

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**Resposta da Corrente Circumpolar Antártica
ao Deslocamento e Intensificação dos
Ventos de Oeste em Cenários de Mudanças
Climáticas**

Gustavo Schiavon Neves

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós Graduação em
Oceanologia, como parte dos
requisitos para a obtenção do
Título de Mestre.

Orientador: *Prof. Dr.* Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Co-orientador: *Prof^a. Dr^a.* Sarah Tragler Gille
Scripps Institution of Oceanography, USA.

Rio Grande, RS, Brasil

Junho 2025

Resposta da Corrente Circumpolar Antártica ao Deslocamento e Intensificação dos Ventos de Oeste em Cenários de Mudanças Climáticas

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia,
como parte dos requisitos para obtenção do Título de Mestre

por

Gustavo Schiavon Neves

Rio Grande, RS, Brasil

Junho 2025

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

Schiavon, Gustavo

Resposta da Corrente Circumpolar Antártica ao Deslocamento e Intensificação dos Ventos de Oeste em Cenários de Mudanças Climáticas. Gustavo Schiavon. – Rio Grande: FURG, 2025.

77p.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Física dos Oceanos e Clima.

1. Corrente Circumpolar Antártica. 2. Ventos de Oeste. 3. Mudanças Climáticas. Resposta da Corrente Circumpolar Antártica ao Deslocamento e Intensificação dos Ventos de Oeste em Cenários de Mudanças Climáticas.



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 06/2025

Às treze horas e trinta minutos do dia trinta de junho do ano dois mil e vinte e cinco, por Vídeo conferência sala: <https://conferenciaweb.rnp.br/webcgm/fabricio-sanguinetti-cruz-de-oliveira>, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de MESTRADO intitulada: “RESPOSTA DA CORRENTE CIRCUMPOLAR ANTÁRTICA À INTENSIFICAÇÃO E DESLOCAMENTO DOS VENTOS DE OESTE EM CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS”, do Acad. Gustavo Schiavon Neves. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira – Orientador – (IO/FURG); Profa. Dra. Sarah T. Gille – Coorientadora – (Scripps Institution of Oceanography/USCD); Prof. Dr. Ronald Buss de Souza – (INPE); Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata – (IO/FURG) e Prof. Dr. Edmo José Dias Campos – (USP). Dando início à reunião, a Coordenadora do PPGO, Profa. Dra. Grasiela Lopes Leães Pinho, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que o candidato teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra ao candidato que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído ao candidato. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pela Orientador/Candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou o candidato APROVADO, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, por mim, Clárisnei Moura de Melo – Secretário PPGO, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo Candidato e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia.

Documento assinado digitalmente
gov.br FABRICIO SANGUINETTI CRUZ DE OLIVEIRA
DATA: 31/06/2025 13:24:49-0300
verifique em <https://verificador.gov.br>

Prof. Dr. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira

Documento assinado digitalmente
gov.br RONALD BUSS DE SOUZA
DATA: 31/06/2025 13:40:29-0300
verifique em <https://verificador.gov.br>

Prof. Dr. Ronald Buss de Souza

Documento assinado digitalmente
gov.br MAURICIO MAGALHÃES MATA
DATA: 31/06/2025 09:20:03-0300
verifique em <https://verificador.gov.br>

Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata

Documento assinado digitalmente
gov.br EDMO JOSÉ DIAS CAMPOS
DATA: 31/06/2025 09:40:12-0300
verifique em <https://verificador.gov.br>

Prof. Dr. Edmo José Dias Campos

Documento assinado digitalmente
gov.br GRASIELA LOPES LEÃES PINHO
DATA: 30/06/2025 10:13:29-0300
verifique em <https://verificador.gov.br>

Profa. Dra. Grasiela Lopes Leães Pinho
Coordenadora PPGO

Acad. Gustavo Schiavon Neves

Documento assinado digitalmente
gov.br GUSTAVO SCHIAVON NEVES
DATA: 31/06/2025 10:13:03-0300
verifique em <https://verificador.gov.br>

Agradecimentos

À minha mãe, Maria Helena Schiavon, que é meu alicerce, minha inspiração constante e a maior responsável por eu ter chegado até aqui. Como uma grande professora de História, ao longo da minha infância, sempre reforçou a busca pela verdade. Ao mesmo tempo uma profissional dedicada que mostrou, com o exemplo, o valor da dedicação ao sair ainda pela madrugada para dar aula no localidade onde nasceu (Monte Bonito- 9º Distrito de Pelotas), que somado ao seu amor incondicional e generosidade, me proporcionou uma vida com experiências pautadas nas coisas simples, porém mais valiosas da vida.

Ao meu orientador, Prof. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira, por sua orientação precisa, confiança e por sempre me incentivar a buscar autonomia e pensamento crítico. Sua escuta atenta e disponibilidade foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho e para minha formação como pesquisador.

À minha co-orientadora, Profª Sarah T. Gille, pela generosidade em compartilhar seu conhecimento, pelo acolhimento e pelas contribuições valiosas que ampliaram significativamente minha visão científica. Sua colaboração foi um privilégio nesta jornada.

Às colegas do Laboratório de Oceanografia Dinâmica e por Satélite (LODS), Rafaella Santos e Carolina Santana, pelo apoio mútuo, pelas conversas técnicas e não técnicas, e por construírem um ambiente de trabalho leve, colaborativo e inspirador. Dividir este espaço com vocês foi uma parte essencial da minha trajetória.

E, por fim, às ondas do mar, que acalmam, desafiam e, silenciosamente, ensinam. Obrigado por me lembrarem, todos os dias, que a ciência também é feita de intuição, observação e respeito pela natureza.

Índice

Lista de Figuras.....	vii
Lista de Tabelas.....	xi
Lista de Acrônimos e Abreviações.....	xii
Resumo.....	xiv
Abstract.....	xv
Prefácio.....	01
Capítulo I: Introdução.....	03
Capítulo II: Objetivos.....	07
Capítulo III: Área de Estudo	08
Capítulo IV: Material e Métodos.....	10
4.1 Modelos do Sistema Terrestre.....	10
4.2 Dados de Controle.....	13
4.3 Identificação e Análise dos Jatos da ACC.....	13
4.4 Análise da Intensificação zonal da ACC.....	16
Capítulo V: Artigo Científico.....	18
Capítulo VI: Resultados Complementares.....	48
Capítulo VII: Síntese da Discussão.....	52
Capítulo VIII: Conclusões.....	54
Capítulo IX: Perspectivas Futuras.....	57
Capítulo X: Referências.....	5

Lista de Figuras

Figura 1. Área de estudo destacando os principais obstáculos topográficos ao longo da ACC (pontos em magenta), com rótulos indicando: Maurice Ewing Bank (MEB), South Scotia Arc (SSA), South Georgia Island (SGI), South Atlantic Ridge (SAR), Bouvet Rise (BR), Kerguelen Plateau (KP), Campbell Bank (CP), Southwest Indian Ridge (SWIR), Southeast Indian Ridge (SEIR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR) e Macquarie Ridge (MR). Contornos em branco indicam profundidades inferiores a 3.000 m. Linhas pretas indicam as frentes tradicionais da ACC, e linhas amarelas indicam limites norte e sul da ACC.....09

Figura 2. Área de análise do deslocamento meridional dos jatos da ACC. As linhas tracejadas pretas indicam as 36 subáreas onde são calculadas as médias zonais para determinação da posição média dos jatos. As linhas sólidas brancas representam, de norte para sul, a SAF, PF, e a sACCf. As linhas sólidas magenta correspondem a NB e SB das frentes da ACC.....14

Figure V-1. Study area highlighting the main topographic features along the ACC (magenta dots), with labels indicating: Maurice Ewing Bank (MEB), South Scotia Arc (SSA), South Georgia Island (SGI), South Atlantic Ridge (SAR), Bouvet Rise (BR), Kerguelen Plateau (KP), Campbell Bank (CP), Southwest Indian Ridge (SWIR), Southeast Indian Ridge (SEIR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR), and Macquarie Ridge (MR). White contours indicate depths shallower than 3,000 m. Dashed red rectangles indicate areas theoretically more susceptible to frontal jet displacements. Black solid lines represent, from north to south, the SAF, PF, and sACCf.....22

Figure V-2. Hovmöller diagram of (a) $\nabla_y \text{SSH}$ and (b) surface zonal velocity from the GFDLCM4 model at the Greenwich Meridian.....25

Figure V-3. Analysis area of the meridional displacement of the ACC jets. Black dashed lines indicate the 36 subareas where zonal averages are calculated to determine the mean jet position. Black solid lines represent, from north to south, the SAF, PF, and sACCf. Magenta solid lines correspond to the NB and SB of the ACC fronts.....26

Figure V-4. Zonal wind anomaly field at 10 m of the historical period and the SSP5-8.5 projection for (a) GFDL-CM4 and (b) HadGEM3-MM. The solid black line indicates the mean position of the maximum wind intensity during the historical period, while the solid yellow line represents its position in the SSP5-8.5 scenario.....**27**

Figure V-5. Zonal mean of wind speed and wind peak position by ocean basin. (a) South Atlantic, (b) South Indian, and (c) South Pacific in the GFDL-CM4 model; (d) South Atlantic, (e) South Indian, and (f) South Pacific in the HadGEM3-MM model. Solid black and magenta lines represent the historical period and SSP5-8.5 projection, respectively, while the dashed gray line corresponds to the control data (ERA5). The magenta shading represents one standard deviation of the zonal mean wind speed in the SSP5-8.5 projection, while the vertical bars indicate the standard deviation of the wind peak position.....**28**

Figure V-6. Zonal mean between 10°W and 0° of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....**29**

Figure V-7. Zonal mean between 0° and 10° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....**31**

Figure V-8. Zonal mean between 30° E and 40° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....**32**

Figure V-9. Zonal mean wind speed and wind peak position in the Southeastern Indian Ocean region (a) in GFDL-CM4 and (b) in HadGEM3-MM. Solid black and magenta lines represent the historical series and SSP5-8.5 projection of the models, respectively, while the dashed gray line represents the reference data (ERA5). The magenta shading indicates one standard deviation of the zonal mean wind speed in the

SSP5-8.5 projection, while the vertical bars indicate the standard deviation of the wind peak position.....33

Figure V-10. Zonal mean between 100° E and 110° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....34

Figure V-11. Zonal mean between 110° E and 120° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....35

Figure V-12. Zonal mean between 180° W and 170° W of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....36

Figure V-13. Zonal mean wind speed and wind peak position in the Southeastern Pacific Ocean region (a) in GFDL-CM4 and (b) in HadGEM3-MM. Solid black and magenta lines represent the historical series and SSP5-8.5 projection of the models, respectively, while the dashed gray line represents the reference data (ERA5). The magenta shading indicates one standard deviation of the zonal mean wind speed in the SSP5-8.5 projection, while the vertical bars indicate the standard deviation of the wind peak position.....37

Figure V-14. Zonal mean between 120° W and 110° W of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.....38

Figure V-15. Depth along the path of the (a) NB, (b) SAF, and (c) PF. Light gray shaded areas indicate the Drake Passage (DP), South Scotia Arc (SSA), South Atlantic Ridge (SAR), Bouvet Rise (BR), Kerguelen Plateau (KP), Campbell Bank (CP), Southwest Indian Ridge (SWIR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR), and Macquarie Ridge

(MR). Magenta-shaded regions highlight areas where displacements in the mean jet position were identified. Red dashed boxes denote topographically unconstrained regions.....**41**

Figura 3. Série temporal da componente zonal geostrófica (u_g) superficial do oceano entre 45°S e 60°S (a) do modelo HadGEM3-MM e (b) GFDL-CM4.....**48**

Figura 4. Campo de anomalia de SSH entre o período histórico e projeção SSP5-8.5 (a) modeloHadGEM3-MM e (b) GFDL-CM4.....**49**

Figura 5. Média zonal de SSH (a) do modelo HadGEM3-MM e (b) GFDL-CM4. Linha preta representando o período histórico, e linha magenta representando a projeção no cenário SSP5-8.5.....**50**

Figura 6. Correlação de Pearson e Regressão Linear entre (a-d) u_g e vento zonal, (b-e) u_g e Δ SST e (c-f) u_g e Δ SSH dos modelos HadGEM3-MM e GFDL-CM4 respectivamente.....**51**

Lista de Tabelas

Tabela 1. Características dos modelos HadGEM3-GC31-MM e GFDL-CM4 (CMIP6).....	11
Tabela 2. Características dos dados de controle.....	12
Tabela 3. Variáveis utilizadas na análise da intensificação zonal da ACC.....	16

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

ACC - Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current*)

ADT - Absolute Dynamic Topography

AR6 - Relatório de Avaliação 6 (*Assessment Report 6*)

ADT - Topografia dinâmica absoluta
- Absolute dynamic Topography

B

BR - Bouvet Rise

C

Camada Limite Atmosférica - CLA

CMIP3 - Coupled Model Intercomparison Project Phase 3

CMIP5 - Coupled Model Intercomparison Project Phase 5

CMIP6 - Coupled Model Intercomparison Project Phase 6

CP - Campbell Bank

CLS - Collecte Localisation Satellites

CNES - Centre National d'Études Spatiales

D

DUACS - *Data Unification and Altimetry for Climate Studies*

DP - Drake Passage

E

ECMWF - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

ESGF - *Earth System Grid Federation*

F

FURG - *Universidade Federal do Rio Grande*

G

GEE - Gases do Efeito Estufa

GFDL - *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*

H

HadGEM - *Hadley Centre Global Environmental Model*

I

IPCC - Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change*)

M

MEB - Maurice Ewing Bank

MR - *Macquarie Ridge*

MLD - *Mixed Layer Depth*

N

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NB - Limite Norte (*Northern Boundary*)

O

OA - *Oceano Austral*

K

KP - *Kerguelen Plateau*

L

LODS - Laboratório de Oceanografia Dinâmica e por Satélite

P

PAR - *Pacific-Antarctic Ridge*

PF - *Polar Front*

S

SAM - Modo Anular Sul (*South Annular Mode*)

SAF - Frente Subantártica (*Subantarctic Front*)

SACCF - Frente sul da ACC (*Southern ACC Front*)

SAR - *South Atlantic Ridge*

SO - *Southern Ocean*

SB - Limite Sul - (*Southern Boundary*)

SHW - Southern Hemisphere Westerly

SHWs - Southern Hemisphere Westerlies

SSP - Caminhos Socioeconômicos Compartilhados (*Shared Socioeconomic Pathways*)

SSA - *South Scotia Arc*

SSH - Altura da Superfície do mar (*Sea Surface Height*)

SWIR - *Southwest Indian Ridge*

Resumo

Estudos baseados em observações e modelagem numérica, desde o início até o presente da Era Industrial, mostram uma tendência de intensificação e migração para o polo dos Ventos de Oeste do Hemisfério Sul (*Southern Hemisphere Westerlies* - SHWs). Considerando a tensão do vento sobre a superfície do Oceano Austral (OA) como uma das principais forças motrizes da maior corrente oceânica do planeta, denominada Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current* - ACC), surge a questão de como esta corrente de importância climática global, irá responder às mudanças em uma de suas principais forçantes em cenários de crescentes concentrações e emissões de Gases do Efeito Estufa (GEE) ao longo do século XXI. Utilizando os modelos GFDL-CM4.0 e HadGEM3-GC31-MM do CMIP6 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 6*) no cenário SSP5-8.5, foram analisados possíveis deslocamentos meridionais dos jatos frontais da ACC e alterações em sua intensidade zonal. Os resultados mostram que a resposta da ACC é regionalmente heterogênea: os maiores deslocamentos ocorrem em regiões topograficamente livres, enquanto a maioria dos jatos permanece ancorada por barreiras topográficas. Além disso, identificam-se mecanismos que suprimem a influência direta da intensificação dos SHWs sobre o fluxo zonal superficial da ACC. Esses achados reforçam que a dinâmica da ACC é regulada predominantemente por interações internas oceânicas e pela topografia, e que o forçamento atmosférico isolado apresenta capacidade limitada de promover mudanças significativas nos padrões médios da corrente.

Palavras-Chave: Corrente Circumpolar Antártica; Ventos de Oeste; Mudanças Climáticas; CMIP6.

Abstract

Observational and numerical modeling studies from the onset of the Industrial Era to the present reveal a consistent trend of intensification and poleward migration of the Southern Hemisphere Westerlies (SHWs). Given that wind stress over the Southern Ocean is one of the primary drivers of the largest ocean current on Earth—the Antarctic Circumpolar Current (ACC)—a central question arises regarding how this climatically significant current will respond to projected changes in one of its main forcings under scenarios of increasing greenhouse gas (GHG) concentrations throughout the 21st century. Using outputs from two CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) Earth system models—GFDL-CM4.0 and HadGEM3-GC31-MM—under the high-emission SSP5-8.5 scenario, this study analyzes meridional displacements of ACC frontal jets and changes in its zonal transport intensity. Results indicate a regionally heterogeneous response of the ACC: the largest frontal displacements occur in areas with weak topographic constraints, while most jets remain anchored to major bathymetric features. Additionally, the models reveal mechanisms that suppress the direct influence of SHWs intensification on the zonal strengthening of the ACC. These findings suggest that ACC dynamics are primarily governed by internal oceanic interactions and topographic modulation, and that atmospheric forcing alone has limited capacity to induce significant structural changes in the current.

Palavras-Chave: Antarctic Circumpolar Current; Westerly Winds; Climate Change; CMIP6

Prefácio

O estudo das mudanças climáticas e seus impactos sobre os principais sistemas de circulação atmosférica e oceânica tem se tornado uma prioridade urgente diante do atual cenário de aquecimento global. Ao longo da minha trajetória acadêmica, especialmente durante o desenvolvimento deste trabalho, constatei a complexidade intrínseca dos processos de interação oceano-atmosfera, que desempenham papel fundamental na regulação do equilíbrio climático global.

Neste contexto, a Corrente Circumpolar Antártica (ACC) e os Ventos de Oeste constituem elementos-chave desse sistema dinâmico. A compreensão da variabilidade desses componentes em resposta ao aumento das concentrações dos gases de efeito estufa (GEE) motivou a condução desta pesquisa. A seleção dos modelos climáticos acoplados GFDL-CM4.0 e HadGEM3-GC31-MM, reconhecidos por sua resolução espacial superior em relação aos seus pares do CMIP6, e representação detalhada dos processos

do sistema terrestre, visa garantir projeções mais realistas e robustas, reduzindo incertezas e ampliando o conhecimento sobre as possíveis respostas climáticas ao longo do século XXI.

A definição metodológica adotada, orientada pela necessidade de evitar variabilidades espúrias de longo prazo na determinação da posição média dos jatos da ACC, possibilitou uma parceria profícua com a professora Sarah T. Gille. Sua expertise foi decisiva ao evidenciar, por meio de experimentos controlados, que certos métodos tradicionais incorrem na incorporação do sinal associado à expansão termoestérica do oceano, e ao desenvolver técnicas capazes de isolar esses efeitos de forma eficaz.

Este trabalho é resultado de um extenso processo de revisão bibliográfica, análise crítica da dinâmica do Oceano Austral e avaliação das mais recentes projeções do IPCC. Ademais, enfrentou-se desafios técnicos significativos, especialmente no tratamento e processamento de dados complexos, bem como na seleção criteriosa de metodologias apropriadas para a caracterização dos deslocamentos dos jatos e das alterações no campo de ventos.

Espero que os resultados aqui apresentados possam contribuir tanto para o avanço do conhecimento científico quanto para a formulação de políticas públicas e estratégias de adaptação às mudanças climáticas, particularmente no que tange a um dos sistemas oceânicos mais influentes e vulneráveis do planeta.

Capítulo I: Introdução

Dois padrões de larga-escala na circulação atmosférica e oceânica, e com grande influência climática sobre o sistema terrestre se destacam entre as latitudes do Oceano Austral (OA), que são os Ventos de Oeste do Hemisfério Sul (*Southern Hemisphere Westerlies* - SHWs) e a Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current* - ACC). Na atmosfera os SHWs predominam sob as latitudes médias, que surgem em resposta à circulação geral da atmosfera, força de Coriolis e gradiente meridional de temperatura [[Fedorova, 2001](#)]. Estes ventos possuem forte componente zonal positiva (de leste para oeste), e embora sejam observados em ambos hemisférios, no OA o amplo espaço oceânico inibe descontinuidades no fluxo predominante via distúrbios topográficos e na Camada Limite Atmosférica (CLA), comuns em regiões continentais, tornando-os assim mais fortes e contínuos zonalmente em superfície no Hemisfério Sul [[Peixoto & Oort 1992](#), [Hartmann 2016](#)].

Estudos recentes indicam uma tendência de intensificação e deslocamento dos SHWs em direção ao polo ao longo da Era Industrial [Deng et al., 2022; Goyal et al., 2021; Waugh et al., 2020; Thomas et al., 2015; Thompson, 2011]. Entre 1980 e 2000, essas tendências foram diretamente associadas à depleção do ozônio estratosférico durante os meses de verão austral [Son et al., 2008; Thompson, 2011]. Atualmente, o aumento das emissões de Gases do Efeito Estufa (GEE) tem compensado a recuperação do ozônio estratosférico. Como resultado, os SHWs continuam a apresentar tendências de intensificação e deslocamento, impulsionadas por mudanças no gradiente meridional de temperatura e por teleconexões com os trópicos, que favorecem a fase positiva do Modo Anular Sul (*South Annular Mode* - SAM). O SAM é o principal modo de variabilidade climática responsável pela posição média dos SHWs e, em sua fase positiva, tende a deslocar o ponto de máxima velocidade dessa circulação em direção ao polo em relação à sua média climatológica [Thompson, 2011; Swart & Fyfe, 2012; Cai & Cowan, 2007; Yang et al., 2020].

No oceano o padrão da circulação é influenciado pelos SHWs, que através da tensão superficial, torna o fluxo predominantemente zonal na ACC, permitindo a conexão entre as três principais bacias oceânicas do planeta, justificando sua importância climática pelo transporte e ventilação de propriedades físicas e biogeoquímicas em escala global [Salleé 2008, Rintoul et al. 2001].

Embora a maior parte do controle do número e intensidade das frentes oceânicas no OA seja condicionada pela topografia, a tensão superficial do

vento ainda é um componente relevante na variabilidade meridional dos jatos que promovem as principais frentes da ACC [Graham et al. 2012]. Orsi et al. [1995] definiu três grandes frentes denominadas de norte a sul respectivamente como Frente Subantártica (*Subantarctic Front* - SAF), Frente Polar (*Polar Front* - PF), e Frente Sul da ACC (*Southern ACC Front* - SACCF), e estabelecendo assim a visão tradicional da ACC. Porém com o avanço no uso de sensores a bordo de satélites, especialmente os radares altimétricos, foi possível observar que em determinadas regiões os jatos frontais meandram e subdividem-se em diferentes ramos, passando de 3 grandes frentes para até 9 ramos frontais [Sokolov & Rintoul 2002, 2009a, Gille 2014].

Modelos do Sistema Terrestre tanto de gerações passadas (CMIP3 e CMIP5) quanto recentes (CMIP6), mostram que a intensificação e deslocamento dos SHWs deve continuar ao longo do século XXI, proporcionalmente às concentrações de GEE previstas em cada cenário de emissão (Shared Socioeconomic Pathways - SSPs). No entanto, ainda é incerto se esses processos provocarão mudanças significativas na intensidade e posição dos jatos frontais da ACC, como amplamente discutido na literatura [Sokolov & Rintoul 2007; 2009; Sallée et al. 2008; Graham et al. 2012; Gille 2008; 2014; Kim & Orsi 2014; Chapman 2017; Chambers 2018; Peng et al. 2022; Lamy et al. 2024; Sohail et al. 2024], mantendo aberta a questão de como a ACC irá responder às mudanças climáticas que estão afetando a variabilidade de uma de suas principais forçantes.

Experimentos de modelagem climática convergem para uma intensificação e deslocamento meridional em direção ao polo dos valores

máximos dos SHWs sob crescentes emissões GEE, chegando até 3° em direção ao sul ao fim do século XXI, conforme relatado por Deng et al. [2022] a partir de experimentos de modelagem climática, porém divergem em relação às frentes da ACC também se deslocarem meridionalmente, conforme o método e a escala da variabilidade temporal escolhida. Ainda assim, alguns estudos mostram deslocamentos das frentes da ACC de até 1° de latitude a cada 35 anos a partir de dados de satélites e reanálises ao longo da Era Industrial [Kim & Orsi, 2014]. Em contrapartida, estudos como os de Graham et al. [2012], Gille [2014] e Chambers [2018], não encontraram deslocamentos meridionais significativos das frentes da ACC, o que torna essencial a escolha de um método adequado para abordagem do tema, evitando variabilidades espúrias conforme relatado em Chapman et al. [2020].

A intensificação dos SHWs também abre questionamentos acerca da intensificação zonal do fluxo da ACC, dado que estudos paleoclimatológicos [Lamy et al. 2024, Xuyuan et al. 2024] mostram que ao longo de períodos glaciais a ACC desacelerou e durante os períodos interglaciais, acelerou, e assim, de forma análoga aos SHWs, o fluxo da ACC se intensifica em períodos quentes e de maior concentração de GEE na atmosfera. Porém, Shi et al. [2021] e Peng et al. [2022] sugerem que processos relacionados à intensificação dos jatos da ACC suprimem a contribuição da intensificação dos SHWs, tornando incerta a importância da circulação atmosférica sobre as anomalias observadas até o presente.

Para projetar o comportamento da ACC sob efeito de mudanças climáticas e consequentes alterações no campo de vento, o trabalho se baseia

nos mais recentes modelos do Sistema Terrestre, apresentados no sexto relatório (AR6) do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change* - IPCC). Dispostos em um conjunto (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 6* - CMIP6), estes abrem caminho para projeções ao longo do século XXI sob diferentes condições de emissões de carbono antropogênico, acrescentando o cenário futuro modelado nas tendências de deslocamento e intensificação dos SHWs e jatos da ACC. Os modelos do CMIP6 fundamentam as questões trazidas à tona pelo AR6 através de experimentos de projeção climática, que utilizam diferentes níveis de aquecimento e trajetórias de emissões de GEE, no intuito de atuar no campo de incertezas das mudanças climáticas futuras, tipicamente entre 2015 e 2100 [[O'Neill et al. 2016](#)].

Capítulo II: Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é investigar como os padrões médios de posição e velocidade dos jatos da ACC respondem às alterações dos SHWs, forçadas por um cenário de crescentes emissões de GEE até 2100. Para isto, o trabalho possui os seguintes objetivos específicos:

- Analisar a tendência de intensificação e deslocamento dos SHWs sobre o OA ao longo do século XXI;
- Avaliar se os jatos da ACC estão suscetíveis a deslocamentos de sua posição média até o final do século XXI.;
- Investigar a relação entre a intensificação dos SHWs e variações na componente zonal da velocidade da ACC.

Capítulo III: Área de Estudo

Do ponto de vista oceanográfico, o OA é definido como a região sob influência da ACC, cobrindo aproximadamente 26% da área oceânica global. A ACC atua como uma fronteira dinâmica que separa massas de água com distintas propriedades térmicas e salinas, e seu sistema frontal complexo delimita, com maior precisão, os limites do OA para fins científicos [Orsi et al., 1995]. Estudos oceanográficos frequentemente adotam essa abordagem frontal, incluindo latitudes subtropicais que alcançam até 35°S, de modo a abranger toda a extensão da influência da ACC e de seus sistemas frontais associados [Chelton, 1990; Rintoul et al., 2001].

Embora a ACC percorra um trajeto quase contínuo de cerca de 20.000 km ao redor do continente antártico, sua dinâmica é modulada por diversos obstáculos topográficos, especialmente aqueles com profundidade inferior a 3.000m (Figura 1). A modelagem numérica indica que a topografia exerce papel fundamental na estrutura e comportamento da corrente [Graham et al., 2012; Thompson, 2010]. Como resultado, a variabilidade interanual da posição

dos jatos tende a ser mais limitada em regiões com relevo acentuado, em comparação com áreas de topografia mais uniforme [Kim & Orsi, 2014; Freeman & Lovenduski, 2016a]. Essa condição torna regiões como o sudeste do Pacífico e o sudeste do Índico potencialmente mais suscetíveis a deslocamentos de longo prazo nos SHWs.

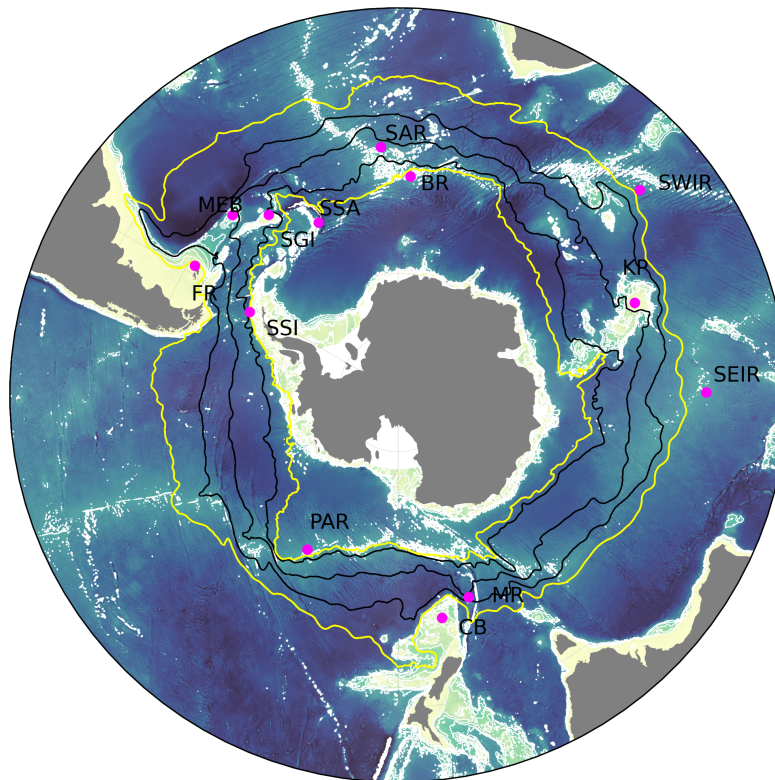


Figura 1. Área de estudo destacando os principais obstáculos topográficos ao longo da ACC (pontos em magenta), com rótulos indicando: Maurice Ewing Bank (MEB), South Scotia Arc (SSA), South Georgia Island (SGI), South Atlantic Ridge (SAR), Bouvet Rise (BR), Kerguelen Plateau (KP), Campbell Bank (CP), Southwest Indian Ridge (SWIR), Southeast Indian Ridge (SEIR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR) e Macquarie Ridge (MR). Contornos em branco indicam profundidades inferiores a 3.000 m. Linhas pretas indicam as frentes tradicionais da ACC, e linhas amarelas indicam limites norte e sul da ACC.

Capítulo IV: Material e Métodos

4.1 Modelos do Sistema Terrestre

Os modelos do sistema terrestre utilizados neste estudo são o GFDL-CM4.0, e o HadGEM3-GC31-MM. Ambos fazem parte do CMIP6 e foram selecionados devido à sua capacidade de fornecer saídas de variáveis oceânicas com resolução horizontal de aproximadamente $1/4^\circ$, tanto para dados históricos quanto para projeções SSP5-8.5. Essa resolução permite a representação parcial de vórtices de mesoescala (*eddy-permitting*), tornando esses modelos mais adequados para a análise dos deslocamentos meridionais dos jatos da ACC e dos processos físicos associados à sua intensificação. As características dos modelos utilizados estão disponíveis na Tabela 1.

Tabela 1. Características dos modelos HadGEM3-GC31-MM e GFDL-CM4 (CMIP6)

Características	HadGEM3-GC31-MM	GFDL-CM4
Instituição	Met Office Hadley Centre (UK)	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Lab (EUA)
Resolução Atmosférica	$\sim 1^\circ \times 1^\circ$ (N216, $\approx 0.83^\circ$ lon $\times$ 0.56° lat)	$\sim 1^\circ \times 1^\circ$
Topo da Atmosfera	~ 85 km (~ 0.01 hPa)	~ 1 hPa (~ 48 km)
Resolução Oceânica	$\sim 0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (grade tripolar ORCA025)	$\sim 0.25^\circ \times 0.25^\circ$
Níveis Verticais (oceano)	75 níveis	75 níveis
Modelo atmosférico	Unified Model (UM 11.x)	AM4
Modelo oceânico	NEMO 3.6	MOM6
Resolução temporal	Mensal	Mensal

O cenário de projeção adotado para o século XXI neste estudo é o SSP5-8.5, que representa um cenário de altas emissões de GEE, associado a um forçamento radiativo de $8,5 \text{ W/m}^2$ até 2100. Todas as simulações utilizam o variant label *r1i1p1f1*.

4.2 Dados de Controle

Para o controle das séries históricas dos modelos, foram utilizados dados de altimetria de nível L4 (Absolute Dynamic Topography – ADT) do Data Unification and Altimetry for Climate Studies (DUACS), junto a reanálise oceânica GLORYS12V1. Para os dados atmosféricos foi utilizada a reanálise atmosférica ERA5 [Hersbach, 2020]. A série temporal dos dados de controle abrange o período entre 1995 e 2015 e as características destes dados estão disponíveis na Tabela 2.

Tabela 2. Características dos dados de controle.

Características	ERA5	GLORYS12V2	DUACS - L4
Tipo de dado	Reanálise atmosférica	Reanálise e assimilação oceânica	Altimetria derivada de satélite
Instituição	ECMWF (via Copernicus)	Mercator Ocean / Copernicus	AVISO / Copernicus (CLS, CNES, etc.)
Resolução espacial	~31 km (0.25° x 0.25°)	1/12° (~8 km)	1/4° (~25 km)

4.3 Identificação e Análise dos jatos da ACC

O método escolhido para identificar possíveis deslocamentos e intensificação superficial dos jatos da ACC é guiado por [Gille \[2014\]](#) e [Chapman et al. \[2020\]](#), que evita variabilidades espúrias de longo termo causadas pela expansão termostérica. A partir da aplicação local da equação geostrófica, que relaciona fortes correntes a elevados gradientes de SSH, os

autores identificam espacialmente as principais frentes da ACC através de máximos (picos) de gradiente meridional de SSH. A relação é dada pela Equação 1:

$$u_g = - \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} , \quad (1)$$

onde u_g é componente zonal da velocidade geostrófica, g representa a gravidade, f o parâmetro de Coriolis, η a altura da superfície do mar acima do geóide (SSH) e y é a distância meridional. Esta relação permite afirmar que os principais jatos zonais da ACC são seguidos de máximos (picos) no gradiente meridional de SSH, representada pela derivada parcial $\frac{\partial \eta}{\partial y}$, equivalente a $\nabla_y \text{SSH}$.

Para evitar variabilidades espúrias de longo termo a análise do deslocamento dos jatos é guiada por [Chapman et al \[2020\]](#), e assim definida através de uma abordagem que leva em consideração a dinâmica local em 36 subáreas. Médias zonais são realizadas a cada 10° de longitude entre 30°S e 70°S (Fig. 3), e sem especificar um número de jatos frontais através de limiarização ou valores fixos de SSH que os representem em cada uma das regiões analisadas. Este método garante primeiramente a exclusão de efeitos como a expansão termostérica do oceano, que interfere na variabilidade de longo termo nos resultados obtidos. E de modo complementar, ao não determinar um número fixo de frentes, pode-se obter a variabilidade dos jatos pertencentes a diferentes ramos de uma mesma frente como observado por [Sokolov & Rintoul \[2002, 2009a\]](#) em determinadas longitudes.

Em cada uma das 36 subáreas analisadas (Fig. 2), o rastreo da posição inicial nos dados de controle, leva em consideração os rótulos estipulados por [Kim & Orsi \[2014\]](#), que posteriormente foram atualizados por [Park et al. \[2019\]](#), especialmente o limite norte (NB) e sul (SB) das frentes da ACC. Entre 120°W e 80°W a atualização de [Park et al. \[2019\]](#), deslocou a SB, e mesmo que as projeções sobre possíveis deslocamentos na posição deste ramo frontal sejam importantes para a intrusão de águas quentes nas plataformas de Bellingshausen e Amundsen, este não será incluso no trabalho devido a sua fraca assinatura no $\nabla_y \text{SSH}$. A metodologia adotada visa, portanto, garantir a robustez da identificação e análise das frentes zonais da ACC, respeitando as particularidades regionais e as limitações inerentes à resolução dos modelos utilizados.

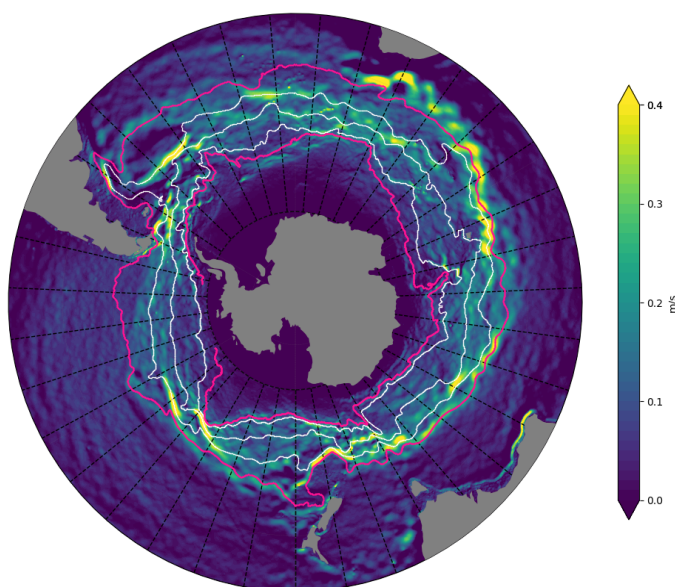


Figura 2. Área de análise do deslocamento meridional dos jatos da ACC. As linhas tracejadas pretas indicam as 36 subáreas onde são calculadas as médias zonais para determinação da posição média dos jatos. As linhas sólidas brancas representam, de norte para sul, a SAF, PF, e a SACCF. As linhas sólidas magenta correspondem a NB e SB das frentes da ACC.

4.4 Análise da Intensificação Zonal da ACC

Diante de significativa intensificação do fluxo geostrófico zonal nas séries temporais de projeção SSP5-8.5, de ambos os modelos utilizados no trabalho, foi conduzida uma investigação sobre a atuação dos processos físicos descritos por [Shi et al. \[2021\]](#) e [Peng et al. \[2022\]](#), os quais destacam o papel do aquecimento diferencial do OA no fortalecimento do gradiente meridional de pressão. Esses processos podem resultar na intensificação da ACC independentemente do reforço dos SHWs, suprimindo, portanto, sua influência direta sobre a corrente.

Para verificar se os modelos climáticos utilizados representam adequadamente esses mecanismos físicos adjacentes, foi aplicada a correlação de Pearson e regressão linear acompanhada do cálculo dos coeficientes de correlação (r) e coeficientes de determinação (r^2), considerando um intervalo de confiança de 95%. As variáveis envolvidas na análise estatística são apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3. Variáveis utilizadas na análise da intensificação zonal da ACC.

Variável	Descrição	Função estatística
Velocidade zonal geostrófica (u_g)	Calculada a partir da Equação 1 entre 45°S e 60°S.	Variável dependente
Velocidade zonal do vento	Média zonal do vento entre 45°S e 60°S.	Variável independente
ΔTSM	Diferença de TSM entre 40°S e 60°S.	Variável independente
ΔSSH	Diferença de SSH entre 40°S e 60°S.	Variável independente

Essa abordagem permite avaliar em que medida os modelos climáticos selecionados incorporam os efeitos do aquecimento diferencial do OA sobre o fluxo zonal superficial da ACC, e se a intensificação observada resulta majoritariamente do forçamento atmosférico ou da resposta barotrópica induzida pelo incremento de gradientes térmicos meridionais.

Capítulo V: Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito, de autoria de Gustavo Schiavon Neves, Sarah T. Gille e Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira, é intitulado “*Response of Antarctic Circumpolar Current Jets to Southern Hemisphere Westerly Shifts During the 21st Century*” foi submetido para publicação no periódico “*Journal of Geophysical Research: Oceans*”.

Response of Antarctic Circumpolar Current Jets to Southern Hemisphere Westerly Shifts During the 21st Century

G. Schiavon¹, S. T. Gille², F. S. Oliveira¹

¹Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande

²Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego

Key Points:

- Southern Hemisphere Westerly continues shift poleward in high-emission climate projections.
- Antarctic Circumpolar Current frontal positions show limited long-term displacement despite shifts in the Southern Hemisphere Westerly.
- Frontal displacements are regionally heterogeneous and are not always aligned with the areas of greatest poleward shift in the Southern Hemisphere Westerly.

Abstract

The Antarctic Circumpolar Current (ACC) is strongly influenced by the Southern Hemisphere Westerly (SHW), which is projected to intensify and shift poleward under increasing anthropogenic radiative forcing. However, the extent of ACC frontal jet responses to these changes remains uncertain. Using simulations from two CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) models (GFDL-CM4 and HadGEM3-GC31-MM) under the SSP5-8.5 (Shared Socioeconomic Pathway) scenario, we analyze ACC jet displacements. Our results reveal spatially heterogeneous shifts, with the most pronounced changes in the southeastern Indian Ocean, where weaker topographic constraints allow for greater jet mobility. In contrast, minimal displacements occur in the South Pacific and South Atlantic, despite substantial SHW shifts. These findings suggest topographic anchoring as a key regulator of ACC frontal jet positioning in a warming climate.

Plain Language Summary

The Antarctic Circumpolar Current (ACC) is the ocean current that transports the largest volume of water on Earth, circling Antarctica and influencing global climate. It is mainly driven by strong winds called the Southern Hemisphere Westerly (SHW). As greenhouse gas emissions increase, these winds are expected to become stronger and shift toward the South Pole. This study uses two climate models to examine whether the ACC's main frontal jets—narrow, fast-flowing currents—will shift as the winds change. The results show that while wind shifts are widespread, the ACC jets only move significantly in certain areas, especially in the southeastern Indian Ocean where the ocean floor is deep and smooth. In contrast, regions with rougher undersea topography, like

the South Atlantic and Pacific, show little or no change. These findings highlight the importance of underwater features in anchoring the ACC and suggest that ocean currents may respond unevenly to future climate change.

1. Introduction

Antarctic Circumpolar Current (ACC) dynamics are driven by the complex interplay of topography, density gradients, atmospheric forcing, and mesoscale eddy activities (Rintoul & Sokolov, 2001). The relative influence of these factors varies regionally (Rintoul, 2018).

The Southern Hemisphere Westerly (SHW) drive the ACC, giving it a predominant eastward direction. Over recent decades, these winds have intensified and shifted poleward (D. Thompson et al., 2011; Thomas et al., 2015; Waugh et al., 2020; Goyal et al., 2021; Deng et al., 2022). Between 1980 and 2000, this shift was primarily linked to stratospheric ozone depletion during the austral summer (Son et al., 2008; D. Thompson et al., 2011). Today, rising greenhouse gas (GHG) concentrations are counteracting ozone recovery, sustaining SHW displacement trends. These trends are driven by changes in the meridional temperature gradient and tropical teleconnections, which reinforce the positive phase of the Southern Annular Mode (SAM) as the main climate mode controlling SHW position in the Southern Ocean. In its positive phase, SAM shifts maximum wind speeds poleward from their climatological mean (Cai & Cowan, 2007; D. Thompson et al., 2011; Swart & Fyfe, 2012; D. Yang et al., 2020). Climate models from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) project a continued poleward shift of SHW throughout the 21st century, proportional to GHG concentration levels in various Shared Socioeconomic Pathway (SSP) scenarios. Projections suggest a global mean

shift of up to 3° latitude by the end of the century (Goyal et al., 2021; Deng et al., 2022). However, it remains uncertain whether these shifts will lead to significant changes in the position of ACC frontal jets, as widely debated in previous studies (e.g., Sokolov & Rintoul, 2009b; Graham et al., 2012; Kim & Orsi, 2014; Gille, 2014; Chapman et al., 2020).

Unlike other ocean currents, the ACC does not exhibit a well-defined central core. Instead, its transport is divided among several distinct zonal jets, which act as meridional barriers for tracers. Orsi et al. (1995) identified three major fronts associated with these jets: the Subantarctic Front (SAF), the Polar Front (PF), and the Southern ACC Front (sACCf). These definitions were initially based on hydrographic characteristics of the boundaries formed by the ACC jets. However, studies based on satellite radar altimetry have revealed that in certain regions, these frontal jets meander and split into multiple branches, increasing from three primary fronts to nine (Sokolov & Rintoul, 2002, 2009a). Kim and Orsi (2014) identified poleward displacement trends in all three major ACC fronts between 1992 and 2011. However, their contour-fitting approach may introduce artifacts in spurious long-term variability by embedding the thermosteric expansion signal into fixed contour values representing each frontal jet (Gille, 2014; Chapman et al., 2020). In contrast, studies by Gille (2014), Chambers (2018), and Graham et al. (2012), employing alternative methodologies, reported no significant displacement trends in either observational records or numerical model simulations.

This study investigates the response of ACC frontal jet positions to the meridional displacement of SHW driven by anthropogenic GHG emissions

under the SSP5-8.5 scenario. This high-emission pathway represents an upper bound for future climate impacts on the ACC (O'Neill et al., 2016). While advancements in climate modeling, particularly in the higher-resolution CMIP6 simulations, have improved the representation of large-scale ocean-atmosphere interactions, few studies have evaluated their ability to resolve potential meridional shifts in ACC jets.

Addressing this gap, the present study uses the GFDL-CM4 and HadGEM3-GC31-MM models, which exhibit significantly reduced biases in the SHW maximum position compared to earlier CMIP3 and CMIP5 generations. Furthermore, these models exhibit a finer oceanic resolution compared to other CMIP6 models, theoretically enhancing their capacity to resolve the dynamical processes governing ACC jet positioning.

2 Materials and Methods

2.1 Study Area

The ACC is contained within the Southern Ocean, defined to be the portion of the global ocean south of 35°S. (Chelton et al., 1990).

Although the ACC flows freely over 20,000 km, several topographic obstacles strongly influence the dynamics of its intense zonal jets, particularly those features shallower than 3,000 m (Figure. V-1). Previous studies based on numerical models suggest that topography plays a central role in ACC dynamics (Thompson et al., 2010; Graham et al., 2012). As a result, the interannual variability in jet positions tends to be more constrained near pronounced topography compared to regions with more uniform bathymetry

(Kim & Orsi, 2014; Freeman et al., 2016). This suggests that in regions such as the southeastern Pacific and Southeastern Indian Ocean, the absence of major topographic features makes the ACC jets potentially more susceptible to long-term shifts in SHW position.

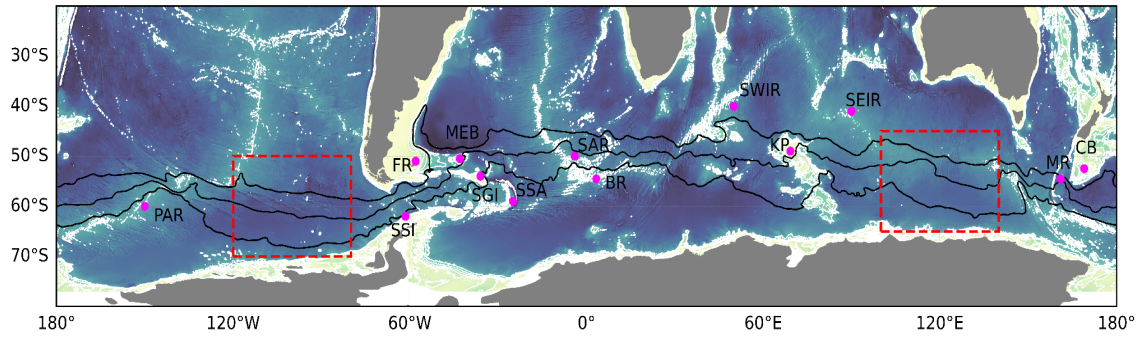


Figure V-1. Study area highlighting the main topographic features along the ACC (magenta dots), with labels indicating: Maurice Ewing Bank (MEB), South Scotia Arc (SSA), South Georgia Island (SGI), South Atlantic Ridge (SAR), Bouvet Rise (BR), Kerguelen Plateau (KP), Campbell Bank (CP), Southwest Indian Ridge (SWIR), Southeast Indian Ridge (SEIR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR), and Macquarie Ridge (MR). White contours indicate depths shallower than 3,000 m. Dashed red rectangles indicate areas theoretically more susceptible to frontal jet displacements. Black solid lines represent, from north to south, the SAF, PF, and sACCf.

2.2 Earth System Models

The Earth system models used in this study are GFDL-CM4.0, developed by the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), and HadGEM3-GC31-MM, from the Met Office Hadley Centre. Both models are part of the CMIP6 projections and were selected due to their finer spatial resolution in representing oceanic variables (approximately $1/4^\circ$), for both historical data and SSP5-8.5 scenarios. This eddy-permitting resolution makes the models appropriate choices for

analyzing the meridional shifts of ACC jets and the physical processes driving their intensification.

The GFDL-CM4.0 has a nominal atmospheric resolution of approximately 100 km, with 33 vertical levels extending up to 1 hPa. Its ocean component uses a tripolar grid with 75 vertical levels, without mesoscale closure schemes for vortex advection and diffusion (Adcroft et al., 2019; Held et al., 2019). The HadGEM3-GC31-MM has a nominal atmospheric resolution of 60 km at mid-latitudes, with 85 vertical levels reaching up to 85 km. It also uses a tripolar ocean grid with 75 vertical levels (Storkey et al., 2018; Williams et al., 2018).

The projection scenario adopted for the 21st century in this study is SSP5-8.5, which represents a high-emissions pathway, leading to a radiative forcing of 8.5 W/m² by the year 2100. All simulations use the variant label *r1i1p1f1*.

The historical model outputs were evaluated using several high-resolution observational and reanalysis datasets. These include L4 altimetry data (Absolute Dynamic Topography – ADT) from the Data Unification and Altimetry for Climate Studies (DUACS), with a horizontal resolution of approximately 1/4°, and the GLORYS12V1 ocean reanalysis, which offers an eddy-resolving resolution of 1/12° with 75 vertical levels. For atmospheric conditions, the ERA5 reanalysis was used, featuring a horizontal resolution of 1/4°, 137 vertical levels, and a model top at 0.01 hPa (Hersbach et al., 2020). The control period analyzed spans from 1995 to 2015.

2.3 Identification of the ACC Jets

The identification of ACC zonal jets is based on the geostrophic approximation, which relates intense ocean currents to high sea surface height (SSH) gradients. This analysis focuses specifically on the zonal component of the oceanic geostrophic velocity, which is given by the following Equation 1:

$$u_g = - \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} , \quad (1)$$

where u_g is the zonal component of the geostrophic velocity, g is the gravitational acceleration, f is the Coriolis parameter, η is the sea surface height above the geoid (SSH), and y is the meridional distance. This relationship indicates that the primary ACC zonal jets are associated with peaks in the meridional gradient of SSH, expressed as the partial derivative $\frac{\partial \eta}{\partial y}$, which is equivalent to $\nabla_y \text{SSH}$.

The $\nabla_y \text{SSH}$ in the SO closely mirrors the temporal and spatial variations of the surface zonal velocity in the selected models, as illustrated in Figure. V-2. Peaks in $\nabla_y \text{SSH}$ effectively indicate the approximate latitudinal position of ACC zonal jet axes at specific longitudes, enabling direct comparison between their mean positions during the last two decades of the historical period (1995–2015) and the SSP5- 8.5 projection (2080–2100). This comparison provides a basis for assessing potential latitudinal displacements of the jets throughout the 21st century.

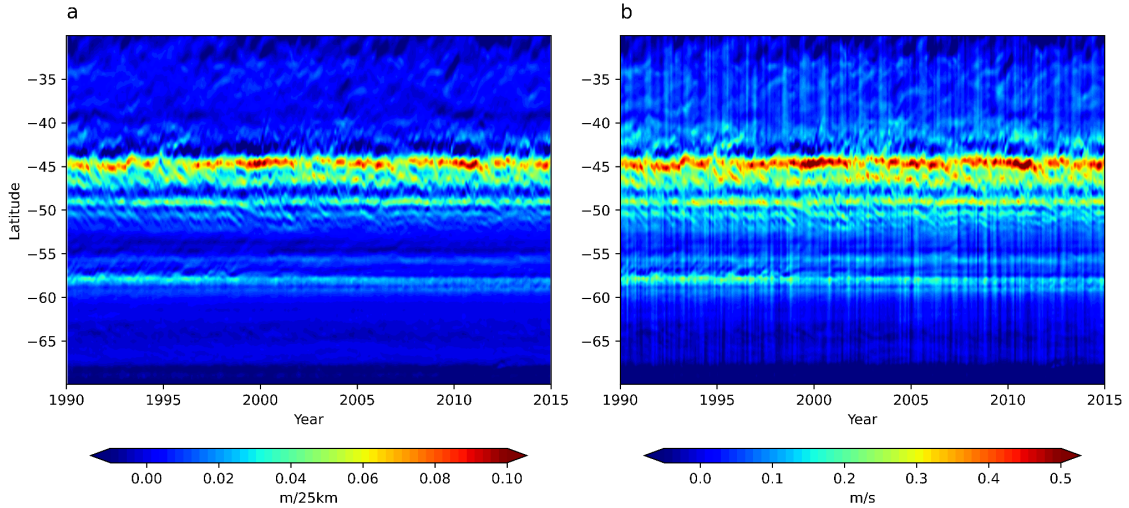


Figure V-2. Hovmöller diagram of (a) $\nabla_y \text{SSH}$ and (b) surface zonal velocity from the GFDL-CM4 model at the Greenwich Meridian.

In order to minimize the influence of spurious long-term variability, the analysis of jet displacements follows (Chapman et al., 2020). This approach accounts for local dynamics within 36 defined subareas, where zonal averages are computed every 10° of longitude between 30°S and 70°S (Figure 3). Rather than applying thresholding or fixed SSH values to identify a predetermined number of jets, the method allows for the characterization of frontal structures based on their regional expression. This method effectively removes effects such as the oceanic thermosteric expansion, which could distort the long-term variability. Additionally, by avoiding the constraint of a fixed number of fronts, the method captures the variability of jets that may represent different branches of the same front, as observed by (Sokolov & Rintoul, 2002, 2009a) at specific longitudes.

Each of the 36 subareas used to analyze jet displacements (Figure V-3) is initialized using frontal labels established by Kim and Orsi (2014) and refined by Park et al. (2019), with particular attention to the northern (NB) and southern

(SB) boundaries of the ACC. Between 120°W and 80°W, Park et al. (2019) shifted the SB poleward. Although shifts in this frontal branch are relevant for the intrusion of warm waters onto the Bellingshausen and Amundsen shelves, they are not addressed in this study due to its weak $\nabla_y \text{SSH}$ signature.

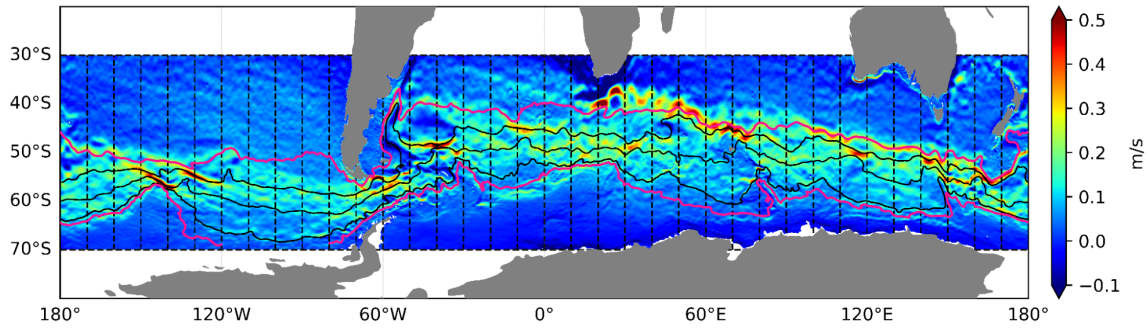


Figure V-3. Analysis area of the meridional displacement of the ACC jets. Black dashed lines indicate the 36 subareas where zonal averages are calculated to determine the mean jet position. Black solid lines represent, from north to south, the SAF, PF, and sACCf. Magenta solid lines correspond to the NB and SB of the ACC fronts.

3 Results

3.1 Changes in SHW

The atmospheric component of both models indicates that the meridional displacement of SHW is not homogeneous across the three major ocean basins. This spatial variability becomes evident when comparing the position of maximum wind intensity during the last decade of the historical period (1995–2015) with the last decade of the SSP5-8.5 projection (2080–2100), as shown in Figure 4. On the other hand, positive anomalies in SHW velocity are observed throughout nearly the entire circumpolar belt. Based on zonal averages for each ocean basin, both models show a low bias in the meridional position of the SHW maximum intensity point relative to the control data

(ERA5). The most pronounced displacements occur in the South Atlantic, where GFDL-CM4 shows a shift from 48.5°S ($\pm 2^{\circ}$) during the historical period to 52.4°S ($\pm 1.8^{\circ}$) under the SSP5-8.5 projection (Figure 5a), while HadGEM3-GC31-MM shifts from 48.1°S ($\pm 2.1^{\circ}$) to 55.3°S ($\pm 1.9^{\circ}$), a displacement exceeding two standard deviations (Figure V-5b). The largest biases in the SHW maximum intensity position are observed in the South Indian Ocean (Figure V-5b and V-5e), where GFDL-CM4 exhibits a poleward displacement of 2° ($\pm 1.6^{\circ}$), and HadGEM3-GC31-MM shows a displacement of 3.3° ($\pm 1.6^{\circ}$) under SSP5-8.5. In contrast, displacements in the South Pacific are minimal or absent, with both models showing no significant change in the position of the SHW peak (Figure V-5c and V-5f).

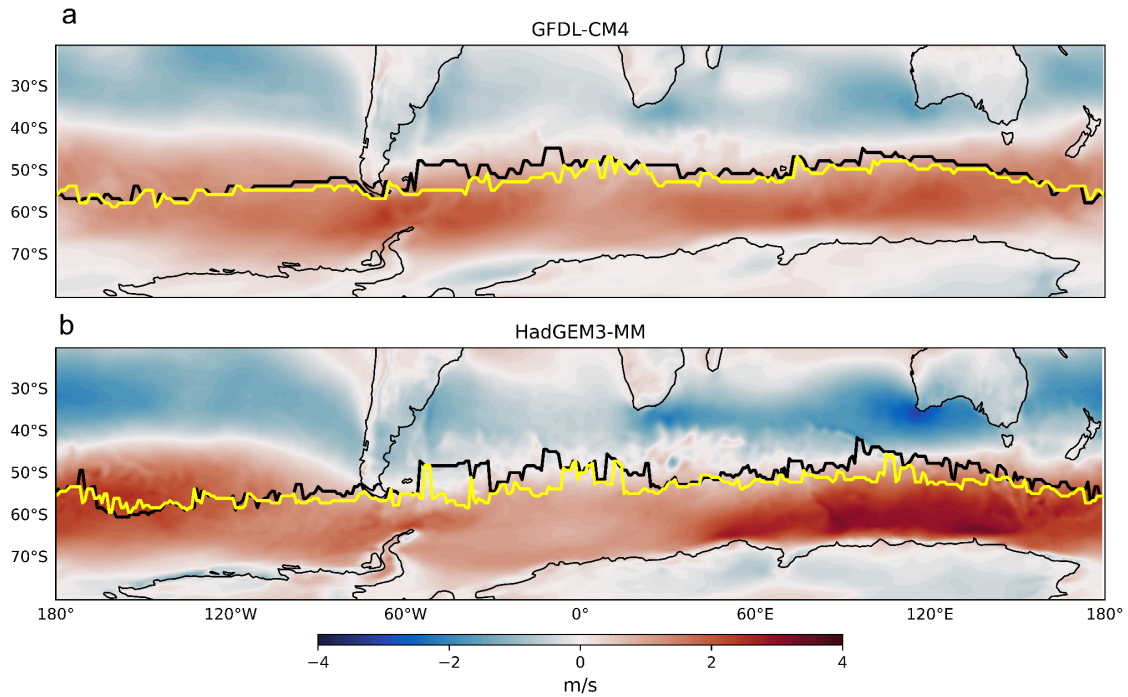


Figure V-4. Zonal wind anomaly field at 10 m of the historical period and the SSP5-8.5 projection for (a) GFDL-CM4 and (b) HadGEM3-MM. The solid black line indicates the mean position of the maximum wind intensity during the historical period, while the solid yellow line represents its position in the SSP5-8.5 scenario.

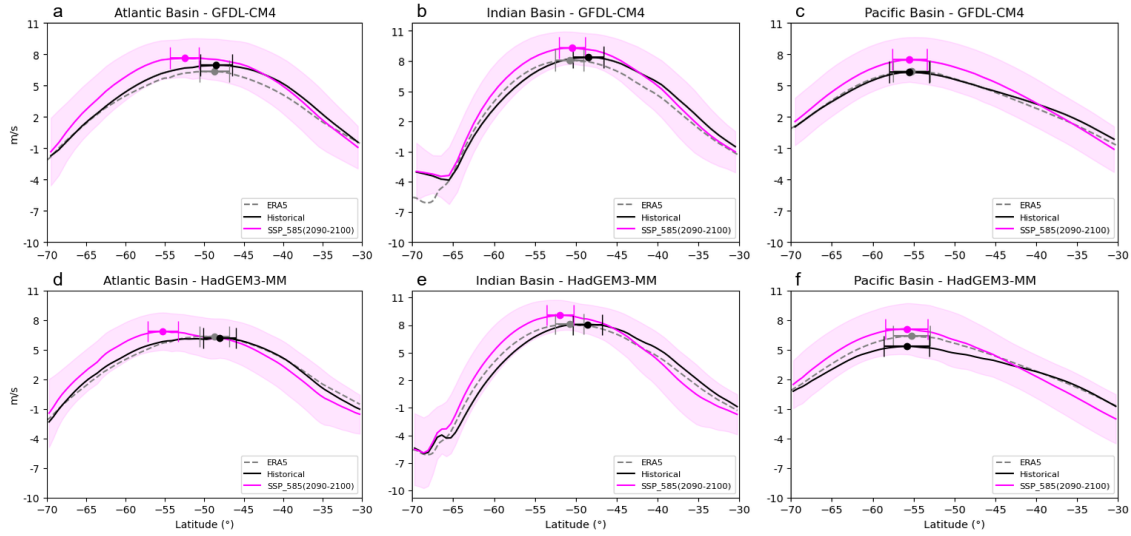


Figure V-5. Zonal mean of wind speed and wind peak position by ocean basin. (a) South Atlantic, (b) South Indian, and (c) South Pacific in the GFDL-CM4 model; (d) South Atlantic, (e) South Indian, and (f) South Pacific in the HadGEM3-MM model. Solid black and magenta lines represent the historical period and SSP5-8.5 projection, respectively, while the dashed gray line corresponds to the control data (ERA5). The magenta shading represents one standard deviation of the zonal mean wind speed in the SSP5-8.5 projection, while the vertical bars indicate the standard deviation of the wind peak position.

3.2 ACC Jets in Atlantic Basin

In general, both models reproduce well the positions of the ACC jets in the South Atlantic when compared to the control data, particularly in the western sector of the basin, where jet intensification is influenced by topographic effects downstream of the Drake Passage. The observed displacements are relatively minor and confined to the eastern portion of the basin, between longitudes 10°W and 10°E.

The zonal mean between 10°W and 0°(Greenwich Meridian) shows a convergence in the meridional displacement of the jets in the SSP5-8.5 projection across both models (Figure V-6a, V-6b). The shifts in the mean

positions of the peaks, interpreted as the SAF and PF, are minimal and follow the contour adjustment of Park et al. (2019), remaining within 0.5° . This occurs despite a notable poleward displacement of the SHW maximum intensity in the region, with GFDL-CM4 projecting a shift of approximately 5° , and HadGEM3-MM around 3° . Both the SAF and PF are well represented in terms of their initial positions relative to the GLORYS12V2 simulation from the control period, in GFDL-CM4 (Figure. V-6c, V-6e) and HadGEM3-MM (Figure. V-6d, V-6e).

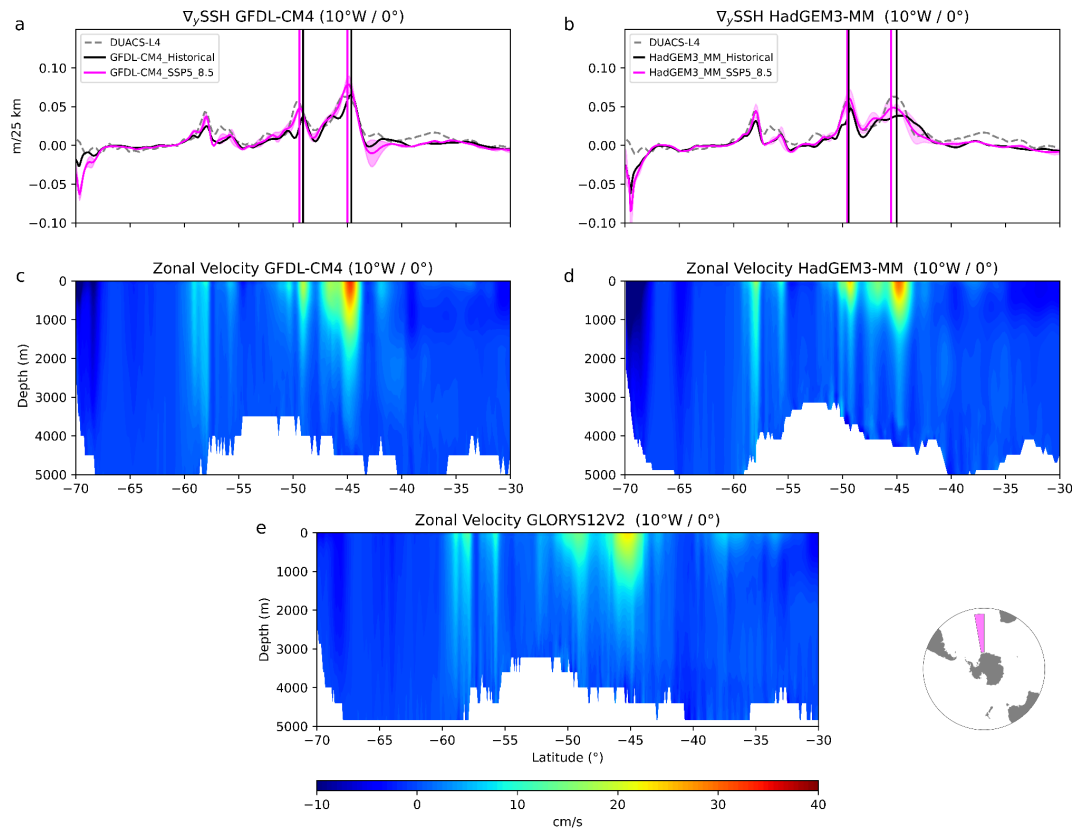


Figure V-6. Zonal mean between 10°W and 0° of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.

Between 0° and 10°E , the jets are weaker and more fragmented into multiple filaments. In this region, the models diverge in their representation of both the displacement of the SHW maximum intensity and the response of the ACC jets. GFDL-CM4 projects a meridional shift of approximately 3° in the SHW, along with a $\sim 0.7^{\circ}$ displacement of the jet associated with the SAF (Figure V-7a). In contrast, HadGEM3-MM shows a displacement of less than 0.5° in the SHW peak and no significant change in the mean position of the zonal jets (Figure V-7b). Although neither model reproduces the initial jet positions with high precision, both GFDL-CM4 (Figure V-7c, V-7e) and HadGEM3-MM (Figure V-7d, V-7e) capture the presence of multiple filaments. This suggests that, in this region, the models are resolving a substantial portion of the complex dynamics associated with the ACC jets, possibly due to the tendency for a greater number of jet filaments to emerge where the ACC jets are weaker (Sokolov & Rintoul, 2007; Thompson & Richards, 2011).

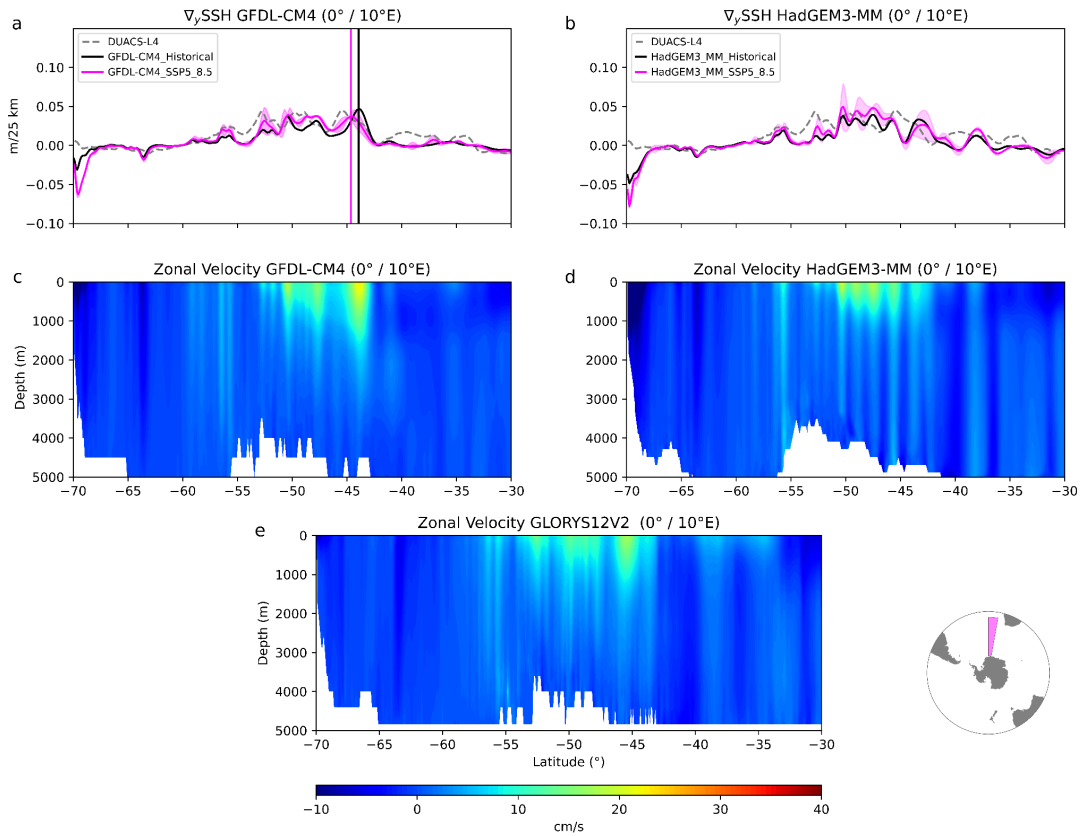


Figure V-7. Zonal mean between 0° and 10° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.

3.3 ACC Jets in Indian Basin

The two models satisfactorily reproduced the ACC jet positions in the Southern Indian Ocean basin as observed in the reference data (GLORYS12v2). Regarding the projections, they show a consistent representation around the Agulhas Current Retroflexion (ACR), exhibiting a significant poleward shift of the jets between 20°E and 60°E (e.g., Figure V-8). However, these shifts should not be interpreted as a direct meridional

displacement of the ACC. Instead, they reflect the ACR dynamics, which is influenced by changes in the wind field.

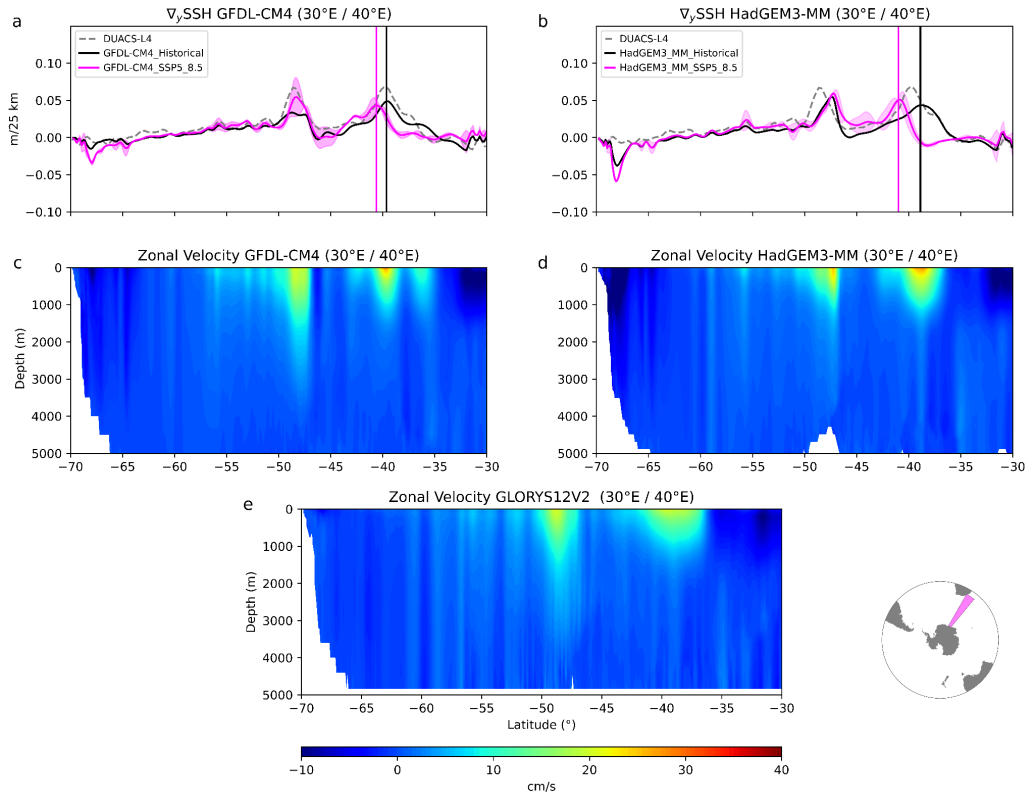


Figure V-8. Zonal mean between 30° E and 40° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.

The Southeastern Indian Ocean (between 100°E and 140°E) presents significant potential for meridional jet displacements due to its predominantly deep topography. Poleward shifts in the SHW peak reach up to 2°(±1.5) in GFDL-CM4 and up to 4°(±1.6) in HadGEM3-MM, as shown in Figure 9. This region is the only part of the basin where ACC jet displacements are observed

across its full extent. However, the models do not fully converge: HadGEM3-MM projects displacements from 100°E to 150°E, while GFDL-CM4 limits them to the 100°E–120°E range. In both cases, the displacements of the ACC jets are small, not exceeding 1° of latitude.

GFDL-CM4 projects a poleward displacement of approximately 0.5° in the NB, followed by a 0.8° shift in the SAF-associated jet between 100°E and 110°, which is also well represented in its initial position relative to the control data (Figure V-10a, V-10c, V-10e). In contrast, HadGEM3-MM does not simulate displacements of the same magnitude but accurately captures the SAF jet's position (Figure V-10b, V-10d, V-10e).

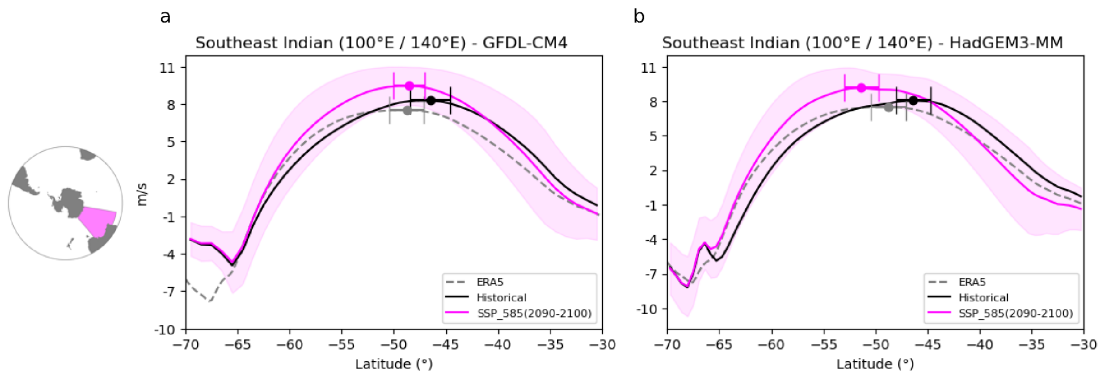


Figure V-9. Zonal mean wind speed and wind peak position in the Southeastern Indian Ocean region (a) in GFDL-CM4 and (b) in HadGEM3-MM. Solid black and magenta lines represent the historical series and SSP5-8.5 projection of the models, respectively, while the dashed gray line represents the reference data (ERA5). The magenta shading indicates one standard deviation of the zonal mean wind speed in the SSP5-8.5 projection, while the vertical bars indicate the standard deviation of the wind peak position.

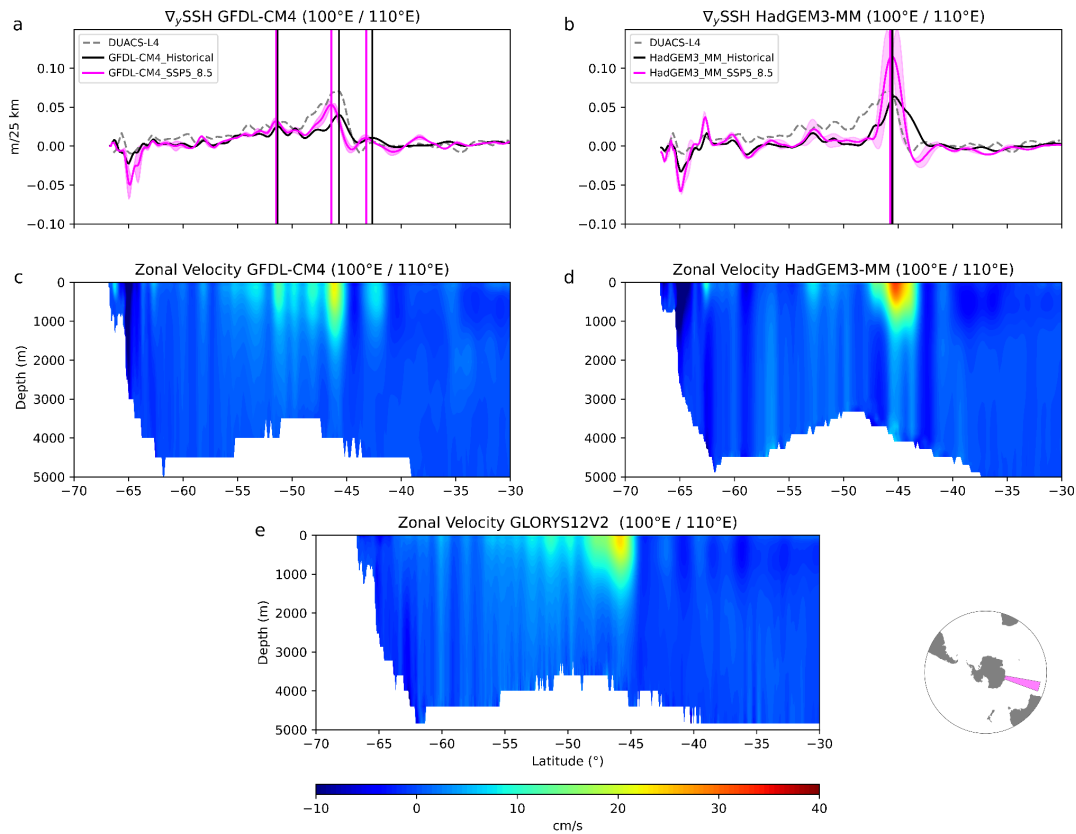


Figure V-10. Zonal mean between 100° E and 110° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12V2.

Between 110°E and 120°E, the largest displacements in both models are concentrated around the jets associated with the SAF and PF (Figure V-11). The GFDL-CM tends to smooth the intensity of the SAF jet compared to the control data (Figure V-11b, V-11c), while HadGEM3-MM shows a relatively accurate representation of the position of the jets in its historical series (Figure

V-11e, V-11f), particularly in capturing the narrow separation between the SAF and PF, which, as noted by Park et al. (2019), can be less than 5° of latitude at certain locations in this region.

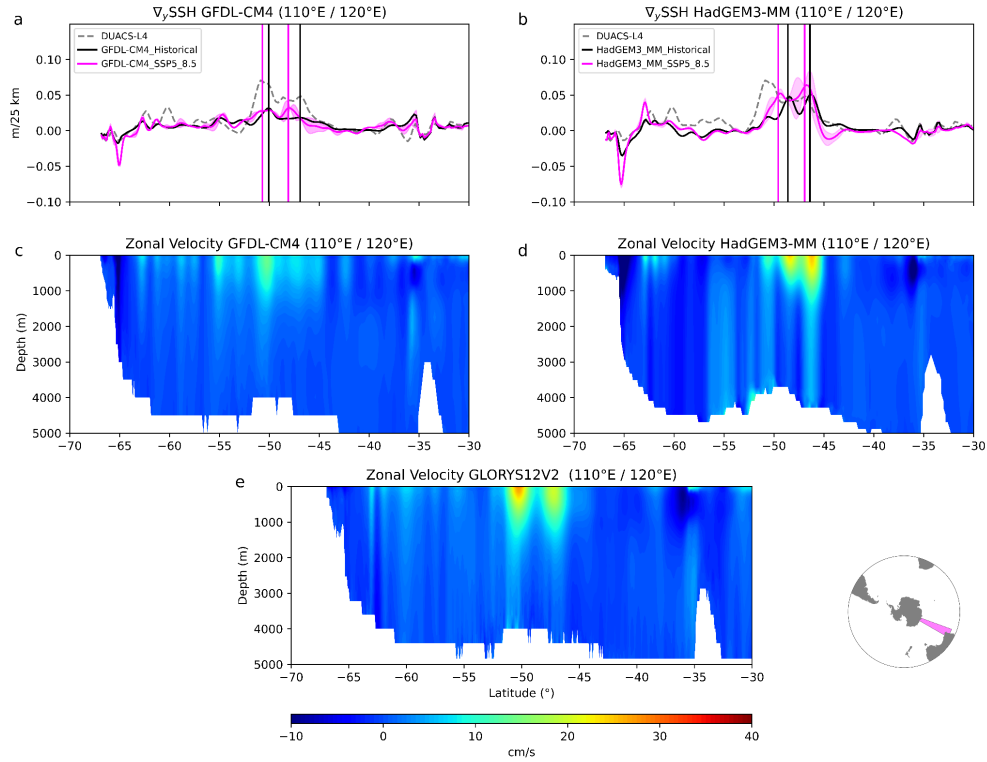


Figure V-11. Zonal mean between 110° E and 120° E of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.

3.4 ACC Jets in Pacific Basin

In the South Pacific, the presence of weak jets in some regions adds uncertainty to the interpretation of their positional displacements when relying solely on ∇_y SSH peaks. In certain projections, jet intensification leads to the merging of adjacent peaks, making it more difficult to distinguish individual jets.

The western portion of the South Pacific Basin (between 150°E and 150°W) is reasonably well represented by both models in terms of jet positions when compared to the control data, with little to no displacement observed in either projection. Topographic features shallower than 3000 m, such as the Macquarie Ridge and the Pacific-Antarctic Ridge, contribute to the development of more intense and well-defined jets relative to other areas within the basin.

In the southwest Pacific, no significant displacement of the ACC jets is identified. However, both SSP5-8.5 projections reveal a northward shift in the SHW peak, in contrast to the predominantly poleward displacement observed in most other regions. Additionally, the number of ∇_y SSH peaks near 50°S decreases from two in the historical simulations to one in the projections, indicating a likely merging of adjacent jet filaments due to jet intensification. This behavior is consistently captured by both models, as illustrated in Figure V-12a and V-12b.

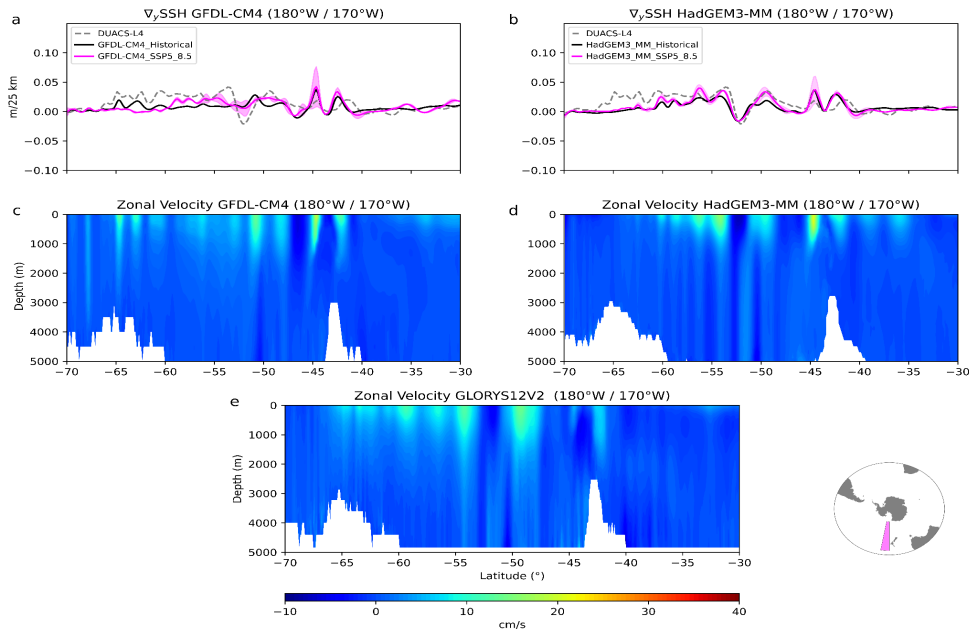


Figure V-12. Zonal mean between 180° W and 170° W of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.

In the southeastern Pacific, where flat topography and weak zonal jets are predominant, one would expect a greater potential for meridional displacements. However, projections from both models reveal only minimal shifts in the location of the SHW peak, as illustrated in Figure V-13. The GFDL-CM4 model indicates a stationary maximum wind speed at 53.5°S, with a reduction in the associated standard deviation from ± 2.4 in the historical period to ± 1.8 in the SSP5-8.5 projection (Figure V-13a). In contrast, the HadGEM3-MM model projects a modest poleward shift in the wind peak position, from 54.7°S (± 3.0) to 55.8°S (± 2.7) (Figure V-13b).

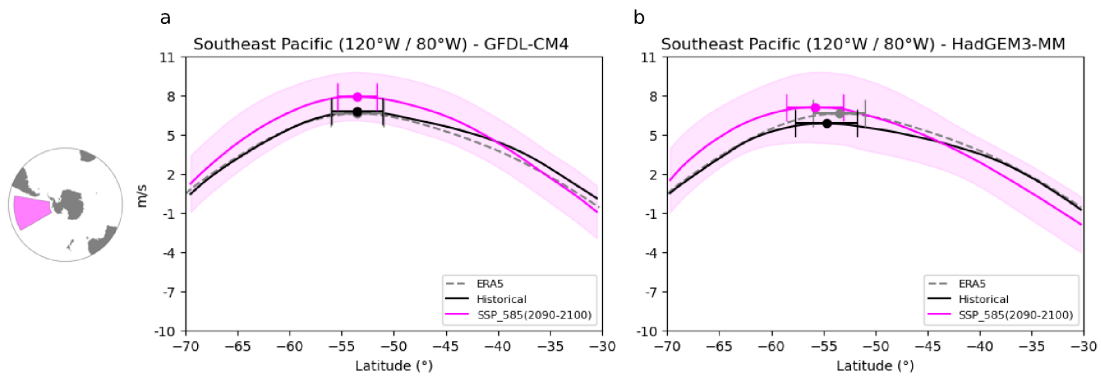


Figure V-13. Zonal mean wind speed and wind peak position in the Southeastern Pacific Ocean region (a) in GFDL-CM4 and (b) in HadGEM3-MM. Solid black and magenta lines represent the historical series and SSP5-8.5 projection of the models, respectively, while the dashed gray line represents the reference data (ERA5). The magenta shading indicates one standard deviation of the zonal mean wind speed in the SSP5-8.5 projection, while the vertical bars indicate the standard deviation of the wind peak position.

Although the GFDL-CM4 model does not show substantial shifts in the position of the SHW, some variations in the southeastern Pacific jets are evident between 120°W and 110°W, as shown in Figure V-14a. These results, however, do not support a definitive conclusion regarding a meridional displacement of the jets. In the historical period, three weak jets are identified between 54°S and 59°S. In the SSP5-8.5 projection, these jets intensify, but only two peaks are

detected in the $\nabla_y \text{SSH}$, suggesting a possible merging of filaments. In the HadGEM3-MM, a southward shift of approximately 1° in the wind peak position is observed, yet it does not appear sufficient to induce notable displacements in the zonal jets within this region (Figure V-14b).

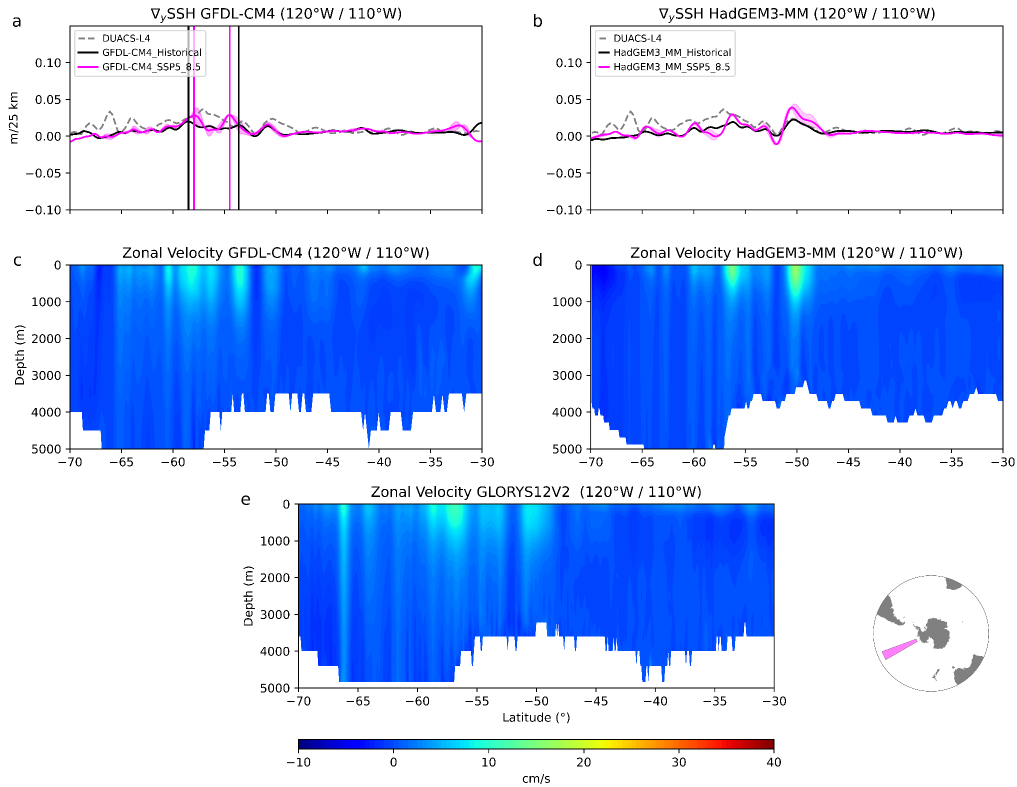


Figure V-14. Zonal mean between 120° W and 110° W of (a) SSH gradient from GFDL-CM4, (b) SSH gradient from HadGEM3-MM (c) ocean zonal velocity from GFDL-CM4, (d) ocean zonal velocity from HadGEM3-MM, (e) ocean zonal velocity from GLORYS12v2.

4. Discussion

The results indicate that the response of the ACC jets to shifts in the SHW should be assessed regionally rather than through global means. Basin-averaged projections of SHW positions fail to adequately capture the substantial displacements observed in the South Atlantic, as well as the minimal

or absent shifts in the Pacific basin. Deng et al. (2022), using a lower-resolution CMIP6 model ensemble, reported more pronounced latitudinal shifts in the SHWs over the South Pacific, highlighting the influence of model resolution on such projections. Under the SSP5-8.5 scenario, a slight but consistent reduction in the spatial variability of the SHW maximum intensity point is also noted, suggesting that future wind fields may become more spatially confined compared to the historical period. This reduction in variability, combined with a poleward mean displacement, may further affect the stability and persistence of ACC frontal jets in specific regions.

In the South Atlantic, the poleward displacement projected for the SHW was not sufficient to induce significant changes in the mean position of the oceanic jets across most subregions within the basin. This result is in agreement with previous studies, including the low interannual variability of the PF reported by Freeman et al. (2016), the absence of consistent displacement trends in the early 21st century identified by Chambers (2018) and Gille (2014) using distinct methodologies, and the lack of notable shifts in the mean jet positions observed in the modeling experiments of Graham et al. (2012).

In contrast, the southeastern Indian Ocean exhibited the largest displacements in the mean position of the ACC jets, particularly along the SAF and PF. This region, characterized by relatively deep bathymetry, has been highlighted in previous studies as exhibiting large interannual variability in frontal positions, independent of the detection method employed (Sokolov & Rintoul, 2009b; Kim & Orsi, 2014; Freeman et al., 2016; Chambers, 2018). The results presented here corroborate this pattern and suggest that jets in this

region tend to deviate from their climatological positions in response to changes in the wind field. These results may also reflect the poleward expansion of the subtropical gyre, as reported by Kim and Orsi (2014).

Although meridional displacements were expected in the southeastern Pacific due to its predominantly flat and deep topography, no significant shifts in the mean position of the ACC jets were detected in this region. This result aligns with those found by Graham et al. (2012) in their climate change simulations. Despite the absence of clear positional changes observed in the $\nabla_y \text{SSH}$, a complementary hydrographic assessment of frontal locations is suggested. Such an approach would enable a more comprehensive evaluation of isopycnal adjustments in response to projected changes, particularly considering the intensification and the altered number of filaments projected under the SSP5-8.5 scenario.

Overall, the largest jet displacements identified in this study were spatially limited and occurred predominantly in regions with weak or absent topographic constraints, such as the southeastern Indian Ocean, southeastern Pacific, and eastern Atlantic. In contrast, regions strongly influenced by topography exhibited remarkable stability in the mean jet position (Figure V-15). Notably, the displacements were more frequent in the northern sector of the ACC. This region is characterized by stronger ocean stratification, which enhances the baroclinic structure of the jets. In contrast, jets in the southern sector of the ACC, where stratification is weaker, tend to exhibit a more barotropic behavior (Graham et al., 2012). Within this framework, the vertical resolution and representation of the models suggest that the depth reached by

the jet becomes a key factor for maintaining its position. This relationship is illustrated in Figures 10 and 11, where the SAF jet at 46°S displays a greater meridional displacement in its mean position in GFDL-CM4 compared to HadGEM3-MM. This discrepancy likely reflects HadGEM3-MM's enhanced capability to simulate a deeper-reaching jet (Figure V-10e, V-11e), thereby enhancing its coupling with the topography.

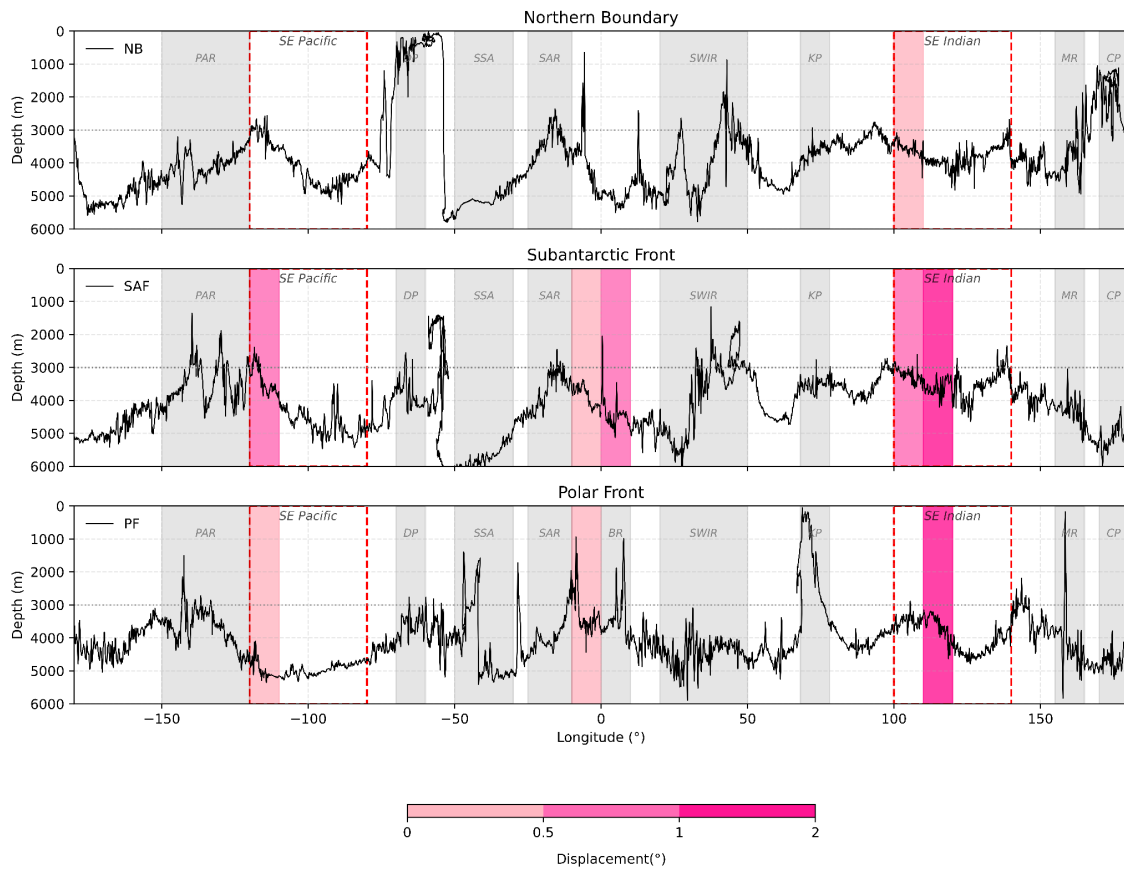


Figure V-15. Depth along the path of the (a) NB, (b) SAF, and (c) PF. Light gray shaded areas indicate the Drake Passage (DP), South Scotia Arc (SSA), South Atlantic Ridge (SAR), Bouvet Rise (BR), Kerguelen Plateau (KP), Campbell Bank (CP), Southwest Indian Ridge (SWIR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR), and Macquarie Ridge (MR). Magenta-shaded regions highlight areas where displacements in the mean jet position were identified. Red dashed boxes denote topographically unconstrained regions.

5. Conclusion

Our results indicate that the projected poleward shifts of the SHW do not lead to uniform displacements of the ACC jets. Instead, the responses of the jets are spatially heterogeneous, with significant changes confined to the southeast Indian Ocean, where weak topographic constraints allow for greater meridional variability. The stability of the ACC jets elsewhere suggests that topographic anchoring plays a dominant role in regulating frontal dynamics. However, some limitations of this study should be noted. The analysis was based on only two Earth System Models, which, although featuring above-average oceanic resolution compared to the broader CMIP6 ensemble, still represent a limited sample. This limits the ability to capture the full range of potential ACC responses to shifts in the SHW. Moreover, the horizontal resolution of these models permits only a partial representation of mesoscale processes, thereby precluding an adequate treatment of mechanisms such as eddy-compensation (Yang et al., 2008). As such, the influence of mesoscale dynamics on ACC variability remains only partially addressed in this work.

In some regions of the Pacific basin, the results should also be interpreted with caution. The weak signature of ACC jets in the $\nabla_y \text{SSH}$ in these areas hinders the detection of meaningful frontal shifts. Consequently, complementary studies using methodologies that account for the physical properties of frontal boundaries are required to better assess potential changes in these regions. These findings highlight the need for further research on the vertical structure of the jets and their interaction with both topographic features and mesoscale processes to refine future projections of ACC behavior in a

warming Earth system.

6. Open Research Section

CMIP6 model outputs (GFDL-CM4 and HadGEM3-GC31-MM) are available from the Earth System Grid Federation (ESGF) at <https://esgf-node.llnl.gov>. GLORYS12V2 ocean reanalysis data were obtained from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) at <https://marine.copernicus.eu>. ERA5 reanalysis data used in this study are freely available from the Copernicus Climate Data Store at <https://cds.climate.copernicus.eu>.

Acknowledgments

This work was supported by the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES), Brazil. The authors gratefully acknowledge the Laboratory of Dynamical and Satellite Oceanography (LODS) at the Federal University of Rio Grande (FURG) for providing institutional support and computational resources. We thank the Scripps Institution of Oceanography for facilitating a scientific partnership with FURG. STG was supported by the Southern Ocean Carbon and Climate Observations and Modeling project (NSF OPP-1936222 and OPP-2332379).

References

- Adcroft, A., Anderson, W., Balaji, V., Blanton, C., Bushuk, M., Dufour, C. O., ... Zhang, R. (2019). The GFDL global ocean and sea ice model OM4.0: Model description and simulation features. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(10), 3167–3211. <https://doi.org/10.1029/2019MS001726>
- Cai, W., & Cowan, T. (2007). Impacts of increasing anthropogenic aerosols on the atmospheric circulation trends of the Southern Hemisphere: An air-sea positive feedback. *Geophysical Research Letters*, 34(23). <https://doi.org/10.1029/2007GL031706>
- Chambers, D. P. (2018). Using kinetic energy measurements from altimetry to detect shifts in the positions of fronts in the Southern Ocean. *Ocean Science*, 14(1), 105–116. <https://doi.org/10.5194/os-14-105-2018>
- Chapman, C., Lea, M.-A., Meyer, A., Sallée, J.-B., & Hindell, M. (2020). Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate. *Nature Climate Change*, 10, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4>
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Witter, D. L., & Richman, J. G. (1990). GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C10), 17877–17903. <https://doi.org/10.1029/JC095iC10p17877>
- Deng, K., Azorin-Molina, C., Yang, S., Hu, C., Zhang, G., Minola, L., & Chen, D. (2022). Changes of Southern Hemisphere westerlies in the future warming climate. *Atmospheric Research*, 270, 106040. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106040>
- Freeman, N. M., Lovenduski, N. S., & Gent, P. R. (2016). Temporal variability in the Antarctic Polar Front (2002–2014). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(10), 7263–7276. <https://doi.org/10.1002/2016JC012145>
- Gille, S. (2014). Meridional displacement of the Antarctic Circumpolar Current. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 372. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0273>
- Goyal, R., Sen Gupta, A., Jucker, M., & England, M. H. (2021). Historical and projected changes in the Southern Hemisphere surface westerlies. *Geophysical Research Letters*, 48(4), e2020GL090849. <https://doi.org/10.1029/2020GL090849>
- Graham, R. M., de Boer, A. M., Heywood, K. J., Chapman, M. R., & Stevens, D. P. (2012). Southern Ocean fronts: Controlled by wind or topography? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C8). <https://doi.org/10.1029/2012JC007887>
- Held, I. M., Guo, H., Adcroft, A., Dunne, J. P., Horowitz, L. W., Krasting, J., ... Zadeh, N. (2019). Structure and performance of GFDL's CM4.0 climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(11), 3691–3727.

<https://doi.org/10.1029/2019MS001829>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Kim, Y. S., & Orsi, A. H. (2014). On the variability of Antarctic Circumpolar Current fronts inferred from 1992–2011 altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, 44(12), 3054–3071. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0217.1>

O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., ... Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>

Orsi, A. H., Whitworth, T., & Nowlin, W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(5), 641–673. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00021-W](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00021-W)

Park, Y.-H., Park, T., Kim, T.-W., Lee, S.-H., Hong, C.-S., Lee, J.-H., ... Provost, C. (2019). Observations of the Antarctic Circumpolar Current over the Udintsev Fracture Zone, the narrowest choke point in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(7), 4511–4528. <https://doi.org/10.1029/2019JC015024>

Rintoul, S. R. (2018). The global influence of localized dynamics in the Southern Ocean. *Nature*, 558. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0182-3>

Rintoul, S. R., & Sokolov, S. (2001). Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C2), 2815–2832. <https://doi.org/10.1029/2000JC900107>

Sokolov, S., & Rintoul, S. (2002). Structure of Southern Ocean fronts at 140°E. *Journal of Marine Systems*, 37, 151–184. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00200-2)

Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2007). Multiple jets of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia. *Journal of Physical Oceanography*, 37(5), 1394–1412. <https://doi.org/10.1175/JPO3111.1>

Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2009a). Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 1. Mean circumpolar paths. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11). <https://doi.org/10.1029/2008JC005108>

Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2009b). Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 2. Variability and relationship to sea surface height. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11). <https://doi.org/10.1029/2008JC005248>

Son, S.-W., Polvani, L. M., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Garcia, R., Kinnison, D.,

- Shibata, K. (2008). The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. *Science*, 320(5882), 1486–1489. <https://doi.org/10.1126/science.1155939>
- Storkey, D., Blaker, A. T., Mathiot, P., Megann, A., Aksenov, Y., Blockley, E. W., ... & Sinha, B. (2018). UK Global Ocean GO6 and GO7: A traceable hierarchy of model resolutions. *Geoscientific Model Development*, 11(8), 3187–3213. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-3187-2018>
- Swart, N. C., & Fyfe, J. C. (2012). Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophysical Research Letters*, 39(16). <https://doi.org/10.1029/2012GL052810>
- Thomas, J., Waugh, D., & Gnanadesikan, A. (2015). Southern Hemisphere extratropical circulation: Recent trends and natural variability. *Geophysical Research Letters*, 42. <https://doi.org/10.1002/2015GL064521>
- Thompson, A. F., Haynes, P. H., Wilson, C., & Richards, K. J. (2010). Rapid Southern Ocean front transitions in an eddy-resolving ocean GCM. *Geophysical Research Letters*, 37(23). <https://doi.org/10.1029/2010GL045386>
- Thompson, A. F., & Richards, K. J. (2011). Low frequency variability of Southern Ocean jets. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9). <https://doi.org/10.1029/2010JC006749>
- Thompson, D. W. J., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4, 741–749. <https://doi.org/10.1038/ngeo1296>
- Waugh, D. W., Banerjee, A., Fyfe, J. C., & Polvani, L. M. (2020). Contrasting recent trends in Southern Hemisphere westerlies across different ocean basins. *Geophysical Research Letters*, 47(18), e2020GL088890. <https://doi.org/10.1029/2020GL088890>
- Williams, K. D., Copsey, D., Blockley, E. W., Bodas-Salcedo, A., Calvert, D., Comer, R., Xavier, P. K. (2018). The Met Office Global Coupled Model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) configurations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2), 357–380. <https://doi.org/10.1002/2017MS001115>
- Yang, H., Huang, R., Wang, J., & Wang, D. (2008). Delayed baroclinic response of the Antarctic Circumpolar Current to surface wind stress. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51, 1036–1043. <https://doi.org/10.1007/s11430-008-0074-8>
- Yang, D., Arblaster, J. M., Meehl, G. A., England, M. H., Lim, E.-P., Bates, S., & Rosenbloom, N. (2020). Role of tropical variability in driving decadal shifts in the Southern Hemisphere summertime eddy-driven jet. *Journal of Climate*, 33(13), 5445–5463. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0604.1>

Capítulo VI: Resultados Complementares

Com base nos resultados apresentados anteriormente, foi identificada uma intensificação dos jatos associados à ACC nas projeções futuras do cenário SSP5-8.5. Entre a primeira (2015-2020) e última década (2090-2100) de projeção a componente geostrófica zonal (u_g) superficial no OA se intensificou aproximadamente 33% no HadGEM3-MM (Figura 3a), e 24% no GFDL-CM4 (Figura 3b). Essa intensificação se apresenta de maneira semelhante ao comportamento dos SHWs, também projetados para se intensificar sob esse cenário. Diante disso, buscou-se investigar os possíveis mecanismos físicos relacionados à intensificação superficial de u_g na ACC, ao longo do Séc. XXI.

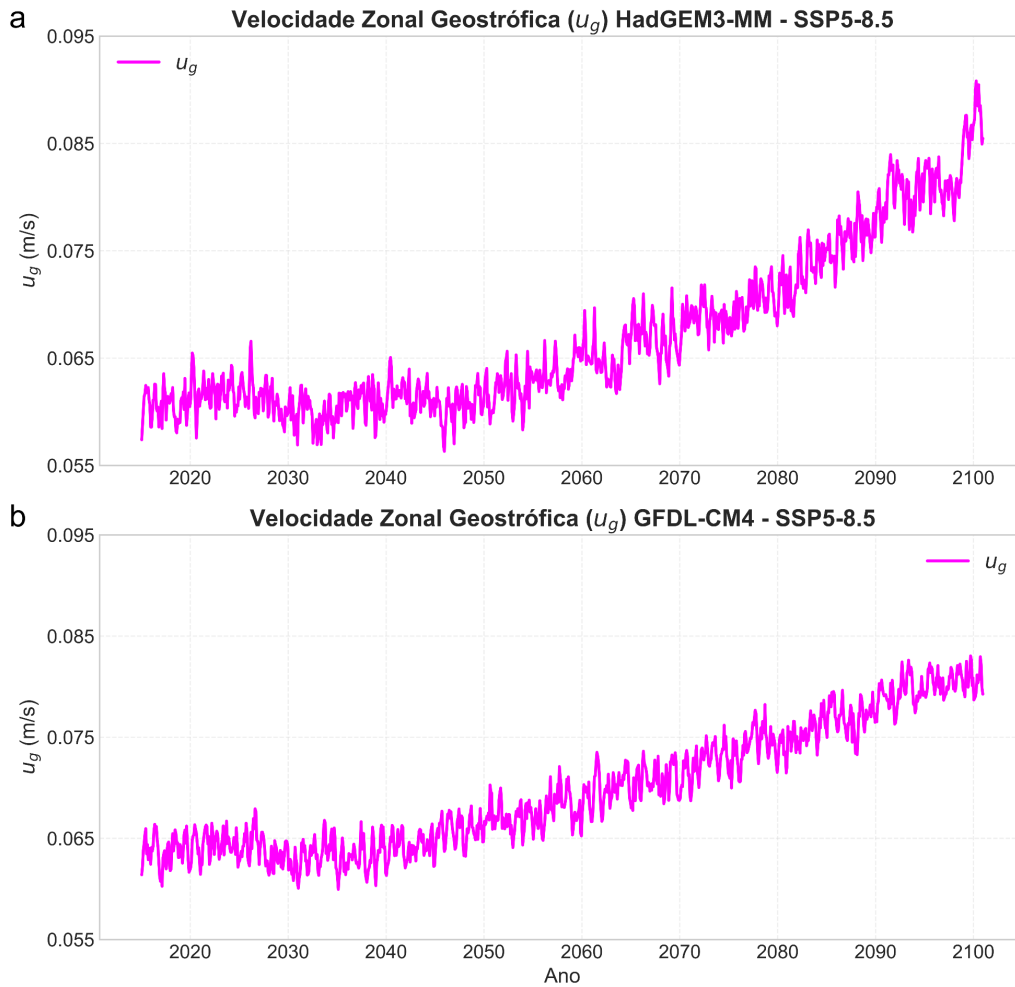


Figura 3. Série temporal da componente zonal geostrófica (u_g) superficial do oceano entre 45°S e 60°S (a) do modelo HadGEM3-MM e (b) GFDL-CM4.

No entanto, ao aprofundar a análise e considerar a literatura recente [Shi et al., 2021; Peng et al., 2022], foi identificado que outros processos físicos complexos podem modular , e até suprimir parcialmente a influência direta dos SHWs sobre os jatos da ACC.

O aquecimento diferencial entre o sul e norte do OA, observado desde o fim do Século XX, e início do Século XXI [Armour et al. 2016; Zhang et al. 2024], se amplifica no cenário SSP5-8.5, que é seguido de anomalias de SSH com sinal oposto entre o setor sul (anomalias negativas) e setor norte

(anomalias positivas) conforme mostrado na Figura 4, e por consequência aumentando o gradiente meridional de SSH (Figura 5). Ao considerar um fluxo predominantemente geostrófico ao longo da ACC [Rintoul et al. 2001], este aumento no gradiente meridional de SSH altera os níveis isobáricos do OA [Shi et al. 2021; Peng et al. 2022], que seguindo a formulação clássica da dinâmica geofísica fundamentada na equação do equilíbrio geostrófico, a intensidade do escoamento zonal é diretamente proporcional ao gradiente meridional de pressão.

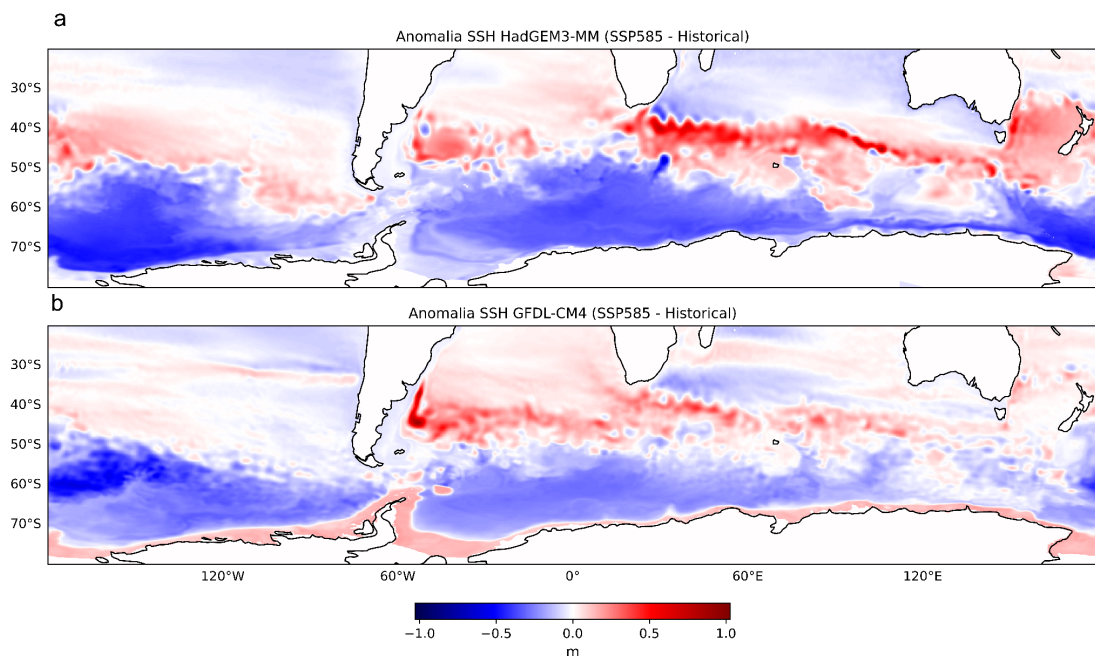


Figura 4. Campo de anomalia de SSH entre o período histórico e projeção SSP5-8.5 (a) modelo HadGEM3-MM e (b) GFDL-CM4.

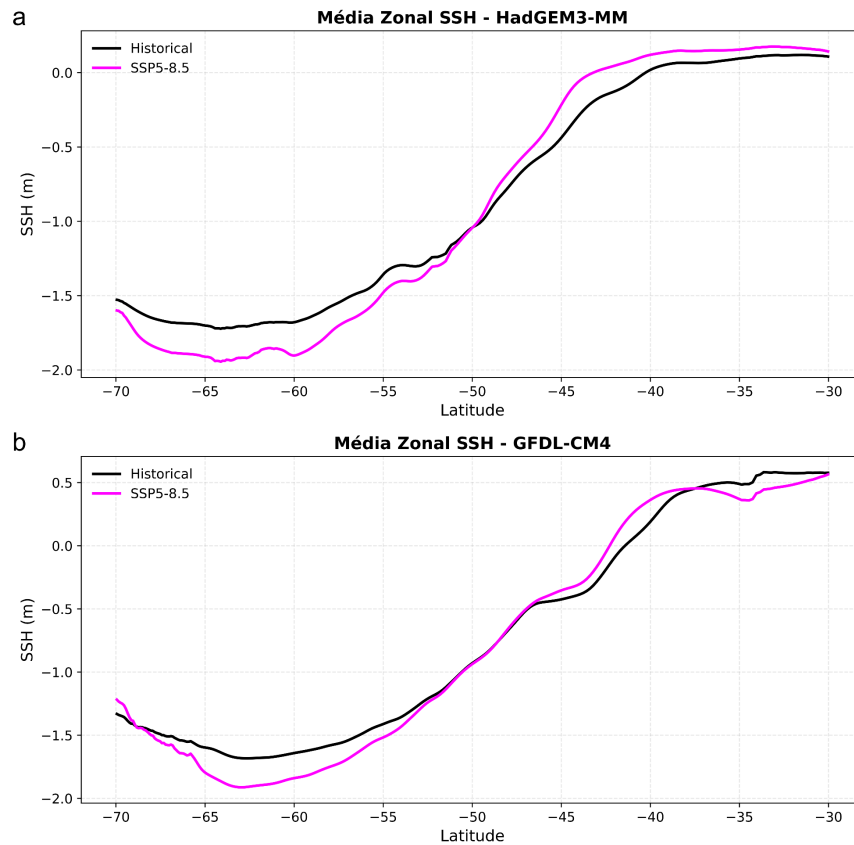


Figura 5. Média zonal de SSH (a) do modelo HadGEM3-MM, e (b) GFDL-CM4. Linha preta representando o período histórico, e linha magenta representando a projeção no cenário SSP5-8.5.

Os resultados quantitativos reforçam a interpretação dos processos citados anteriormente. A correlação entre u_g na ACC e a intensidade do vento zonal é consideravelmente baixa, sugerindo que o fortalecimento dos ventos de oeste tem papel secundário na intensificação do escoamento zonal (Figura 6a, 6d). Por outro lado, observa-se uma correlação fraca a moderada entre u_g e a diferença de temperatura da superfície do mar (ΔSST) entre o setor norte e sul do OA, indicando que processos termodinâmicos já exercem influência mais significativa sobre a corrente (Figura 6b, 6e). No entanto, é a correlação entre

u_g e a gradiente meridional de elevação da superfície do mar (ΔSSH) que se destaca fortemente, evidenciando que o escoamento zonal responde primariamente às mudanças no campo barotrópico de pressão induzidas pelo aquecimento diferencial (Figura 6c, 6f). Isso corrobora a hipótese de que o aumento no gradiente meridional de SSH, impulsionado por processos de aquecimento assimétrico entre o norte e sul do OA, é o principal mecanismo controlador da intensificação superficial do fluxo zonal da ACC, em um cenário de crescentes emissões e concentrações de GEE.

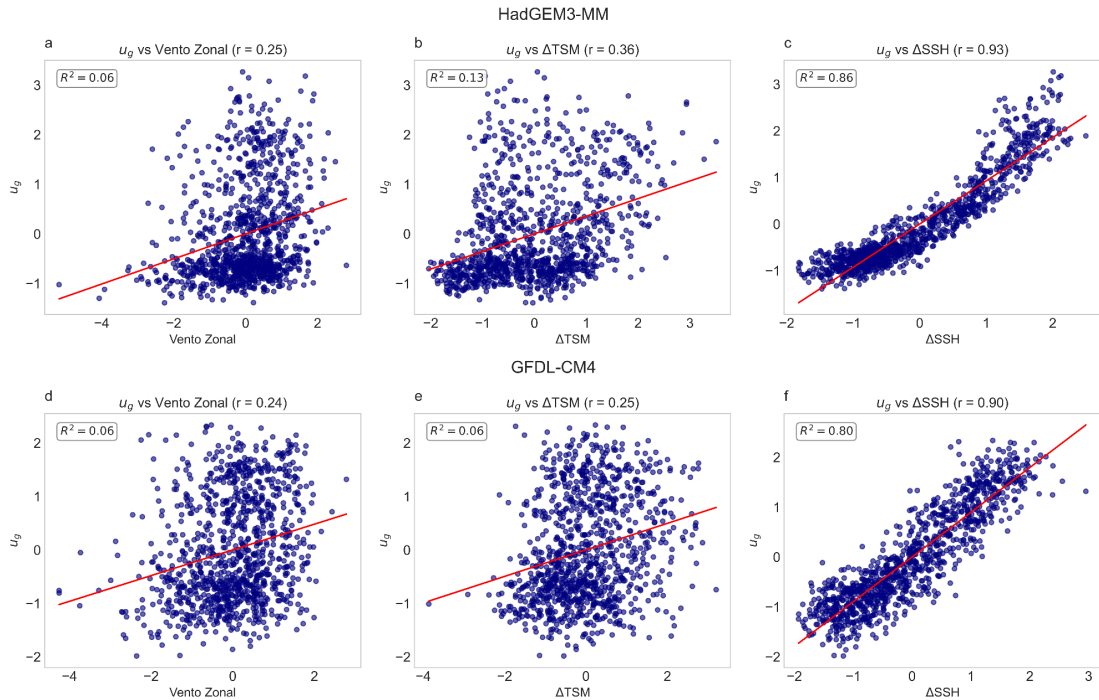


Figura 6. Correlação de Pearson e Regressão Linear entre (a-d) u_g e vento zonal, (b-e) u_g e ΔSST e (c-f) u_g e ΔSSH dos modelos HadGEM3-MM e GFDL-CM4 respectivamente.

Capítulo VII: Síntese da Discussão

Os resultados apresentados revelam que a resposta dos jatos da ACC ao deslocamento dos SHWs é altamente limitada. A análise evidencia que os deslocamentos meridionais projetados para os SHWs, embora consistentes, não se traduzem uniformemente em deslocamentos dos jatos oceânicos. Em grande parte das bacias, especialmente no Atlântico Sul, os jatos demonstram forte ancoragem topográfica, o que limita sua mobilidade e confere estabilidade à sua posição média, mesmo em regiões onde os SHWs se deslocaram mais de 3° em direção ao polo em relação a média histórica.

Por outro lado, deslocamentos significativos foram observados no sudeste do Oceano Índico, uma região com menor controle topográfico e conhecida por apresentar alta variabilidade interanual. Tais deslocamentos reforçam a ideia de que a topografia do fundo oceânico atua como um fator modulador crucial da posição dos jatos, regulando a resposta dinâmica da ACC frente às mudanças no campo de vento.

A intensificação dos jatos da ACC ao longo do século XXI, também identificada neste estudo, não se explica exclusivamente pelo aumento da intensidade dos SHWs. Embora os SHWs estejam projetados para se intensificar sob o cenário SSP5-8.5, os resultados quantitativos demonstram uma fraca correlação entre a velocidade do vento e o escoamento geostrófico da ACC.

Os resultados apontam para mecanismos físicos adicionais, mais complexos, como controladores primários da intensificação observada sobre o fluxo zonal da ACC. O aquecimento diferencial entre o setor norte e sul do Oceano Austral, intensificado nas últimas décadas e acentuado no cenário SSP5-8.5, leva ao aumento do gradiente meridional de SSH. Esse gradiente, segundo a teoria geostrófica clássica, está diretamente relacionado à intensificação do escoamento zonal. A análise estatística confirma essa hipótese, com uma correlação robusta entre u_g e ΔSSH , contrastando com correlação significativamente menor envolvendo a intensificação dos SHWs.

Capítulo VIII: Conclusões

Este trabalho conclui que as alterações projetadas no campo de vento não foram capazes, por si só, de induzir mudanças substanciais nem na posição, nem na intensidade média da ACC ao longo do século XXI.

Apesar do significativo deslocamento para o sul dos SHWs em projeções futuras, observou-se que tais mudanças não se traduziram em transformações significativas sobre a posição dos jatos da ACC. Pequenos deslocamentos meridionais foram identificados em regiões específicas, como o sudeste do Oceano Índico, mas essas alterações foram localizadas e de baixa magnitude.

Foi mostrado também que a intensificação do escoamento zonal da ACC está mais relacionada ao aumento do gradiente meridional de SSH, impulsionado pelo aquecimento assimétrico entre o setor norte e sul do Oceano Austral, do que ao forçamento direto dos SHWs.

Dessa forma, o trabalho reforça a ideia de que a dinâmica da ACC é fortemente controlada por características internas do sistema oceânico e por

sua interação com a topografia, e que o forçamento atmosférico isolado, no caso os ventos, possui capacidade limitada de alterar significativamente essa corrente. Portanto, mudanças futuras na ACC provavelmente dependerão da ação conjunta de múltiplos fatores climáticos, e não exclusivamente da intensificação dos SHWs.

Capítulo IX: Perspectivas Futuras

A presente dissertação contribuiu para o entendimento das respostas da ACC frente às mudanças projetadas nos SHWs sob cenários de aquecimento global. Entretanto, os resultados também revelaram que tais alterações no campo de vento, isoladamente, não são capazes de explicar de forma satisfatória as mudanças na posição ou intensidade dos jatos da ACC.

Dessa forma, investigações futuras devem aprofundar a análise sobre os processos físicos internos ao sistema oceânico, em especial aqueles relacionados ao aquecimento assimétrico entre os setores norte e sul do OA. A crescente evidência de que o gradiente térmico meridional modula o campo de pressão barotrópico, e por consequência, o escoamento zonal médio, torna o estudo das causas desse aquecimento diferencial um passo fundamental.

Nesse sentido, o trabalho de doutorado a ser desenvolvido pelo autor buscará identificar e quantificar os mecanismos oceanográficos responsáveis por esse aquecimento assimétrico, com foco na atuação do transporte de

Ekman e da profundidade da camada de mistura oceânica (*Mixed Layer Depth* - MLD). A proposta envolverá o uso de dados observacionais, reanálises e experimentos de alta resolução do HighResMIP, visando avançar na compreensão dos fatores que governam a variabilidade térmica no OA e sua influência sobre a ACC.

A partir dessa abordagem, espera-se contribuir para o refinamento das projeções climáticas futuras, bem como para a compreensão mais robusta das interações oceano-atmosfera em uma das regiões mais sensíveis do sistema climático global.

Capítulo X: Referências

Adcroft, A., Anderson, W., Balaji, V., Blanton, C., Bushuk, M., Dufour, C. O., Zhang, R. (2019). The GFDL global ocean and sea ice model OM4.0: Model description and simulation features. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(10), 3167–3211. <https://doi.org/10.1029/2019MS001726>.

Armour, K., Marshall, J., Scott, J. *et al.* Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. *Nature Geosci* 9, 549–554 (2016). <https://doi.org/10.1038/ngeo2731>

Belkin, IM., Gordon AL (1996), Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania, *J. Geophys. Res.*, 101(C2), 3675–3696.

Cai, W., & Cowan, T. (2007). Impacts of increasing anthropogenic aerosols on the atmospheric circulation trends of the Southern Hemisphere: An air-sea positive feedback. *Geophysical Research Letters*, 34(23). <https://doi.org/10.1029/2007GL031706>

Chambers, D. P. (2018). Using kinetic energy measurements from altimetry to detect shifts in the positions of fronts in the Southern Ocean. *Ocean Science*, 14(1), 105–116. <https://doi.org/10.5194/os-14-105-2018>

Chapman, C., Lea, M.-A., Meyer, A., Sallée, J.-B., & Hindell, M. (2020). Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate. *Nature Climate Change*, 10, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4>

Chelton, D. B., Schlax, M. G., Witter, D. L., & Richman, J. G. (1990). GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C10), 17877–17903.

<https://doi.org/10.1029/JC095iC10p17877>

Deng, K., Azorin-Molina, C., Yang, S., Hu, C., Zhang, G., Minola, L., & Chen, D. (2022). Changes of Southern Hemisphere westerlies in the future warming climate. *Atmospheric Research*, 270, 106040. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106040>.

Eichelberger SJ & Hartmann, DL (2007). Zonal jet structure and the leading mode of variability. *Journal of Climate*, 20, 5149–5163.

Fedorova N. Meteorologia Sinótica. Vol. 2. Pelotas. Editora e Gráfica Universitária-UFPel. 2001.

Freeman, N. M., Lovenduski, N. S., & Gent, P. R. (2016). Temporal variability in the Antarctic Polar Front (2002–2014). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(10), 7263–7276. <https://doi.org/10.1002/2016JC012145>

Fyfe J, Saenko O (2005). Human-Induced Change in the Antarctic Circumpolar Current. *Journal of Climate - J CLIMATE*. 18. 3068-3073.

Gille, S. (2014). Meridional displacement of the Antarctic Circumpolar Current. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 372. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0273>

Goyal, R., Sen Gupta, A., Jucker, M., & England, M. H. (2021). Historical and projected changes in the Southern Hemisphere surface westerlies. *Geophysical Research Letters*, 48(4), e2020GL090849. <https://doi.org/10.1029/2020GL090849>

Graham, R. M., de Boer, A. M., Heywood, K. J., Chapman, M. R., & Stevens, D. P. (2012). Southern Ocean fronts: Controlled by wind or topography? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C8). <https://doi.org/10.1029/2012JC007887>

Hartmann, DL. Tropical anvil clouds and climate sensitivity, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 113 (32) 8897-8899, <https://doi.org/10.1073/pnas.1610455113> (2016).

Held, I. M., Guo, H., Adcroft, A., Dunne, J. P., Horowitz, L. W., Krasting, J., ... Zadeh, N. (2019). Structure and performance of GFDL's CM4.0 climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(11), 3691–3727. <https://doi.org/10.1029/2019MS001829>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Kim, Y. S., & Orsi, A. H. (2014). On the variability of Antarctic Circumpolar Current fronts inferred from 1992–2011 altimetry. *Journal of Physical*

Oceanography, 44(12), 3054–3071. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0217.1>

Lamy, F., Winckler, G., Arz, H.W. *et al.* Five million years of Antarctic Circumpolar Current strength variability. *Nature* 627, 789–796 (2024).

Langlais C, Rintoul SR, Schiller A (2011), Variability and mesoscale activity of the Southern Ocean fronts: Identification of a circumpolar coordinate system, *Ocean Modelling* 39, 79-96.

Marshall GJ (2003). Trends in the Southern annular mode from observations and reanalyses. *J. Clim.* **16**, 4134–4143.

O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., ... Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>

Orsi, A. H., Whitworth, T., & Nowlin, W. D. (1995). On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(5), 641–673. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00021-W](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00021-W)

Park, Y.-H., Park, T., Kim, T.-W., Lee, S.-H., Hong, C.-S., Lee, J.-H., ... Provost, C. (2019). Observations of the Antarctic Circumpolar Current over the Udintsev Fracture Zone, the narrowest choke point in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(7), 4511–4528. <https://doi.org/10.1029/2019JC015024>

Peixoto, J.P. and Oort, A.H. (1992) Physics of climate. American Institute of Physics, New York.

Peng Q, Xie SP, Wang D, Huang RX, Chen G, Shu Y, Shi JR, Liu W (2022). Surface warming-induced global acceleration of upper ocean currents. *Sci Adv*.

Rintoul, S. R. (2018). The global influence of localized dynamics in the Southern Ocean. *Nature*, 558. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0182-3>

Rintoul, S. R., & Sokolov, S. (2001). Baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia (WOCE repeat section SR3). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C2), 2815–2832. <https://doi.org/10.1029/2000JC900107>.

Sohail, Taimoor & Gayen, Bishakdatta & Klocker, Andreas. (2025). Decline of Antarctic Circumpolar Current due to polar ocean freshening. *Environmental Research Letters*. 20. 10.1088/1748-9326/adb31c.

Sokolov, S., & Rintoul, S. (2002). Structure of Southern Ocean fronts at 140°E. *Journal of Marine Systems*, 37, 151–184. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00200-2)

Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2007). Multiple jets of the Antarctic Circumpolar

Current south of Australia. *Journal of Physical Oceanography*, 37(5), 1394–1412. <https://doi.org/10.1175/JPO3111.1>

Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2009a). Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 1. Mean circumpolar paths. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11). <https://doi.org/10.1029/2008JC005108>

Sokolov, S., & Rintoul, S. R. (2009b). Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 2. Variability and relationship to sea surface height. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11). <https://doi.org/10.1029/2008JC005248>

Son, S.-W., Polvani, L. M., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Garcia, R., Kinnison, D., Shibata, K. (2008). The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. *Science*, 320(5882), 1486–1489. <https://doi.org/10.1126/science.1155939>.

Shi, JR., Talley, L.D., Xie, SP. *et al.* Ocean warming and accelerating Southern Ocean zonal flow. *Nat. Clim. Chang.* 11, 1090–1097 (2021).

Storkey, D., Blaker, A. T., Mathiot, P., Megann, A., Aksenov, Y., Blockley, E. W., ... & Sinha, B. (2018). UK Global Ocean GO6 and GO7: A traceable hierarchy of model resolutions. *Geoscientific Model Development*, 11(8), 3187–3213. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-3187-2018>.

Sprintall, Janet. Long-term trends and interannual variability of temperature in Drake Passage, *Progress in Oceanography*, Volume 77, Issue 4, 2008, Pages 316-330, ISSN 0079-6611, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.06.004>.

Swart, N. C., & Fyfe, J. C. (2012). Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophysical Research Letters*, 39(16). <https://doi.org/10.1029/2012GL052810>

Thomas, J., Waugh, D., & Gnanadesikan, A. (2015). Southern Hemisphere extratropical circulation: Recent trends and natural variability. *Geophysical Research Letters*, 42. <https://doi.org/10.1002/2015GL064521>

Thompson, A. F., Haynes, P. H., Wilson, C., & Richards, K. J. (2010). Rapid Southern Ocean front transitions in an eddy-resolving ocean GCM. *Geophysical Research Letters*, 37(23). <https://doi.org/10.1029/2010GL045386>

Thompson, A. F., & Richards, K. J. (2011). Low frequency variability of Southern Ocean jets. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9). <https://doi.org/10.1029/2010JC006749>

Thompson, D. W. J., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4, 741–749. <https://doi.org/10.1038/ngeo1296>

Waugh, D. W., Banerjee, A., Fyfe, J. C., & Polvani, L. M. (2020). Contrasting recent trends in Southern Hemisphere westerlies across different ocean basins. *Geophysical Research Letters*, 47(18), e2020GL088890. <https://doi.org/10.1029/2020GL088890>

Williams, K. D., Copsey, D., Blockley, E. W., Bodas-Salcedo, A., Calvert, D., Comer, R., Xavier, P. K. (2018). The Met Office Global Coupled Model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) configurations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2), 357–380. <https://doi.org/10.1002/2017MS001115>

Yang, H., Huang, R., Wang, J., & Wang, D. (2008). Delayed baroclinic response of the Antarctic Circumpolar Current to surface wind stress. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51, 1036–1043. <https://doi.org/10.1007/s11430-008-0074-8>

Yang, D., Arblaster, J. M., Meehl, G. A., England, M. H., Lim, E.-P., Bates, S., & Rosenbloom, N. (2020). Role of tropical variability in driving decadal shifts in the Southern Hemisphere summertime eddy-driven jet. *Journal of Climate*, 33(13), 5445–5463. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0604.1>.

Ai, X.E., Thöle, L.M., Auderset, A. *et al.* The southward migration of the Antarctic Circumpolar Current enhanced oceanic degassing of carbon dioxide during the last two deglaciations. *Commun Earth Environ* 5, 58 (2024). <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01216-x>