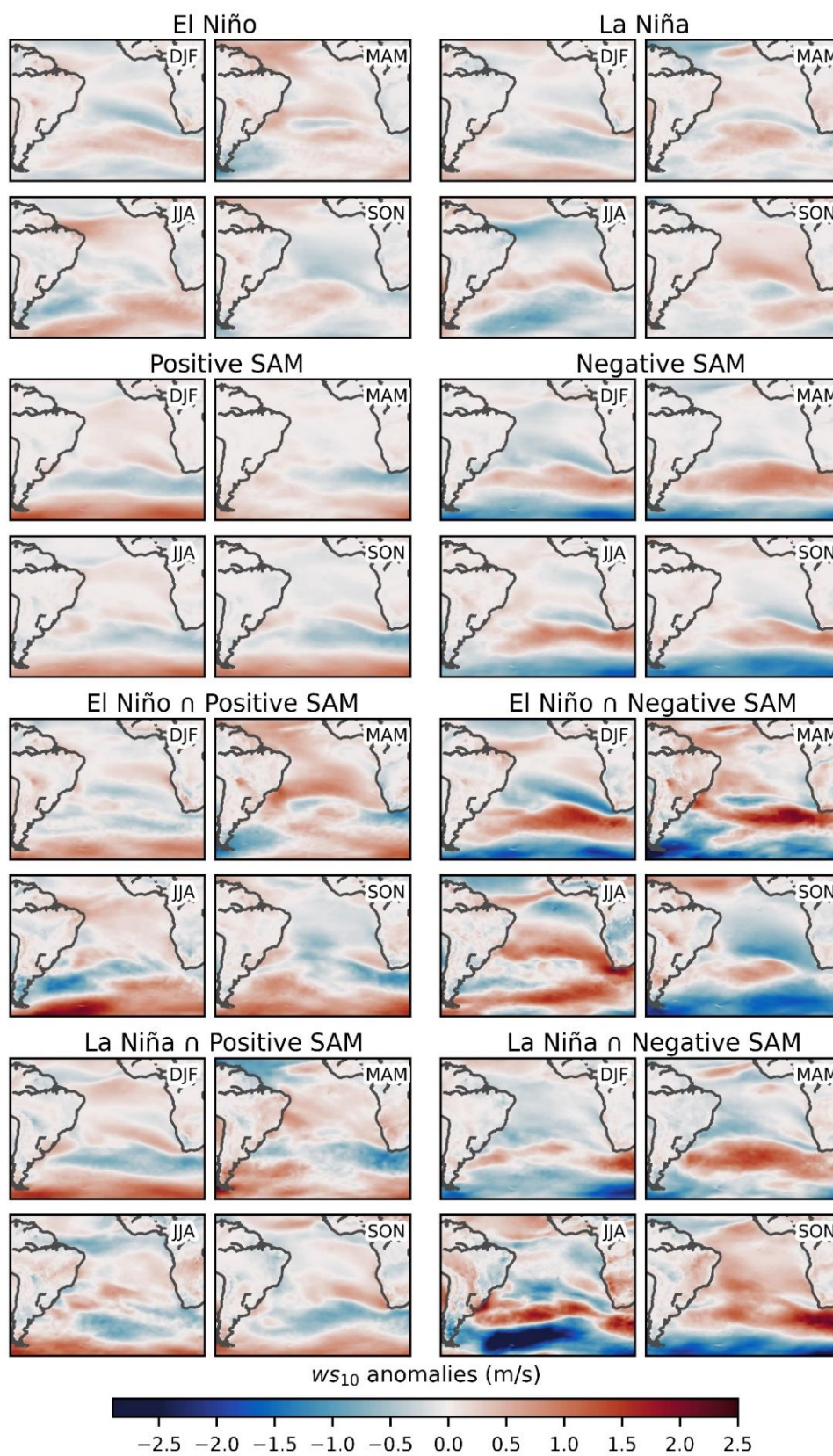


Figure 16 Seasonal wind speed (WS_{10}) anomalies for El Niño, La Niña, Positive SAM, Negative SAM (top) and the combination of ENSO and SAM phases (bottom).

3.4 CONCLUSIONS

Our findings and conclusions are summarized as follows: observed climate oscillations modify the SAO wave climate systematically. La Niña events promote larger waves with a more north-westerly component in the northern portion of SAO, suggesting a major entrance of the North Atlantic swell in the region. El Niño events contribute to larger and more south-easterly waves in the eastern SAO. This happens due to the association of this event to mid-latitudes cyclones, a synoptic type responsible for larger waves. Also, El Niño favours wind seas in low latitudes. A positive SAM increases both H_s and T_m in the southernmost SAO and along the Brazilian coast, whereas decreasing these parameters above parallel 50°S . A negative SAM has the opposite effect. A negative PDO increases both H_s and T_m in SAO and changes directional components similarly to a negative ENSO. Positive PDO exerts opposite effects.

Variability modes returned by the EOF analysis represented ocean conditions associated to climate oscillations. Interestingly, the second variability mode of both summer H_s and $D_{m,y}$ is significantly associated to all oscillations here analysed. SAM is the oscillation that most influences wave climate, with at least one among four leading modes of variability of wave parameters in each season being associated to SAMI. ENSO and PDO exert their influence mostly in spring and summer.

It is not feasible to establish a concrete wave state pattern for each of these oscillation phases once they mutually affect each other. However, we can understand what to expect regarding wave parameters in each of these phases when we analyse the entire picture. The effects of ENSO–SAM coupling are a mixture of SAM influence in mid- to high latitudes and ENSO influence in low to mid-latitudes. The anomalies are stronger when ENSO and SAM phases are occurring simultaneously. For example, SAM H_s anomalies at mid- to high latitudes may be strengthened or mitigated depending on ENSO phase. Also, depending on which SAM phase is on, La Niña events prompt either positive H_s and T_p anomalies or negative ones at the south of Africa.

These results of seasonally and spatially variable oscillation effects over wave climate can potentially provide some insight into estimating future wave scenarios in

response to changing frequency and magnitude of climate oscillations. Wave driven currents are the primary mode of sediment transport within the coastal zone; thus, understanding the wave climate and acknowledging the influence of climate oscillations over it helps us implement structures for coastal protection, leaving us better prepared to future coastal changes. Moreover, this knowledge can also be used for navigation purposes and as foundation when evaluating potential areas for offshore wave and wind energy exploitation.

REFERENCES

- Allan, J.C., Komar, P.D., 2006. Climate Controls on US West Coast Erosion Processes. *J. Coast. Res.* 22, 511–529. <https://doi.org/10.2112/03-0108.1>
- Allan, J.C., Komar, P.D., 2000. Are Ocean Wave Heights Increasing in the Eastern North Pacific? *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 81, 561–567.
- Angiulli, F., Pizzuti, C., 2002. Fast outlier detection in high dimensional spaces, in: *European Conference on Principles of Data Mining and Knowledge Discovery*. Springer, Helsinki, pp. 15–27.
- Aragão, J.O.R., 1998. Impact dans le nordeste du Brésil de l'ENSO et du Dipôle de l'Atlantique. *Bull. l'Institut Français d'Etudes Andin.* 27, 839–844.
- Aragão, J.O.R., 1986. A general circulation model investigation of the atmospheric response to El Niño. University of Miami.
- B., L.C.W., Petterssen, S., 1942. *Introduction to Meteorology*. *Geogr. J.* 100. <https://doi.org/10.2307/1789501>
- Barry, R.G., Chorley, R.J., 2003. *Atmosphere, weather and climate: Eighth edition, Atmosphere, Weather and Climate: Eighth Edition*. <https://doi.org/10.4324/9780203428238>
- Bhaskaran, B., Mullan, A.B., 2003. El Niño-related variations in the southern Pacific atmospheric circulation: Model versus observations. *Clim. Dyn.* 20, 229–239. <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0276-2>
- Bjerknes, J., 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus* 18, 820–829. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v18i4.9712>

- Cai, W., Sullivan, A., Cowan, T., 2011. Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 models. *J. Clim.* 24, 1688–1704. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3744.1>
- Carvalho, L.M. V., Jones, C., Ambrizzi, T., 2005. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. *J. Clim.* 18, 702–718.
- Castello, J.P., Krug, L.C., 2015. *Introdução às Ciências do Mar*, 1st ed. Editora Textos, Pelotas.
- Chen, H.C., Jin, F.F., 2020. Fundamental behavior of ENSO phase locking. *J. Clim.* 33, 1953–1968. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0264.1>
- Dalinghaus, C., 2016. ANÁLISE DA ESTABILIDADE DA FORMA EM PLANTA E PERFIL NAS PRAIAS DA BARRA DA LAGOA, MOÇAMBIQUE E INGLESES, FLORIANÓPOLIS - SC: APLICAÇÕES EM ANÁLISE DE PERIGOS COSTEIROS. Universidade Federal de Santa Catarina. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Dätwyler, C., Grosjean, M., Steiger, N.J., Neukom, R., 2020. Teleconnections and relationship between the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Southern Annular Mode (SAM) in reconstructions and models over the past millennium. *Clim. Past* 16, 743–756. <https://doi.org/10.5194/cp-16-743-2020>
- Dawson, A., 2016. eofs: A Library for EOF Analysis of Meteorological, Oceanographic, and Climate Data. *J. Open Res. Softw.* 4, 4–7. <https://doi.org/10.5334/jors.122>
- Diaz, H.F., Hoerling, M.P., Eischeid, J.K., 2001. ENSO variability, teleconnections and climate change. *Int. J. Climatol.* 21, 1845–1862.
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Model.* 31, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.10.010>
- GEBCO Compilation Group, 2020. GEBCO 2020 Grid. <https://doi.org/10.5285/a29c5465-b138-234de053-6c86abc040b9>
- Gershunov, A., Barnett, T.P., 1998. Interdecadal Modulation of ENSO Teleconnections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 2715–2725.
- Gulev, S.K., Grigorieva, V., 2006. Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data. *J. Clim.* 19, 5667–5685. <https://doi.org/10.1175/JCLI3936.1>

- Hardiman, S.C., Dunstone, N.J., Scaife, A.A., Smith, D.M., Ineson, S., Lim, J., Fereday, D., 2019. The Impact of Strong El Niño and La Niña Events on the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 46, 2874–2883. <https://doi.org/10.1029/2018GL081776>
- Held, I.M., Lyons, S.W., Nigam, S., 1989. Transients and the extratropical response to El Niño. *J. Atmos. Sci.* [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0163:TATERT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0163:TATERT>2.0.CO;2)
- Hemer, M.A., Church, J.A., Hunter, J.R., 2010. Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.* 30, 475–491. <https://doi.org/10.1002/joc.1900>
- Hemer, M.A., Simmonds, I., Keay, K., 2008. A classification of wave generation characteristics during large wave events on the Southern Australian margin. *Cont. Shelf Res.* 28, 634–652. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.12.004>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J.N., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1–51. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Holthuijsen, L.H., 2007. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*, 1st ed. Cambridge University Press, New York.
- Hunter, J.D., 2007. Matplotlib: A 2D graphics environment. *Comput. Sci. Eng.* 9, 99–104. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55>
- Iza, M., Calvo, N., Manzini, E., 2016. The stratospheric pathway of La Niña. *J. Clim.* 29, 8899–8914. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0230.1>
- Karoly, D.J., 1989. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *J. Clim.* [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1239:shcfaw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1239:shcfaw>2.0.co;2)
- Kousky, V.E., Kagano, M.T., Cavalcanti, I.F.A., 1984. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus A* 36, 490–504. <https://doi.org/10.1111/j.1600->

0870.1984.tb00264.x

- Laing, A.K., 2000. New Zealand wave climate from satellite observations. *New Zeal. J. Mar. Freshw. Res.* 34, 727–744. <https://doi.org/10.1080/00288330.2000.9516973>
- Limpasuvan, V., Hartmann, D.L., 2000. Wave-Maintained Annular Modes of Climate Variability. *J. Clim.* 13, 4414–4429. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3458.1>
- Mantua, N.J., Hare, S.R., 2002. The pacific decadal oscillation. *J. Oceanogr.* 58, 35–44.
- Marshall, A.G., Hemer, M.A., Hendon, H.H., McInnes, K.L., 2018. Southern annular mode impacts on global ocean surface waves. *Ocean Model.* 129, 58–74. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.07.007>
- Martins, F.R., Guarnieri, R.A., Pereira, E., 2008. O aproveitamento da energia eólica. *Rev. Bras. Ensino Física* 30, 1304.1-1304.13.
- Menéndez, M., Méndez, F.J., Losada, I.J., Graham, N.E., 2008. Variability of extreme wave heights in the northeast Pacific Ocean based on buoy measurements. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL035394>
- Moron, V., Gouirand, I., 2003. Seasonal modulation of the El Niño-southern oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October-March 1873-1996. *Int. J. Climatol.* 23, 143–155. <https://doi.org/10.1002/joc.868>
- Oliveira, B.A., Sobral, F., Fetter, A., 2017. Variabilidade do clima de ondas de Santa Catarina utilizando o modelo Wavewatch III Santa Catarina wave climate variability using Wavewatch III model. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Oliver, J.E., 2005. *Encyclopedia of World Climatology*, Encyclopedia of World Climatology. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8>
- Open University, 1989. *Waves, Tides and Shallow Water Processes*, Waves, Tides and Shallow Water Processes. <https://doi.org/10.1016/c2009-0-24331-5>
- Pereira, N.E. da S., Klumb-Oliveira, L.A., 2015. Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro (Brazil). *J. Integr. Coast. Zo. Manag.* 15, 353–370. <https://doi.org/10.5894/rgci570>
- Pezza, A.B., Simmonds, I., Renwick, J.A., 2007. Southern Hemisphere cyclones and anticyclones: Recent trends and links with decadal variability in the Pacific Ocean.

- Int. J. Climatol. 27, 1403–1419. <https://doi.org/10.1002/joc>
- Phinn, S.R., Hastings, P.A., 1995. Southern Oscillation influences on the Gold Coast's summer wave climate. *J. Coast. Res.* 11, 946–958.
- Ramaswamy, S., Rastogi, R., Shim, K., 2000. Efficient algorithms for mining outliers from large data sets. *ACM Sigmod Rec.* 29, 427–438.
- Ranasinghe, R., McLoughlin, R., Short, A., Symonds, G., 2004. The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. *Mar. Geol.* 204, 273–287. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(04\)00002-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(04)00002-7)
- Reguero, B.G., Méndez, F.J., Losada, I.J., 2013. Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. *Glob. Planet. Change* 100, 70–84. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.09.005>
- Ruggiero, P., Komar, P.D., Allan, J.C., 2010. Increasing wave heights and extreme value projections: The wave climate of the U.S. Pacific Northwest. *Coast. Eng.* 57, 539–552. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.12.005>
- Semedo, A., Sušelj, K., Rutgersson, A., 2009. Variability of Wind Sea and Swell Waves in the North Atlantic Based on ERA-40 Re-analysis. *Proc. 8th Eur. Wave Tidal Energy Conf.* 119–129.
- Souza, E.D., Ambrizzi, T., 2002. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. *Atmósfera* 15, 105–120.
- Sturman, A.P., Tapper, N.J., 1996. The weather and climate of Australia and New Zealand, *The weather and climate of Australia and New Zealand.* <https://doi.org/10.5860/choice.34-5152>
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.* 13, 1000–1016. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2)
- Wolf, D.K., Challenor, P.G., Cotton, P.D., 2002. Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 107, 1–14. <https://doi.org/10.1029/2001jc001124>
- Young, I.R., 1999. Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. *Int. J. Climatol.* 19, 931–950. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199907\)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O)
- Zhang, W., Mei, X., Geng, X., Turner, A.G., Jin, F.F., 2019. A nonstationary ENSO-

- NAO relationship due to AMO modulation. *J. Clim.* 32, 33–43. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0365.1>
- Zhang, Y., Wallace, J.M., Battisti, D.S., 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J. Clim.* 10, 1004–1020. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1004:eliv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1004:eliv>2.0.co;2)
- Zhao, Y., Nasrullah, Z., Li, Z., 2019. PyOD: A python toolbox for scalable outlier detection. *J. Mach. Learn. Res.* 20, 1–7.
- Zimmermann, D.F.R., 2017. Subtropical jet climatology over south america. University of Sao Paulo.

4. CONCLUSÕES

O conjunto de dados proveniente da reanálise ERA5 foi utilizado para verificar a influência de oscilações atmosféricas sobre a climatologia de ondas do oceano Atlântico Sul. Os resultados da validação foram bastante surpreendentes, com altos coeficientes de correlação e níveis de significância significativos. Conclui-se, assim, que o conjunto de dados desta reanálise captura o clima de ondas para esta região com um alto nível de confiança.

Os principais resultados são sintetizados a seguir: as oscilações climáticas analisadas neste trabalho modificam o clima de ondas do Oceano Atlântico Austral de forma sistemática. Eventos de La Niña promovem ondas maiores em até 8 cm por unidade de ONI e com um componente mais noroeste no norte do SAO, sugerindo uma maior entrada do *swell* do Atlântico Norte na região. Eventos de El Niño contribuem para ondas maiores proveniente do sudeste. Isto acontece devido a associação desde eventos com ciclones de latitude média, um tipo meteorológico responsável por ondas com maior H_s . O El Niño também influencia o desenvolvimento de mares de ventos em latitudes baixas. A fase positiva do SAM aumenta tanto H_s quanto T_m nas regiões mais ao sul do SAO e ao longo da costa brasileira, ao mesmo tempo que diminui estes parâmetros ao norte do 50°S. A fase negativa do SAM exerce o efeito oposto. A fase negativa da PDO aumenta tanto H_s and T_m no SAO e modifica os componentes direcionais de forma similar ao ENSO. A fase negativa da PDO exerce impactos opostos.

Os modos de variabilidade obtidos pela análise de EOF representam as condições oceânicas associadas com as oscilações climáticas. O segundo modo de variabilidade dos parâmetros H_s e $D_{m,y}$ estão associados significativamente com todas oscilações aqui analisadas. A SAM é a oscilação que mais influencia o clima de ondas, com pelo menos um entre quatro componentes de variabilidade dos parâmetros sazonais de onda estando associado ao SAMI. ENSO e PDO exercem sua influência principalmente na primavera e verão.

Não é possível estabelecer um padrão de estado de ondas para cada uma dessas oscilações desconsiderando como elas interagem mutualmente. Entretanto, conseguimos entender o que esperar em relação aos parâmetros de onda durante cada uma das fases das oscilações quando observamos o cenário geral. Os efeitos



da interação entre ENSO e SAM podem ser sintetizados como uma mistura da influência do SAM em latitudes médias e altas com a influência da ENSO em latitudes médias e baixas. As anomalias são mais fortes quando as fases ativas da ENSO e do SAM estão ocorrendo simultaneamente. Por exemplo, as anomalias de H_s associadas a latitudes médias e altas podem ser exaltadas ou apaziguadas dependendo da fase da ENSO. Também, dependendo de qual fase do SAM estamos, La Niña leva ao desenvolvimento de anomalia positiva ou negativa de H_s e T_m ao sul da África.

Estes resultados em relação aos efeitos das oscilações sobre o clima de ondas proveem algumas pistas sobre o que esperar sobre cenários futuros para o campo de ondas em resposta a mudança de frequência e intensidade dessas oscilações. Correntes de deriva, geradas pelo ângulo que as ondas chegam à costa, são o modo primário de transporte de sedimentos nesta área; dessa forma, entender sobre o clima de ondas e estar ciente sobre a influência das oscilações climáticas nos ajuda a implementar estruturas de proteção a costa, nos deixando melhor preparados para mudanças futuras. Além disso, este conhecimento também pode ser utilizado para propósitos de navegação e base teórica para avaliar áreas com potencial para extração de energia a partir de ondas e vento.

ANEXO A – CONFIRMAÇÃO DE ACEITE DA REVISTA PROGRESS IN OCEANOGRAPHY (QUALIS CAPES A1)

Decision on submission to Progress in Oceanography



em.prooce.0.7511d4.1bbf2131@editorialmanager.com <em.prooce.0.7511d4.1bbf2131@editorialmanager.com> 9:46 AM  

To: Marília S. Ramos

Manuscript Number: PROOCE-D-21-00030R2

Relationships between large-scale climate modes and the South Atlantic Ocean wave climate

Dear Miss S. Ramos,

Thank you for submitting your manuscript to Progress in Oceanography.

I am pleased to inform you that your manuscript has been accepted for publication.

My comments, and any reviewer comments, are below.

Your accepted manuscript will now be transferred to our production department. We will create a proof which you will be asked to check, and you will also be asked to complete a number of online forms required for publication. If we need additional information from you during the production process, we will contact you directly.

We appreciate you submitting your manuscript to Progress in Oceanography and hope you will consider us again for future submissions.

Kind regards,
Enrique Curchitser
Editor-in-Chief

Progress in Oceanography

Editor and Reviewer comments:

Nice work, and I support its acceptance now.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

RELAÇÕES ENTRE MODOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA E A CLIMATOLOGIA DE ONDAS DO OCEANO ATLÂNTICO AUSTRAL

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **MARÍLIA SANTOS RAMOS**

Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina

Examinador: Prof. Dr. **Mauro Michelena Andrade**

Data: 12/08/2021

Conceito: A (EXCELENTE)

PARECER:

A **dissertação** foi escrita de acordo com a norma do programa, que permite a escrita como artigo científico. Isso é ótimo!

De forma geral a dissertação está bem estruturada e as seções estão bem claras. Entretanto, no artigo, não aparecem as seções clássicas (Introdução, Metodologia, Resultados, Discussão e Conclusões), além disso, a numeração não faz sentido. Recomendo uma revisão neste assunto.

A dissertação relaciona modos de oscilação climáticos com as condições das ondas no Atlântico Sul. Tema muito pertinente, e que pelo o que foi dito pela autora, inédito para a região em estudo. Também destaco outra justificativa explorada no texto, a das Mudanças Climáticas, que podem (devem) alterar os padrões médios das condições de ondas e também dos modos climáticos estudados. Parabéns ao orientador e orientada pelas escolhas.

Na minha avaliação, tudo o que é esperado em uma dissertação de mestrado foi apresentado. O referencial teórico tem tudo a ver com o tema, os objetivos propostos, apesar de mal escritos, são pertinentes e foram alcançados. Fica claro que a mestranda tem domínio da metodologia, que por sinal, foi desenvolvida utilizando técnicas contemporâneas e que estavam totalmente ajustadas aos objetivos e as resultados pretendidos. Os resultados são coerentes e foram apresentados de forma clara, mesmo que não em uma seção específica. Considerarei a discussão dos resultados muito sucinta, essa seção (dispersa nos resultados) poderia trazer uma abordagem mais atual e ampla dos processos.

Ao final, notei que o **artigo** já foi aceito para publicação, parabéns aos autores!

Abaixo envio algumas sugestões pontuais. Também envio um anexo com sugestões diretamente na dissertação.

Revisar o **título** da dissertação. O termo "Austral" está sendo usado indevidamente.

Resumo: bem escrito e de acordo com as normas.

Introdução: Bastante sucinta, mas de acordo com o esperado. Entretanto, muitas afirmações estão sem referências, isso deve ser corrigido. As únicas referências utilizadas são de livros, o que não é o indicado.

Objetivo geral deve ser reescrito, pois está totalmente fora dos padrões. Objetivos específicos também devem ser reescritos obedecendo as normas de escrita de trabalho científico. (sugestões no anexo).

Referencial teórico: de acordo com esperado para o tipo de trabalho.

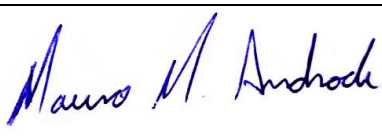
Artigo: Aqui o título está de acordo. Estranho começar pelos agradecimentos... isso é norma da revista? Resumo está ok, mas uma revisão no inglês é bem vinda, não está muita "fluida" a leitura. Na introdução o 1º parágrafo inteiro carece de referências, isso deve ser corrigido. Não entendi a divisão do artigo. Às vezes parece metodologia... Às vezes resultados e às vezes discussão. Tudo misturado! Isso não é legal. Não entendi a numeração das seções do artigo. A revista não pede a divisão do artigo em seções tradicionais? (Introdução, metodologia, resultados e discussão, e conclusão). Misturou com a numeração da dissertação? "Time series" deve ser escrito separado, corrigir na próxima versão.

Acredito que você usou dados do BNDO que são medidos por boias da Marinha, que não são Waverider e que não estão em águas rasas. Pelo menos isso não aparece na tabela, além disso, nenhuma das boias está em águas rasas. Isso deve ser corrigido.

Nas conclusões do artigo, deve ser esclarecida a palavra "larger waves"... Maiores em qual sentido? T, H ou dir ou L... esclarecer no texto!

Artigo já foi aceito para publicação? Parabéns!

Conclusões da dissertação: Cuidado com a tradução direta do texto do artigo em inglês, para o texto em português. Deve ser rescrita para adequação.

Assinatura: 

Data:

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

RELAÇÕES ENTRE MODOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA E A CLIMATOLOGIA DE ONDAS DO OCEANO ATLÂNTICO AUSTRAL

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **MARÍLIA SANTOS RAMOS**

Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina

Examinador: Prof. Dr. **Francisco Eliseu Aquino**

Data: 12/ 8/2021

Conceito: A

PARECER:

O presente parecer refere-se à avaliação da dissertação "Relações entre modos de circulação atmosférica de larga escala e a climatologia de ondas do oceano atlântico austral " elaborado pela mestranda Marília Santos Ramos do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A dissertação apresenta uma Introdução ao problema abordado nos capítulos 1 e 2, artigo completo (capítulo 3) e conclusões no capítulo 4. A dissertação está bem organizada, condensada e escrita. Os capítulos 1 e 2 realizam uma revisão de estudos correlatos de modelagem de ondas e da região de estudo, explorando o problema a ser tratado e apresentando claramente seu objetivo. O Referencial Teórico relacionado ao tempo, clima e teleconexões poderia explorar e incluir outras referências conhecidas e robustas na área, e assim ser mais diverso, soou repetitivo. Registro meu agradecimento pelo convite e oportunidade de integrar esta comissão. Desejo sucesso profissional a Marília Santos Ramos.

Assinatura:



Data: 12/ 8/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

RELAÇÕES ENTRE MODOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE LARGA ESCALA E A CLIMATOLOGIA DE ONDAS DO OCEANO ATLÂNTICO AUSTRAL

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **MARÍLIA SANTOS RAMOS**

Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina

Examinador: Profa. Dra. **Claudia Klose Parise**

Data: 11/08/2021

Conceito: A

PARECER: **A (EXCELENTE)**

O estudo apresentou a existência de fortes e significativas correlações entre importantes modos de variabilidade climática (como o SAM, o ENOS e a PDO) e o clima de ondas oceânicas superficiais de gravidade na bacia do Oceano Atlântico Sul, utilizando-se da base de dados de ondas mais longa da história até o presente momento (ERA5 do ECMWF). As análises realizadas fundamentam-se em métodos estatísticos já consolidados na literatura para estudos em outras regiões do planeta, bem como trouxeram inovações, a exemplo do algoritmo para identificação dos pontos outliers. Dada a originalidade do documento e a excelência dos resultados apresentados, avalio o documento como conceito **A (EXCELENTE)**.

Abaixo encontram-se algumas considerações específicas a serem feitas no documento original:

COMENTÁRIO GERAL

- Acredito que as subseções 2.1.1 e 2.1.2 poderiam compor uma única subseção.

RESUMO

- onde se lê “modos de variação” substituir por “modos de variabilidade”
- onde se lê “entre os componentes principais do primeiro, segundo e quarto modo de variabilidade dos parâmetros de onda e as oscilações climáticas” substituir por “.....entre

os componentes principais dos modos de variabilidade primário, secundário e quaternário dos parâmetros de onda e oscilações climáticas”

INTRODUÇÃO

- onde se lê “consenso se alterações na temperatura superficial dos oceânicos” substituir por “consenso se alterações na temperatura da superfície do mar” e ao longo do texto também, sempre usar temperatura da superfície do mar no lugar de “temperatura superficial oceânica”.
- onde se lê “seja atingido (Castello and Krug, 2015)” substituir por “seja atingido (Castello e Krug, 2015)”, aliás, todas as citações ao longo do texto em português então neste formado em inglês.
- onde se lê “pelo efeito Coriolis, inclinando o vento para a esquerda no Hemisfério Sul” substituir por “pelo efeito de Coriolis, defletindo o vento para a esquerda no Hemisfério Sul”
- onde se lê “um componente oeste” substituir por “um componente para oeste...”
- onde se lê “Este movimento descreve o membro ascendente da célula de Hadley” substituir por “Este movimento descreve o ramo ascendente da célula de Hadley”
- onde se lê “criando ventos com componente leste” substituir por “criando ventos com componente para leste”
- onde se lê “Do lado dos polos em relação a essa frente, o ar proveniente dos polos move-se em direção ao equador, defletindo leste devido ao efeito Coriolis.” substituir por “Do lado dos polos em relação a essa frente, o ar proveniente dos polos move-se em direção ao equador, defletindo para oeste devido ao efeito Coriolis.”... pois é Hemisfério Sul!
- onde se lê “5° e 10° graus” substituir por “5° e 10°”
- “A célula de Hadley sul é comprimida durante o verão” você quer dizer o verão de qual hemisfério? Porque no verão austral a Hadley se expande e não comprime.

SUBSECÇÃO 2.1.3

- onde se lê “O grande gradiente de temperatura latitudinal das latitudes médias” substituir por “O intenso gradiente térmico meridional nas médias latitudes”
- onde se lê “Uma frente pode se estender por muitos quilômetros, até a troposfera.” Como assim “até a troposfera.”? Você quis dizer até a alta troposfera?
- onde se lê “amplamente devido ao movimento ascendente no centro da calha” substituir por “amplamente devido ao movimento ascendente no centro do cavado”. Aliás usar sempre “cavado” ou “cava” ao invés de ‘calha’ ao longo de todo o texto.

- onde se lê “Bloqueios anticiclônicos geralmente ocorrem quando” substituir por “Bloqueios atmosféricos geralmente ocorrem quando” e também ao longo do texto.
- onde se lê “Geralmente este fluxo não está limitado somente à camada superficial, podendo se estender em uma profundida significativa na troposfera” substituir por “Geralmente este fluxo não está limitado à camada superficial, podendo se estender até níveis mais altos da troposfera”

SEÇÃO 2.2.1

- Como assim “a média das anomalias”? Editar para “anomalias trimestrais”

SEÇÃO 2.2.2

- onde se lê “calculado pela diferença de pressão atmosférica zonal média entre 40°S e 65°S (Thompson and Wallace, 2000)” substituir por “calculado pela diferença de pressão ao nível médio do mar (PNMM) entre o paralelo de 40°S e 65°S (Thompson e Wallace, 2000)”
- onde se lê “Essa oscilação é conhecida por intensificar os efeitos do El Niño, quando em sua fase quente, e da La Niña, quando em sua fase ...” faltou finalizar a frase, no caso, “...fria”
- onde se lê “Este fenômeno é chamado de perda por espalhamento.” substituir por “Este processo é conhecido como espalhamento ou dispersão.”, uma vez que o que espalha já perde!

3 RELATIONSHIPS BETWEEN LARGE-SCALE CLIMATE MODES AND THE SOUTH ATLANTIC OCEAN WAVE CLIMATE

- Como o artigo submetido pela autora já foi (felizmente) aceito pela revista, não faz sentido realizar aqui uma avaliação profunda do mesmo. Assim, fiz uma leitura técnica do mesmo e abaixo resalto apenas alguns pontos:
- A autora não cita o trabalho de Parise e Farina (2009) realizado na mesma região de estudo: **Parise, CK & Farina, L. 2012. Ocean wave modes in the South Atlantic by a short-scale simulation, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 64:1, DOI: [10.3402/tellusa.v64i0.17362](https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17362)** e cita no texto que “To our knowledge, only four studies have directly examined the influence of climate variability in the wave climate of SAO at a range of spatial scales.”, onde o trabalho acima que trata exclusivamente dos modos de variabilidade na região do Oceano Atlântico Sul não é citado.
- onde se lê “with a correlation coefficient $R=0.92$ for H_s ” o r (de Pearson) deveria ser minúsculo ao longo de todo o texto e também nas tabelas.

3.3 WAVE CLIMATE PATTERNS REGARDING CLIMATE OSCILLATIONS

- onde se lê “For correlating wave and wind parameters to climate indices, data was first separated” substituir por “For correlating wave and wind parameters to climate indices, data were first separated”
- Na figura 5 poderia ser explicitado o nome de cada bóia.
- Como leitora do artigo, ficou um pouco confusa essa declaração no texto: “**The more positive ONI is, the more the enhanced trade winds strengthen trade-wind swell in the north-west SAO, leading to larger Hs. These results are interesting, since the literature usually associates El Niño events to the weakening of Walker Circulation, resulting in dampening of trade winds over the Pacific Ocean**” uma vez que mais a frente, ainda nos resultados, há condições em que se observa ondas de menor altura em anos de ENOS....

4. CONCLUSÕES

- onde se lê “ENSO e PDO exercem sua influência principalmente na primavera e versão” substituir por “ENSO e PDO exercem sua influência principalmente na primavera e verão”
- onde se lê “Isto acontece devido a associação desde eventos com ciclones de latitude média” substituir por “Isto acontece devido à associação destes eventos com ciclones de latitudes médias”. Sempre usar no plural latitudes médias, nunca no singular.

Assinatura:  Data: 11/08/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: