Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Rafael Couto Martins

Estrutura, variabilidade sazonal e dinâmica da Recirculação da Corrente do Brasil

São Paulo
2023

Rafael Couto Martins

Estrutura, variabilidade sazonal e dinâmica da Recirculação da Corrente do Brasil

Relatório Final apresentado ao Curso de Bacharelado em Oceanografia do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para conclusão da disciplina Trabalho de Graduação II.

Área de Concentração: Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira.

São Paulo
2023

Nome: Rafael Couto Martins

Título: Estrutura, variabilidade sazonal e dinâmica da Recirculação da Corrente do Brasil

Monografia apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr.:	Ilson Carlos Almeida da Silveira
Instituição:	Instituto Oceanográfico da USP
Julgamento:	_____

Prof. Dr.:	César Barbedo Rocha
Instituição:	Instituto Oceanográfico da USP
Julgamento:	_____

Prof. Dr.:	Olga Tiemi Sato
Instituição:	Instituto Oceanográfico da USP
Julgamento:	_____

Agradecimento

Não sei exatamente por onde começar este agradecimento, mas tenho certeza que todas as pessoas e instituições que me auxiliaram nesta jornada de 5 anos não podem ser citadas aqui, é simplesmente impossível. Por isso, se alguém não tiver o nome citado aqui, não se sinta mal, você de alguma forma está aqui neste trabalho, em alguma linha de código, alguma linha de texto.

Gostaria de começar agradecendo a Universidade de São Paulo por esses 5, as vezes longos, as vezes curtos, anos e experiências das quais nunca irei me esquecer. Principalmente ao local que hoje posso chamar de casa, o Instituto Oceanográfico (IO) da USP. Dentro do IO ainda, tenho que agradecer o Laboratório de Dinâmica Oceânica (LaDO) por todas as oportunidades, experiências e aprendizados que me proporcionou. O LaDO me proporcionou muitas experiências inesquecíveis, como, a oportunidade de realizar o BEPE - da FAPESP - na Universidade de Massachusetts Dartmouth (UMassD).

Deixando de lado as organizações e locais que me marcaram nestes 5 anos, temos também as pessoas que me moldaram ao longo desta trajetória. Primeiramente, gostaria de agradecer minha família, que é sem dúvida minha principal fonte de força, felicidade e esperança. Minha família foi, e é ainda, minha base nesta jornada que culmina neste documento, ainda mais que esta jornada teve quase metade de seu tempo (cerca de 2 anos) sendo realizada de maneira remota, portanto passei 2 anos inteiros fazendo uma graduação em casa. E não poderia ter sido acompanhado de maneira melhor. À mamãe, Rosana Maria do Couto Martins, e o papai, Sebastião Luiz Martins, agradeço enormemente por todo o apoio, carinho e amor incondicional, eu não estaria aqui se não fosse por eles. Agraço também ao meu companheiro de vida, irmão de sangue e de coração, Luiz Henrique do Couto Martins, por também todo o apoio, carinho, amor e *zueiras* incondicionais, se não fosse por ele, digo facilmente, que nunca estaria aqui onde estou, dá até pra dizer que ele além de Bacharel em Filosofia é também um *quase-bacharel* de Oceanografia. Agradeço também à minha namorada, Beatriz Ornelas Cubota, por toda a paciência, companheirismo e compreensão, principalmente nesta reta final de jornada.

Além da família, agradeço também à todos que tive a oportunidade de interagir a partir da USP e do IO, em especial minha turma de ingresso (turma 18) e alguns veteranos. Assim como também agradeço àqueles que fazem o IO-USP como ele é, os professores, todos foram muito inspiradores em suas aulas, certamente se serei um oceanógrafo no futuro próximo, serei um retalho de tudo que aprendi com eles. Em especial, destacaria os Professores (as) Alexander Turra, Olga Sato e César Rocha. Além também do Professor Ricardo Camargo, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG). Agradeço também aos funcionários do IO de maneira geral, e em especial ao André Blummer, mago da graduação, Marta Miranda e Wagner Pinheiro da biblioteca, e também à toda tripulação do Navio Oceanográfico Alpha Crucis (a comida é maravilhosa, obrigado Daniel). Agradeço também à Professora Olga Sato pela oportunidade de embarque no cruzeiro científico SAMBAR A3, certamente aprendi e me diverti muito nos 17 dias embarcados, que além disso me permitiram conseguir as 150 horas de embarque necessárias para minha formação.

Ao meu professor, orientador e, hoje em dia após mais de 3 anos de LaDO, acho que posso dizer: amigo, Ilson Carlos Almeida da Silveira, meus mais sinceros obrigados. Agradeço por todas oportunidades à mim concedidas, certamente aprendi muito, e vou aprender muito mais ainda, agradeço também pela orientação neste presente trabalho. Aproveito também para agradecer todos aqueles que em algum momento na minha passagem pelo LaDO me auxiliaram, como Filipe Pereira, Milton Borges, Caique Luko, Piero Bernardo, Cauê Lazaneo e Giovanna Senna. Em especial, agradeço meus companheiros do

dia a dia de LaDO, por toda a ajuda em códigos, teoria e muito mais coisas, Pedro Walfir, João Pedro Amorim, Victor Gabel e Ian Ikeda, valeu rapaziada. Agradeço também o doido - Adriano Henrique Giangiardi, amigo e ex-companheiro de LaDO, pelos códigos, ajudas em matérias e por fazer a gente dar risada nas festas. Fora do IO-USP gostaria de agradecer aos amigos e companheiros de vida Edivaldo da Silva e Marcela Akemi, que estavam sempre presentes nos momentos de diversão e também nos de tensão pré-prova.

Gostaria de agradecer também o Professor Amit Tandon, da UMassD, Dr. Christian Buckingham e Dr. Iury Simões pela orientação e mentoria enquanto eu estava realizando meu BEPE neste ano. Sem dúvida a ferramenta que aprendi (*Oceananigans*) será de grande valia para meu futuro, além de todo o conhecimento teórico que obtive durante este período. Do laboratório do Professor Tandon, extendo meus agradecimentos também ao Siddhant Kerhalkar pela ajuda sempre necessária em New Bedford. Da experiência mais rica da minha vida, os curtos porém ótimos 2 meses em New Bedford, agradeço todo o apoio, companhia e ajuda de Ágata Piffer Braga, Letícia Fabre de Lima, André Schmidt e Larissa. Sem eles esses dois meses não teriam sido o que foram.

Por último, agradeço às agências de formeto que financiaram parte deste trabalho em algum momento desta jornada. Agradeço à USP pela bolsa PUB concedida (segundo-terceiro ano). Agradeço à FUSP/PETROBRAS pela bolsa concedida dentro do Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Santos (PCR-BS) (terceiro-quarto ano). Agradeço também a FAPESP pela bolsa concedida atualmente dentro do processo 2022/14439-3 e BEPE 2023/05145-9 (quarto-quinto ano).

"Quando mergulhei no azul do mar
Sabia que era amor e vinha para ficar."

14 Bis

Resumo

Este estudo investiga a existência, variabilidade e dinâmica da célula de recirculação interna (CRI) da Corrente do Brasil (CB). Foram analisados campos climatológicos médios de superfície (altimetria do AVISO), e em profundidade (dados das reanálises ORAS5, FOAM-GloSea5, GLORYS, C-GLORS), de propriedades termodinâmicas e hidrodinâmicas. Foi também calculado o transporte de volume associado à CB e a Contra Corrente (CC), que formam o sistema CRI. Além disso, a hipótese de forçamento pelo vento da célula foi testada por meio da utilização de um modelo de $1^1/_2$ camada quasi-geostrófico, similar ao de Munk (1950), porém aplicado à condições de contorno realistas do Atlântico Sul (AS) e forçado com dados de vento realistas da reanálise atmosférica ERA5. Os resultados mostram que a CRI, no campo climatológico médio, existe em superfície em torno de 30º-36ºS e 53ºW-45ºW. No verão (outono) ela possui a sua maior (menor) variabilidade sazonal, um aumento (diminuição) de 93,52% (3,70%) em sua área. A reanálise GLORYS foi a que melhor representou a estrutura da CRI, e foi escolhida para a análise em profundidade. Encontramos assinaturas da CRI em profundidades de até 1300m. O transporte de volume calculado para as correntes entre 30º-36ºS mostra que a CB está presente em todo este domínio, porém a CC está presente apenas entre 31º-36ºS. A CB apresenta transporte máximo de -25,8 Sv e a CC de 12 Sv. A componente baroclínica representa no máximo 43% do total da CB e 57% para a CC, ambas nas radiais mais ao norte que são encontradas, o que corrobora com o fato já observado por outros trabalhos da CB ser mais barotrópica conforme flui para sul. O transporte calculado foi mais intenso no verão e menos intenso no inverno, para ambas as correntes. A taxa de crescimento meridional da CB calculada foi de 4,72% a cada 100km, próximo ao observado para a Corrente do Golfo e preteritamente para a CB, que foi 5%. Em relação à dinâmica da CRI, ela aparenta ser forçada por processos de longo termo. Quando modelamos a mesma a partir de forçamento pelo vento, observamos a sua existência com intensidade comparável (valores similares ao AVISO) porém sua localização latitudinal está cerca de 4º para sul do que o encontrado no AVISO.

Palavras-chave: Corrente do Brasil, Célula de Recirculação Interna da Corrente do Brasil, Contra Corrente do Brasil, Variabilidade Sazonal, Forçamento pelo Vento.

Abstract

This study investigates the existence, variability, and dynamics of the Internal Recirculation Cell (IRC) of the Brazil Current (BC). Climatological mean surface fields (AVISO altimetry) and depth fields (ORAS5, FOAM-GloSea5, GLORYS, C-GLORS reanalysis data) of thermodynamic and hydrodynamic properties were analyzed. The volume transport associated with BC and the Counter Current (CC), forming the IRC system, was also calculated. Additionally, the wind-forcing hypothesis of the cell was tested using a quasi-geostrophic $1^1/_2$ layer model, similar to Munk (1950), but applied to realistic South Atlantic (SA) boundary conditions and forced with ERA5 atmospheric reanalysis wind data. The results show that, in the climatological mean field, the IRC exists near 30º-36ºS and 53ºW-45ºW, at the surface. In summer (autumn), it exhibits its highest (lowest) seasonal variability, with an increase (decrease) of 93.52% (3.70%) in its area. The GLORYS reanalysis best represented the IRC structure and was chosen for in-depth analysis. IRC signatures were found at depths of up to 1300m. The calculated volume transport for currents between 30º-36ºS shows that BC is present throughout this domain, but CC is present only between 31º-36ºS. BC has a maximum transport of -25.8 Sv, and CC has 12 Sv. The baroclinic component represents a maximum of 43% of the total BC and 57% for CC, both in the more northern radials, supporting the observation by other studies that BC becomes more barotropic as it flows southward. The calculated transport was more intense in summer and less intense in winter for both currents. The meridional growth rate of BC was calculated to be 4.72% per 100 km, close to the observed values for the Gulf Stream and previously for BC, which was 5%. Regarding IRC dynamics, it appears to be forced by long-term processes. When modeled based on wind forcing, its existence was observed with comparable intensity (values similar to AVISO), but its latitudinal location was about 4º south of that found in AVISO.

Key-words: Brazil Current, Internal Recirculation Cell of the Brazil Current, Counter Current of the Brazil Current, Seasonal Variability, Wind Forcing.

Lista de Figuras

1 Representação esquemática da circulação média nos primeiros 500 m de coluna de água, correspondeste ao Giro Subtropical Atlântico Sul. Adaptado de Peterson & Stramma (1991). 12

2 Esquema de escoamento multi-bandas da CSE_s no Atlântico Sul, aqui citado como *southern branch of the South Equatorial Current* (SSEC). Já as corrente de contorno oeste são: *Brazil Current* (BC), *North Brazil Undercurrent* (NBUC), *Intermediate Western Boundary Current* (IWBC) e *Deep Western Boundary Current* (DWBC) Luko et al. (2021). 13

3 Mapa de topografia dinâmica para o Atlântico Sul. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente (centradas aproximadamente em 22ºS e 32ºS), ao largo da costa sul-americana. De acordo com . Vianna et al. (2007). 14

4 Mapa de anomalia do geopotencial (AGP) em superfície (0 dbar) relativa à 1000 dbar para o Atlântico Sul. Isolinhas de (AGP) em $10ms^{-}2$. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente, ao largo da costa sul-americana, representadas pela isolinha de 1,5x10m^2s^{-2}. De acordo com Reid (1989). 14

5 Mapa climatológico da circulação superficial do AS, com foco na porção sul da CB (20ºS-40ºS e 53ºW-38ºW). A mascara cinza representa profundidades mais rasas do que 200 m. A linha de contorno verde escura, na figura com *zoom*, representa os limites da CRI definidos pela isolinha de PSI relativa à isolinha de 0,7 m do MDT. 22

6 Mapa diário da circulação superficial da porção sul da CB (20ºS-40ºS e 53ºW-38ºW). Foram escolhidas 4 datas, arbitrariamente, de maneira que cada uma se situasse em uma estação do ano. Sendo, a) 01/01/1993, b) 04/01/1993, c) 30/06/1993 e d) 28/09/1993. 23

7 Mapa sazonal da circulação superficial da porção sul da CB (20ºS-40ºS e 53ºW-38ºW). Cada um dos quadros da figura é relativo à uma estação do ano, sendo: a) inverno, b)verão, c)primavera e d) outono. 24

8 Campos de função de corrente médios para o período de 1993-2020. Cada quadro foi calculado a partir de dados da respectiva reanálise anotada no canto superior esquerdo. A máscara cinza representa profundidades mais rasas do que 200 m. A linha de contorno verde escura, representa os limites da CRI definidos pela isolinha de PSI relativa à isolinha de 0.7 m do SSH. 26

9 Campos de a) função de corrente, b) temperatura conservativa, c) salinidade absoluta e d)densidade potencial na profundidade de 266m. A mascara cinza representa regiões onde a profundidade é menor do que 200m. 27

10 Figura que apresenta no painel superior: campo de função de corrente calculado a partir da velocidade média na vertical entre os 50 níveis. Sobre o campo de função de corrente, temos os vetores associados às velocidades das 6 radiais indicadas. A mascara cinza representa regiões onde a profundidade é menor do que 500m. Nos painéis inferiores temos 6 seções verticais, referentes à cada uma das radiais, da componente barotrópica da velocidade. A isolinha verde (laranja) representa os limites da CB (CC), de -0.025 m s^{-1} (0.025 m s^{-1}). 28

11 Seções verticais da componente baroclínica relativa às radiais apresentadas na Figura 10. A isolinha verde (laranja) representa os limites da CB (CC), de -0.05 m s^{-1} (0.05 m s^{-1}). 29

12 Seções verticais de velocidade total relativa às radiais apresentadas na Figura 10. A isolinha verde (laranja) representa os limites da CB (CC), de -0.05 m s^{-1} (0.05 m s^{-1}). 30

13 Transporte de volume da CB relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Em laranja temos o transporte total e em azul temos o transporte baroclínico da corrente. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3\ s^{-1}$). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita. 31
14 Transporte de volume da CC relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Em laranja temos o transporte total e em azul temos o transporte baroclínico da corrente. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3\ s^{-1}$). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita. 31
15 Transporte de volume da Corrente do Brasil relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Cada cor representa uma estação do ano (verão - vermelho, inverno - azul, primavera - laranja, verde - outono e preto - campo médio. Linhas tracejadas são relativas à componente baroclínica do transporte e linhas sólidas ao transporte total. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3\ s^{-1}$). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita. 32
16 Transporte de volume da Contra Corrente do Brasil relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Cada cor representa uma estação do ano (verão - vermelho, inverno - azul, primavera - laranja, verde - outono e preto - campo médio. Linhas tracejadas são relativas à componente baroclínica do transporte e linhas sólidas ao transporte total. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3\ s^{-1}$). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita. . . . 33
17 Campos de função de corrente referentes à média do período 1993-2020, mas com filtro passa-baixa aplicado em a) e b). O campo c) não apresenta nenhuma filtragem, sendo ele o campo médio original já apresentado anteriormente. A mascara cinza representa regiões onde a profundidade é menor que 200m. A escala de cores para o painel b) é diferente de a) e c). 34
18 Perfil horizontal médio de velocidade geostrófica normal à radial 6. A distância no eixo x é relativo à isóbata de 200m. Velocidades negativas (positivas) significa que estão fluindo para o sul (norte). 35
19 Campo médio (1993-2020) do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para o Atlântico Sul obtidos a partir do ERA5. A linha de 0 é destacada na cor preta. 36
20 Campo de função de corrente, resultado do modelo numérico aplicado à bacia do AS. Os limites do modelo são definidos pela isóbata de 200m. 37
21 Comparação visual entre os campos de função de corrente do: AVISO, à esquerda, e do modelo QG de $1^1/_2$ camada, à direita. A mascara cinza representa áreas onde a profundidade é menor do que 200m. 40

Lista de Tabelas

1 Mostra os parâmetro que serão utilizados para análise de sazonalidade da posição da célula e também posição da célula nas reanálises. 18
2 Valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo médio do AVISO. 23
3 Tabela que apresenta os valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo médio e estações do ano. 24

4 Tabela que apresenta as diferenças, entre as estações do ano e o campo médio, da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula. 25
5 Valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo médio do AVISO e das quatro reanálises oceânicas analisadas (GLORYS, C-GLORS, ORAS5 e FOAM-GloSea5). 26
6 Diferenças, entre as reanálises e o AVISO, da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula. 26
7 Contribuição (em %) da componente baroclínica para o transporte total da CB e da CC. Valores "NaN"para a CC nas radiais 5 e 6 são relacionados à não presença da mesma nessas radiais mais ao norte. 32
8 Valores utilizados para calcular a taxa de crescimento meridional da CB. 33
9 Tabela que apresenta os valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo de função de corrente produto do nosso modelo numérico QG. 37

Lista de Abreviaturas

ACAS Água Central do Atlântico Sul

ACS Água Circumpolar Superior

AIA Água Intermediária Antártica

AT Água Tropical

BC *Brazil Current*

C-GLORS *CMCC Global Ocean Physical Reanalysis System*

CB Corrente do Brasil

CMENS Copernicus Marine Environment Monitoring Service

CSE_s Corrente Sul Equatorial ramo sul

ERA5 *ECMWF Reanalysis 5th Generation*

FOAM-GloSea5 *Global Seasonal forecast system version 5*

GLORYS *Global Ocean Physics Reanalysis*

MITgcm *General Circulation Model*

NBUC *North Brazil Undercurrent*

ORAS5 *Ocean Reanalysis System 5*

SSEC *Southern Branch of the South Equatorial Current*

TEOS-10 Thermodynamic Equation Of Seawater - 2010 (TEOS-10)

TSM Temperatura da Superfície do Mar

Sumário

Resumo **4**

Abstract **5**

1 Introdução **12**
1.1 Contextualização 12
1.2 Motivação 15
1.3 Hipótese Científica e objetivos 15

2 Conjunto de Dados **16**
2.1 Reanálise Oceânica 16
2.2 Altimetria - AVISO 16
2.3 Reanálise Atmosférica 17

3 Métodos **17**
3.1 Análise estatística de dados de altimetria e reanálise 17
3.2 Cálculo das propriedades Físico-Químicas da Água do Mar 17
3.3 Cálculo do Transportes de Volume 18
3.4 Comparação da Reanálise com Altimetria e Comparação Sazonal 18
3.5 A construção do modelo equivalente-barotrópico de Munk 19
3.6 Ajuste de função de estrutura zonal $\chi(x)$ 20

4 Resultados **22**
4.1 Análise descritiva em nível de superfície 22
4.1.1 Campo Médio 22
4.1.2 Campos Diários 23
4.1.3 Campos Sazonais 23
4.2 Análise descritiva em profundidade 25
4.2.1 Validação das Reanálises 25
4.2.2 Caracterização da estrutura termohalina 27
4.2.3 Seções verticais de velocidade 28
4.2.4 Transporte de Volume 31
4.2.5 Sazonalidade do Transporte de Volume 32
4.2.6 Taxa de Crescimento Meridional 33
4.3 Investigação da Dinâmica de Forçamento 34
4.3.1 Promediação de vórtices sobre a região 34
4.3.2 Modelo numérico quase-geostrófico de forçamento pelo vento 35

5 Discussão **37**
5.1 Em superfície 37
5.2 Em profundidade 38
5.3 Forçamento dinâmico 39

6 Síntese e Conclusões **40**
6.1 Sugestões para trabalhos futuros 41

1 Introdução

1.1 Contextualização

O Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) é formado por quatro grandes correntes, que conectadas, constituem o vórtice anticiclônico de grande escala exibido na Figura 1. Essas quatro correntes são; a Corrente de Benguela, a Corrente Sul Equatorial, a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente do Atlântico Sul.

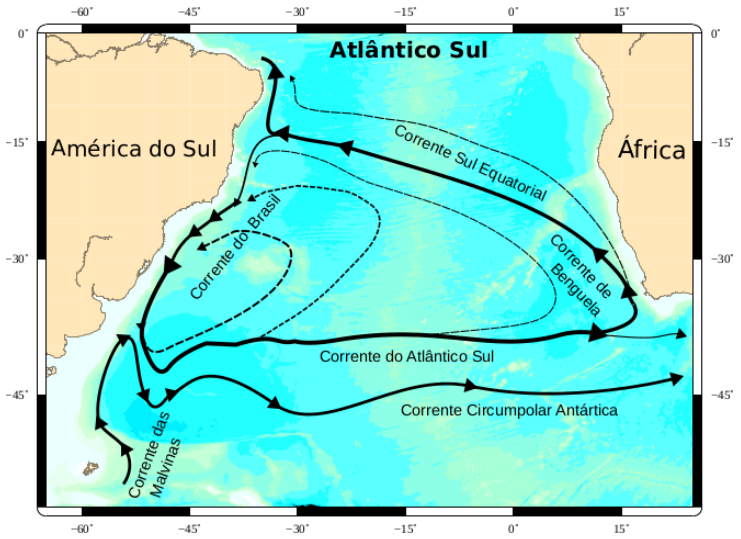


Figura 1: Representação esquemática da circulação média nos primeiros 500 m de coluna de água, correspondeste ao Giro Subtropical Atlântico Sul. Adaptado de Peterson & Stramma (1991).

É a Corrente do Brasil (CB) a corrente de contorno oeste que fecha o GSAS (Peterson & Stramma (1991); Stramma & England (1999)). A CB é formada a partir da bifurcação, em superfície (0-100 m), do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (sCSE) em torno de 14ºS (Luko et al. (2021)). A cCSE alcança a margem continental brasileira em um esquema de multi-bandas, ocorrendo em diversos níveis diferentes à depender da latitude do ramo (Luko et al. (2021)) (Figura 2). Em superfície, de 14ºS à cerca de 20ºS, a CB transporta somente a Água Tropical (AT), já ao sul de 20ºS a CB passa a transportar também a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), ocupando cerca de 500 m da coluna de água. Ao sul de 28ºS, a CB já possui uma espessura em torno de 1200 m, transportando também a Água Intermediária Antártica (AIA) (Schmid et al. (2000); Valla et al. (2018)). Mais ao sul ainda, em torno de 38ºS a CB conflui com a Corrente das Malvinas (CM) e acaba se separando em dois ramos, um que ruma para nordeste seguindo a orientação da costa brasileira e que acaba virando para oeste em torno de 28°S-30°S formando o que chamamos de Célula de Recirculação Interna da Corrente do Brasil (CRI-CB) (Peterson & Stramma (1991)). Já o outro ramo segue em direção a leste e acaba originando a Corrente do Atlântico Sul (CAS) (Schmid et al. (2000); Peterson & Stramma (1991); Stramma & England (1999)).

O padrão de circulação do GSAS, proposto por Stramma & England (1999), explica o aumento no transporte de volume da CB como sendo consequência desse sistema complexo de bifurcações da cCSE em diferentes níveis e latitudes, sistema este chamado de multi-bandas por Luko et al. (2021). Já outros autores propuseram a ideia de que o GSAS seria, na verdade, dividido em dois giros menores – subgiros (Tsuchiya (1985); Vianna et al. (2007)) , Figura 3). Um terceiro autor ainda propôs que o GSAS apresentaria duas células de recirculação internas totalmente totalmente confinadas e separadas (Reid

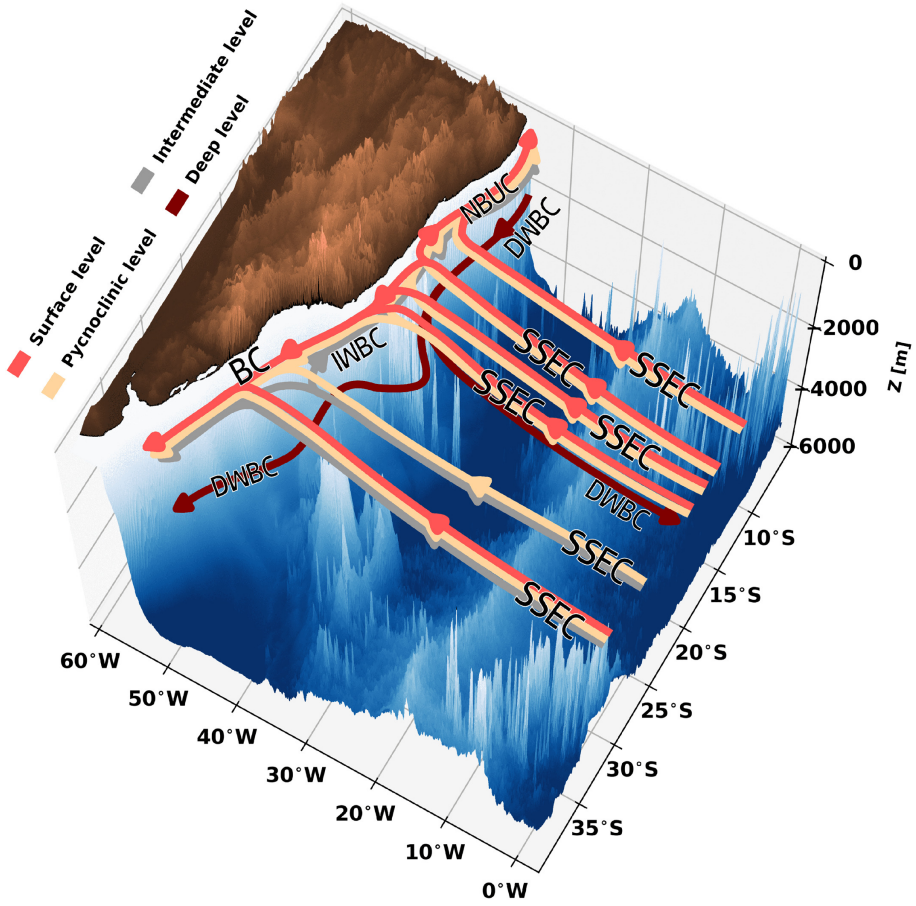


Figura 2: Esquema de escoamento multi-bandas da CSE_s no Atlântico Sul, aqui citado como *southern branch of the South Equatorial Current* (SSEC). Já as corrente de contorno oeste são: *Brazil Current* (BC), *North Brazil Undercurrent* (NBUC), *Intermediate Western Boundary Current* (IWBC) e *Deep Western Boundary Current* (DWBC) Luko et al. (2021).

(1989), Figura 4). Estudos como Belo (2011), citam a existência de um sistema de dupla-célula, assim como sugerido por Tsuchiya (1985); Vianna et al. (2007). Porém, em seu trabalho, Belo (2011), cita que a intensa atividade de mesoescala (sucessão de pares vorticais ciclônicos e anti-ciclônicos) associados à CB definem o comportamento horizontal da mesma. Assim como também mascara a existência de um escoamento de retorno associado à Célula de Recirculação Norte (encontrada na região da Bacia de Santos). Portanto Belo (2011), afirma não ser trivial a separação entre recirculação interna do GSAS e feições de mesoescala. Outros estudos tais como Rodrigues et al. (2007) sugerem que a célula norte inexiste, mas, no entanto, sugerem que exista a recirculação associada à célula sul.

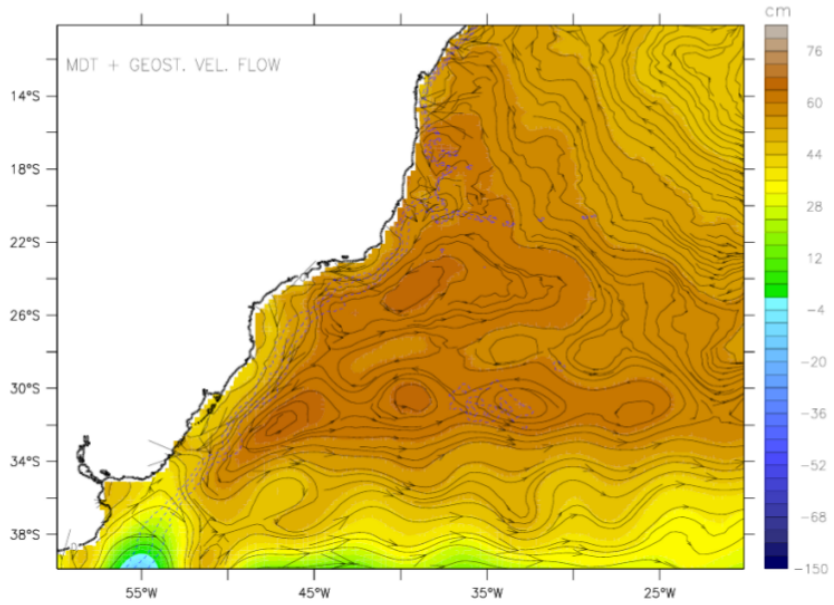


Figura 3: Mapa de topografia dinâmica para o Atlântico Sul. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente (centradas aproximadamente em 22ºS e 32ºS), ao largo da costa sul-americana. De acordo com . Vianna et al. (2007).

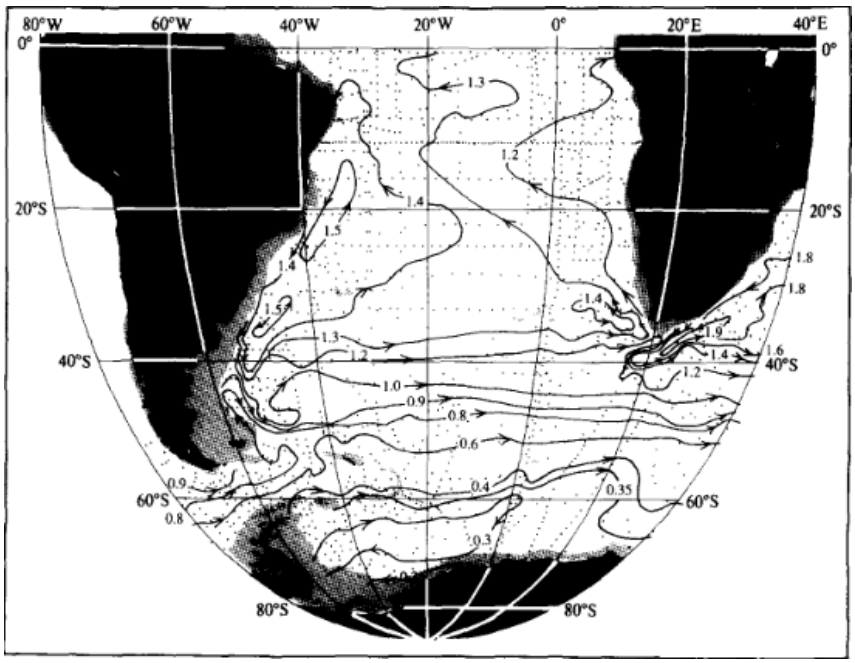


Figura 4: Mapa de anomalia do geopotencial (AGP) em superfície (0 dbar) relativa à 1000 dbar para o Atlântico Sul. Isolinhas de (AGP) em $10ms^{-}2$. É possível observar duas células de recirculação alongadas meridionalmente, ao largo da costa sul-americana, representadas pela isolinha de 1,5x10m^{2}s^{-2}. De acordo com Reid (1989).

1.2 Motivação

Há até o presente momento, poucos trabalhos que se dedicam ao estudo da CRI. Seu formato, intensidade, profundidade, transporte de volume e variabilidade sazonal permanecem praticamente inexplorados. A única informação sobre a taxa de crescimento da CB no terço final de seu trajeto, antes de colidir com a Corrente das Malvinas e se separar da costa, se deve a Gordon & Greengrove (1986). Este autores usaram dados sinóticos de um cruzeiro e estipularam que a CB, entre 30°S e 38°S, crescia à mesma taxa que a Corrente do Golfo, cerca de 5% à cada 100 km. Já quanto à sua sazonalidade, Belo (2011), cita que há uma clara intensificação da CRI no outono e no verão, com severa remissão no outono e, principalmente, no inverno. O trabalho de Rocha et al. (2010) versa sobre a existência de uma recirculação da CB que pode ser corretamente representada pela sua assinatura quase-geostrófica no campo de massa e também nos dá uma noção de profundidade da mesma.

O fato é que é possível agora a partir da série de altimetria multisatelital, determinar as dimensões, morfometria e sazonalidade através dos quase 30 anos de informações, período consideravelmente maior do que os utilizados em Belo (2011) e Rocha et al. (2010), 19 e 12 anos respectivamente. A utilização de reanálises numéricas assimilativas permitem a extensão das informações em profundidade, o que torna possível a obtenção de novas estimativas da taxa de crescimento da CB, da profundidade de alcance da célula, e consequentemente, seu transporte de volume.

A dinâmica da célula também precisa ser estudada e a investigação se a mesma é inercial ou forçada pelo vento precisa ser conduzida. Em particular, o aspecto de "grande vórtice"do modelo clássico de Munk (1950) pode sugerir o forçamento pelo vento, e a célula portanto, seria a parte interior da retroalimentação Sverdrupiana. Assim, parte importante desta proposta é a pesquisa da natureza dinâmica da célula. Pretendemos adaptar o modelo de Munk (1950) aos limites verticais da CB, ou seja, os primeiros 1200 m de coluna de água, através de formulação que inclua a estratificação numa forma mínima (diferente do modelo original, o qual era barotrópico). Ademais, para incrementarmos a complexidade do modelo faremos algumas alterações tais como, por exemplo, acrescentar contornos batimétricos realísticos e forçamento por rotacional da tensão de cisalhamento do vento observado (fruto de dados de reanálise atmosférica).

1.3 Hipótese Científica e objetivos

O presente trabalho busca investigar as características que definem a CRI-CB em termos de morfometria, velocidades, transporte de volume e taxas de crescimento, além da variabilidade sazonal associada. Também abordaremos a questão da dinâmica de forçamento da célula. Este trabalho não se limita apenas à superfície oceânica mas também realiza um estudo em profundidade, com grande série temporal (27 anos) e resolução espacial adequada. Em outras palavras, este trabalho objetiva testar a seguinte hipótese científica: *A célula de recirculação interna da corrente do Brasil existe na porção sul da mesma (30ºS-40ºS) e pode ter seu forçamento pelo vento*. Para tal, temos o objetivo central como: caracterizar a célula de recirculação interna da CB e investigar seu possível forçamento pelo vento. De maneira a atingirmos este objetivo, definimos os seguintes objetivos específicos:

- Realizar a caracterização morfométrica da célula de recirculação
- Realizar o levantamento da sazonalidade da célula.

- Calcular o transporte de volume da célula e a taxa de crescimento meridional da CB.
- Investigar o forçamento dinâmico da célula de recirculação interna associado ao rotacional do vento.

2 Conjunto de Dados

2.1 Reanálise Oceânica

Os dados de reanálise foram utilizados para o estudo em profundidade da nossa feição. A reanálise GLORYS tem saídas mensais e diárias, com resolução de 1/12°, 50 níveis verticais e com período de 1993-2021. O GLORYS fornece dados de temperatura potencial, salinidade prática, altura do nível do mar (*Sea Surface Height*, SSH), velocidade (u, v), etc. Foram utilizados as saídas de temperatura, salinidade, altura do nível do mar e velocidade. A reanálise conta com assimilação de dados de concentração e/ou espessura de gelo no oceano, temperatura da superfície do mar (TSM), perfis de temperatura e salinidade *in situ* e altura do nível do mar provenientes de altimetria. A plataforma CMEMS, de onde foi baixada a reanálise GLORYS, frequentemente atualiza suas saídas com períodos mais recentes e assimilações de diferentes conjuntos de dados para várias regiões do planeta. A reanálise utiliza o modelo NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*), que funciona junto com as forçantes da atmosfera da reanálise ERA5 (*ECMWF Reanalysis 5th Generation*). Para mais detalhes quanto ao conjunto de saídas GLORYS e ao conjunto de dados, pede-se ao leitor que os busque no seguinte sítio do CMEMS: `https://resources.marine.copernicus.eu/`.

Além do GLORYS12V1 foram analisadas outras 3 reanálises diferentes, a fim de se determinar qual teria a melhor representação do fenômeno a ser estudado, se comparado com o AVISO. Estas reanálises seriam: ORAS5 do ECMWF, FOAM-GloSea5 do Met Office (Reino Unido) e C-GLORS05 do CMCC/Itália. Todas são distribuídas pelo CMEMS, e portanto podem ser acessadas pelo link citado acima. A reanálise do GLORYS12V1 é considerada *eddy-resolving* enquanto as outras três são consideradas *eddy-permitting*, sendo essas três com resolução horizontal de 1/4º e 75 leveis verticais.

Todas as quatro reanálises também assimilam dados de altimetria. A fim de assegurar a coerência com o estado médio obtido a partir da altimetria, todas as avaliações nesta seção são conduzidas empregando o idêntico intervalo temporal dos dados via satélite, ou seja, de janeiro de 1993 a janeiro de 2020.

2.2 Altimetria - AVISO

Além dos dados de reanálise oceânica, também foram utilizados dados de altimetria satelital da AVISO. O CMEMS, já citado anteriormente, fornece dados de altimetria da AVISO com resolução espacial de $1/4^\circ$ e temporal de 1 dia, incluindo as variáveis ADT e MDT. Sendo a primeira, conhecida como *Absolute Dynamic Topography* (ADT), uma medida da altura média do nível do mar em relação ao geóide, útil para análises da dinâmica oceânica, enquanto a segunda *Mean Dynamic Topography* fornece uma visão geral média da topografia do oceano em um período de referência de vários anos. Esses dados são valiosos para a verificação da estrutura morfométrica de curto e longo termo da célula de recirculação interna da CB. O período utilizado desses dados foi de 1993-2020.

2.3 Reanálise Atmosférica

Para a investigação da dinâmica de forçamento da CRI nos utilizaremos de um modelo numérico que será forçado por uma média climatológica de vento obtidos da reanálise atmosférica ERA5.

ERA 5 é a quinta geração de reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Deste banco de dados utilizamos dados de Tensão de Cisalhamento do Vento (TCV). Esta reanálise possui resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e apenas um nível vertical. Seus dados estão disponíveis desde 1959-presente porém será utilizado apenas valores de 1993-2020 a fim de podermos comparar resultados com os outros bancos de dados, além disso sua resolução temporal é horária porém será utilizada apenas um campo médio relativo ao período citado acima.

3 Métodos

Todas as análises foram realizadas na linguagem de programação *Python*. Alguns procedimentos são comuns tanto ao tratamento das saídas do GLORYS quanto ao conjunto de dados altimétricos usados para avaliar as reanálises. Os procedimentos serão explicados abaixo.

3.1 Análise estatística de dados de altimetria e reanálise

A fim de realizarmos a análise dos dados de altimetria do AVISO e da reanálise GLORYSS12V1, fizemos uso de diversas análises estatísticas sobre estes conjuntos de dados. Primeiramente calculamos o campo climatológico médio, de todo o período, para todas as variáveis. Também calculamos os campos sazonais de cada uma das variáveis. Para o estudo do forçamento dinâmico da célula também nos utilizamos de uma abordagem estatística correlacionando períodos dos fenômenos com a escala dos mesmos em uma série temporal. A fim de isolar os efeitos da promediação de vórtices propagantes sobrepostos à estrutura da célula de recirculação, foi realizada uma filtragem na série temporal dos dados com o intuito de separarmos estruturas de meso e larga escala. Para isso foi utilizado um filtro "Blackman"por convolução, que separa fenômenos/estruturas de alta ou baixa frequência ao longo da série temporal. O período utilizado para tal filtragem foi de 120 dias, o qual engloba a atividade de mesoescala no oceano.

3.2 Cálculo das propriedades Físico-Químicas da Água do Mar

Foi recalculado as propriedades termodinâmicas da água do conjunto de dados da reanálise, substituindo temperatura potencial por temperatura conservativa ($\mathcal{T}$), salinidade prática por salinidade absoluta ($\mathcal{S}$) e a anomalia de densidade potencial por densidade neutra (γ^n). O cálculo das duas primeiras propriedades ($\mathcal{T}$ e $\mathcal{S}$) serão baseadas na nova equação de estado da água do mar, TEOS-10 (IOC-UNESCO & IAPSO, 2015) e da terceira propriedade (γ^n) será baseada no estudo de Jackett & McDougall (1997). A utilização da densidade neutra se dá pelo fato da conservação das interfaces entre elas ao longo de grandes distâncias, assim funcionando como traçadores ótimos para as massas de água. Os valores de densidade neutra para cada massa de água serão baseados nos valores obtidos por Valla et al. (2018) para o Atlântico Sul (AS).

3.3 Cálculo do Transportes de Volume

O transporte da CB e CC foi limitado pela isotaca de ±0,05 m s^{-1}, no entanto, foi visto que a CB alcança no máximo uma largura de 200km e a CC 440km dentre as radiais observadas. Assim, esses parâmetros morfométricos foram estabelecidos como uma segunda condição para a delimitação das correntes em diversas latitudes. Os transportes (em Sv) foram determinados utilizando a fórmula apresentada na Equação Equação 1.

$$T_V = \int_{D_+}^{D_-} \int_{z_1}^{z_2} v \, dz \, dx, \tag{1}$$

onde v representa a componente normal, do vetor velocidade, à seção definida. Os limite laterais D_+ e D_- se referem às isotacas de ±0,05 m s^{-1} que delimitam o jato, assim como z_1 demarca a isotaca de zero que limitam a parte superior (se for a superfície, $z_2 = 0$) e z_1 marca o limite inferior do jato, por nós delimitado como a profundidade relativa à isopicnal $27,6$ de densidade neutra, que representa o limite inferior da AIA no AS de acordo com Valla et al. (2018). Logo, para os nossos cálculos de transporte consideramos o transporte da AT, ACAS e AIA.

3.4 Comparação da Reanálise com Altimetria e Comparação Sazonal

Para a análise da posição, extensão latitudinal e meridional, da célula ao longo das estações do ano e afim de comparação com as diferentes reanálises definimos uma isolinha de anomalia da superfície do mar η, e por consequência, a linha de corrente (ou de ψ) associada que delimita a célula. Para tal, foi adotado o valor de $0,7$ m do campo de MDT, que por meio da equação Equação 2, define um $\psi = -13691,6$ m^2/s. Este contorno foi definido de maneira arbitrária de forma que englobasse bem a estrutura de circulação fechada observada nos campos de função de corrente, e também estivesse próxima às regiões de máximo gradiente de ψ e η. O cálculo de ψ através de valores de η fornecido pela AVISO é feito por

$$\psi = \frac{g}{f_0}\eta, \tag{2}$$

onde g é aceleração da gravidade e f_0, o parâmetro de Coriolis médio da região da CRI.

Definida nossa célula, temos então que avaliar como se se comporta este contorno nas diferentes estações do ano e nas diferentes reanálises oceânicas. De forma a podermos comparar estes casos estabelecemos alguns parâmetros a serem medidos em cada caso:

Tabela 1: Mostra os parâmetro que serão utilizados para análise de sazonalidade da posição da célula e também posição da célula nas reanálises.

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
Dado X							

Após obtermos todos estes valores para cada um das reanálises, o que fazemos é verificar a diferença deles para os dados do AVISO, por exemplo para o GLORYS seria:

$$dif = GLORYS - AVISO \tag{3}$$

Após calculada a diferença entre cada reanálise e o AVISO para cada um dos diferentes parâmetros, como área da célula, variação da posição do núcleo e etc., determinamos o qual possui a menor diferença. Assim determinamos qual reanálise é a mais adequada e qual estação do ano houve maior variação.

3.5 A construção do modelo equivalente-barotrópico de Munk

A investigação de que a célula de recirculação da CB é forçada pelo vento e de que possa representar o "grande vórtice"do modelo clássico de Munk (1950) será realizada através da adaptação do modelo clássico a contornos continentais realísticos e sob a configuração de $1^1/_2$ camada. O modelo original é barotrópico, entretanto, sabe-se que a célula de recirculação não atinge toda a profundidade do oceano. Abaixo dela, situa-se a Corrente de Contorno Oeste Profunda (Meinen et al. (2012),Valla et al. (2018)).

Para alcance deste intento, será desenvolvida uma versão numérica do modelo de Munk (1950). Este modelo será discretizado por diferenças finitas, terá configuração QG de gravidade reduzida para $1^1/_2$, privilegiando a circulação do oceano superior, e com as condições de contorno realísticas supracitadas. O forçamento pelo vento utilizará, não um perfil idealizado de vento como no estudo clássico, mas sim dados reais da reanálise ERA5.

Formulação do modelo

Este modelo é desenvolvido a partir da equação estacionária da vorticidade potencial QG de larga escala, que no caso adota a configuração de $1^1/_2$ camada.

$$\beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{f_0}{H} w_E + A_H \nabla_H^4 \psi \tag{4}$$

onde ψ é a função de corrente geostrófica, f_0 é o parâmetro de Coriolis (neste caso consideramos a latitude central = 30° S, correspondente à latitude central do GSAS), H é a chamada profundidade de repouso da camada dinamicamente ativa, w_E é o termo referente ao bombeamento de Ekman de superfície,

$$w_E = \frac{1}{\rho_0 f_0} \left(\frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) , \tag{5}$$

e A_H é o coeficiente cinemático turbulento de atrito horizontal. A fim de trabalharmos com o modelo em sua forma numérica, é necessário que trabalhemos com as grandezas não-dimensionais. A função de corrente não-dimensional é dada por:

$$\psi' = \frac{\rho_0 \beta H}{\tau_0} \psi \, . \tag{6}$$

Para a aplicação do modelo foi utilizada as seguintes condições de contorno: não-escorregamento e não-gradiente nas bordas oeste e leste e de não-tensão na bordas norte e sul. Assim como $\psi = 0$ é aplicado ao longo de todos os contornos. Tornando a equação que gere o modelo, em sua forma discretizada, da

seguinte forma:

$$r\nabla_H^4\psi' - \frac{\partial\psi'}{\partial x'} = \frac{\partial\tau^y}{\partial x'} - \frac{\partial\tau^x}{\partial y'}\,, \tag{7}$$

onde temos

$$r = \frac{L_w^3}{L^3}\,, \text{ e} \tag{8}$$

$$L_w = \sqrt[3]{\frac{A_H}{\beta}}\,. \tag{9}$$

Para solução por meio de iteração numérica para as diferenças finitas temos que isolar $\psi'_{(i,j)}$. Para isso utilizamos uma solução bi-harmônica em 13 pontos de grade.

$$\psi'_{(i,j)} = \frac{\Delta x^4}{20r}[((\frac{\Delta\tau^y}{\Delta x}_{(i,j)} - \frac{\Delta\tau^x}{\Delta y}_{(i,j)}) + \frac{\psi'_{(i+1,j)} - \psi'_{(i-1,j)}}{2\Delta x}) - \frac{1}{20}\textit{bih(i,j)}] \tag{10}$$

onde *bih(i,j)* representa os termos discretizados do operador bi-harmônico ∇^4, definido por:

$$\begin{aligned}\textit{bih(i,j)} = {} & 20\psi'_{(i,j)} + \psi'_{(i-2,j)} - 8\psi'_{(i-1,j)} - 8\psi'_{(i+1,j)} + \psi'_{(i+2,j)} \\ & -8\psi'_{(i,j+1)} + 2\psi'_{(i-1,j+1)} + 2\psi'_{(i+1,j+1)} + \psi'_{(i,j+2)} \\ & -8\psi'_{(i,j-1)} + 2\psi'_{(i-1,j-1)} + 2\psi'_{(i+1,j-1)} + \psi'_{(i,j-2)}\end{aligned} \tag{11}$$

3.6 Ajuste de função de estrutura zonal $\chi(x)$

Para a construção do nosso modelo idealizado, adaptado do clássico de Munk (1950), é necessário que estabeleçamos um valor de viscosidade lateral (A_H). Para isso, utilizamos um perfil médio de velocidade geostrófica (da AVISO) paralela à batimetria, em 6 diferentes transectos selecionados que abrangem a região da CRI no campo médio da AVISO. Seguimos aqui o método aplicado por Belo (2011) em seu elenco de modelos idealizados. Tendo-se estes dados podemos aplicá-los na função original de Munk (1950), que se trata de uma função oscilatória descrita como:

$$\chi_{(x)} = (1 - \frac{L_W}{L_1})(-2\sqrt[3]{3}e^{(}-\frac{x}{2L_w})cos(\frac{\sqrt{3}}{2}\frac{x}{L_w} - \frac{\pi}{6}) + 1) + (-\frac{L_W}{L_1}(\frac{x}{L_W} - e^{(}-\frac{L_1 - x}{L_W})) \tag{12}$$

, onde L_W é definida como a largura da camada limite oeste, ou camada de Munk.

A partir dos dados de velocidade da AVISO, podemos estimar a largura da CB que por meio da Equação 13 se relaciona com a largura da camada de Munk por

$$L_W = \frac{\sqrt{3}}{2\pi}L_{CB}, \tag{13}$$

onde L_{CB} se trata da largura da CB estimada a partir dos dados da AVISO. Com o valor de L_W, podemos

calcular A_H a partir da relação dada por

$$L_W = \sqrt[3]{\frac{A_H}{\beta}}\,. \tag{14}$$

4 Resultados

Os resultados deste trabalho estão apresentados em três subseções: análise descritiva em nível de superfície, análise descritiva em profundidade e investigação dinâmica: modelagem numérica. Na primeira parte, trabalharemos apenas com dados de superfície (altimetria satelital e *SSH* das reanálises oceânicas). Nesta, visamos a identificação da estrutura da CRI no campo médio climatológico. Além da descrição da variabilidade diária e sazonal do fenômeno. Na segunda subseção, descrevemos os dados de reanálise oceânica a fim de realizar o estudo da estrutura em diferentes níveis de profundidade. Realizamos uma investigação da assinatura termohalina da CRI, além do cálculo de transporte de volume da CB e da Contra Corrente (CC) e a taxa de crescimento meridional da CB. Já na terceira sub-seção, inicia-se uma investigação da dinâmica de forçamento da CRI. Investiga-se o efeito da promediação de vórtices na região e também o efeito do forçamento pelo vento. Para o estudar o efeito do vento, foi feita uma modelagem numérica utilizando-se de um modelo Quasi-Geostrófico (QG) forçado por um campo de vento realista do ERA5.

4.1 Análise descritiva em nível de superfície

4.1.1 Campo Médio

A fim de se investigar a morfometria dinâmica da célula de recirculação da CB foi calculado o campo climatológico (referente ao período total de 1993-2020) de função de corrente, em superfície a partir do campo de MDT, por meio da relação apresentada na Equação 2.

No campo médio (Figura 5), podemos observar a existência da CRI entre a região de 30ºS-36ºS e 53ºW-45ºW. Para a melhor identificação dos limites da célula foi utilizado o critério de definição de limite da célula estabelecido na Subseção 3.4.

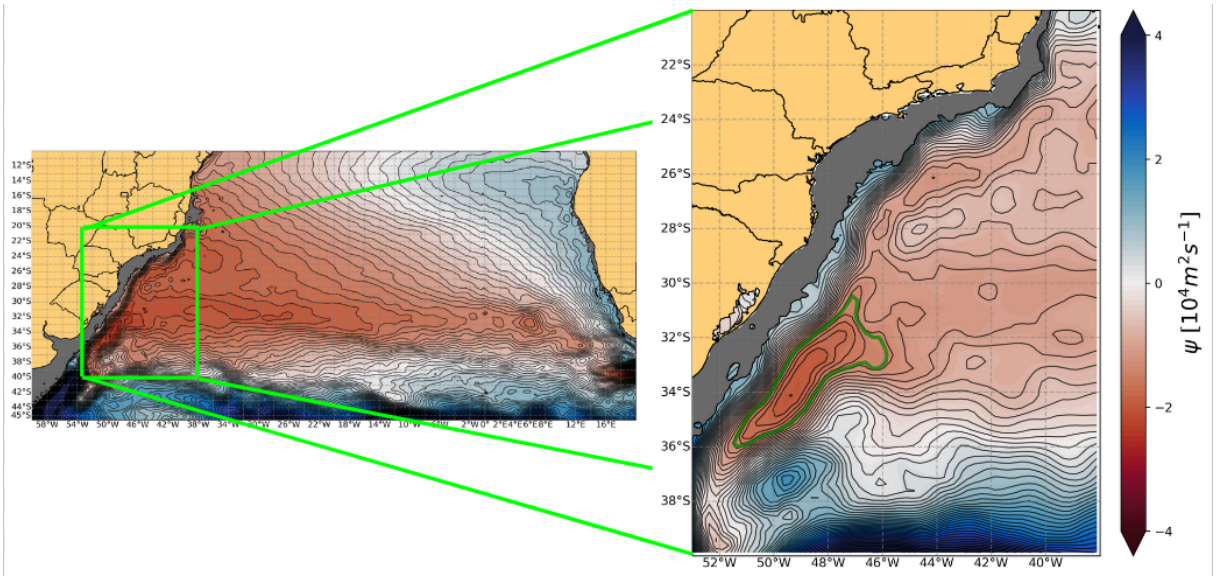


Figura 5: Mapa climatológico da circulação superficial do AS, com foco na porção sul da CB (20ºS-40ºS e 53ºW-38ºW). A mascara cinza representa profundidades mais rasas do que 200 m. A linha de contorno verde escura, na figura com *zoom*, representa os limites da CRI definidos pela isolinha de PSI relativa à isolinha de 0,7 m do MDT.

Como podemos observar na Tabela 2, a CRI no campo médio climatológico obtido a partir de dados do AVISO alcança latitudes mínimas de quase 36ºS e núcleo em cerca de 34,12ºS.

Tabela 2: Valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo médio do AVISO.

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
AVISO	-34,12	-49,38	-30,45	-35,98	-45,84	-51,45	83021,4

4.1.2 Campos Diários

Como visto na Subsubseção 4.1.1, é inequívoca a existência da CRI no campo médio. Porém, quando observamos a região em escalas temporais menores, como por exemplo campos diários de função de corrente (Figura 6) não é possível identificar a estrutura da CRI. Como podemos ver, se trata de uma região com intensa atividade de mesoescala, fato que pode mascarar a presença da célula nos campos diários. Podemos observar diversos vórtices de mesoescala sobre a região que possuem intensidade superior à da estrutura anticiclônica que define a célula. Portanto, o critério que adotamos para identificação da célula nos campos médios anual e sazonais não é válido para campos diários. Tal resultado também reforça que o sinal da CRI parece ser subliminar se comparados ao forte sinal de vórtices propagantes.

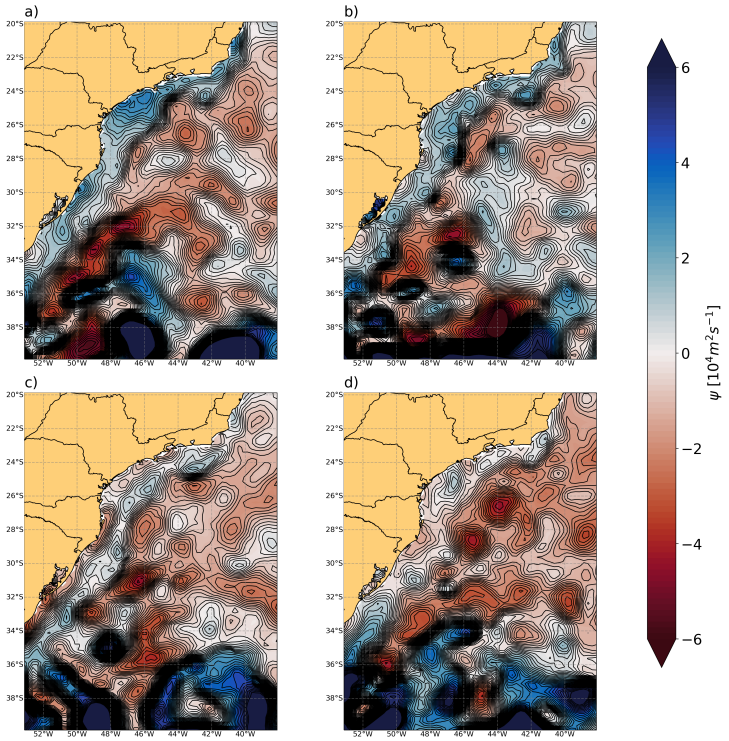


Figura 6: Mapa diário da circulação superficial da porção sul da CB (20ºS-40ºS e 53ºW-38ºW). Foram escolhidas 4 datas, arbitrariamente, de maneira que cada uma se situasse em uma estação do ano. Sendo, a) 01/01/1993, b) 04/01/1993, c) 30/06/1993 e d) 28/09/1993.

4.1.3 Campos Sazonais

Uma vez que avaliamos tanto o campo climatológico médio quanto campos diários, foi avaliado também os campos sazonais médios para o período de 1993-2020 em busca da variabilidade sazonal da estrutura da CRI.

Como podemos observar na Figura 7, há claramente uma distinção na estrutura da CRI entre as

diferentes estações do ano. É possível observar uma célula reduzida tanto meridional quanto zonalmente no período do inverno, a), e uma célula com tamanho relativamente parecido com o do campo médio nos campos de primavera, c), e outono, d), já no campo de verão, b), vemos uma célula com maior extensão do que o campo médio.

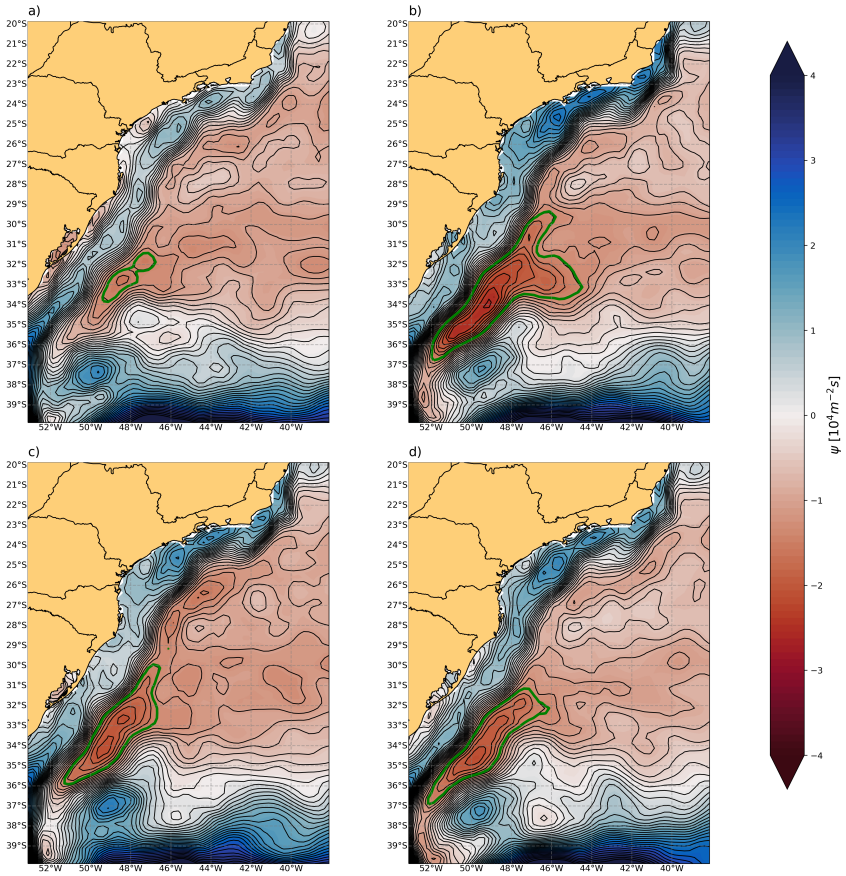


Figura 7: Mapa sazonal da circulação superficial da porção sul da CB (20ºS-40ºS e 53ºW-38ºW). Cada um dos quadros da figura é relativo à uma estação do ano, sendo: a) inverno, b)verão, c)primavera e d) outono.

Para a correta avaliação da total variabilidade da célula, definida novamente pelo critério de isolinha de $\eta = 0,7$ m, apresentamos a Tabela 3, que sumariza as estatísticas, do campo médio e sazonais, da CRI.

Tabela 3: Tabela que apresenta os valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo médio e estações do ano.

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
Campo Médio	-34,12	-49,38	-30,45	-35,98	-45,84	-51,45	83021,4
Inverno	-32,88	-48,38	-31,42	-33,86	-46,76	-49,40	12299,4
Verão	-33,88	-49,12	-29,34	-36,77	-46,54	-51,30	160661,8
Outono	-34,62	-49,88	-31,14	-36,91	-46,12	-52,15	79946,5
Primavera	-34,12	-49,38	-29,94	-35,92	-46,54	-51,30	96089,6

A fim de verificarmos quando houve a maior variação da estrutura e quando houve a menor, foi calculada a diferença entre as estações e o campo médio. Estas diferenças estão dispostas na Tabela 4.

Como podemos observar na tabela acima, temos uma CRI mais extensa no verão e primavera,

Tabela 4: Tabela que apresenta as diferenças, entre as estações do ano e o campo médio, da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula.

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
Inverno	1,24	1	-0,96	2,12	-0,91	2,05	-70721,9
Verão	0,24	0,26	1,11	-0,78	-0,69	0,15	77640,4
Outono	-0,5	-0,5	-0,68	-0,93	-0,28	-0,70	-3074,8
Primavera	0	0	0,51	0,06	-0,69	0,15	13068,1

sendo 77640 km² e 13068 km² maior do que o campo médio, respectivamente. Já no inverno e outono há uma redução da CRI, sendo ela 70721.9 km² e 3074.8 km² menor do que o campo médio, respectivamente.

Baseando-se na área da célula como o principal fator onde observamos sua variação, temos a partir da Tabela 4, que o outono (verão) foi a estação com menor (maior) variação.

4.2 Análise descritiva em profundidade

Finalizada nossa análise sobre os campos de superfície, onde avaliamos a extensão da célula em diferentes períodos de tempo, agora damos início à nossa análise da estrutura da CRI em profundidade. Para que possamos fazer essa análise iremos dividir o procedimento em 5 etapas: I. Na primeira subsubseção (4.2.1), há uma comparação/validação de 4 diferentes reanálises oceânicas, a fim de encontrarmos aquela que melhor se compara com os dados do AVISO, pelo menos em superfície. II. Na subsubseção seguinte (4.2.2), trabalhamos com o nível vertical mais próximo à termoclina de forma a observarmos a estrutura da CRI nos campos termohalinos e de massa. III. Na terceira subsubseção (4.2.3)o que fazemos é observar as componentes baroclínicas e barotrópica da CB e da CC em 6 diferentes radiais localizadas sobre a região da célula. IV. Na quarta (4.2.4), calculamos os transporte associados à cada corrente. V. Na quinta, Subsubseção 4.2.5, avaliamos a sazonalidade do transporte de volume de cada uma das correntes. VI. Na sexta e última subsubseção (4.2.6), calculamos sua taxa de crescimento meridional.

4.2.1 Validação das Reanálises

As quatro reanálises selecionadas para a comparação com o AVISO são: GLORYS, FOAM-GloSea5, C-GLORS e ORAS5. As características específicas de cada uma foram descritas na Subseção 2.1. Para que a comparação com o AVISO possa ser feita, trabalhamos com dados de SSH de cada uma das reanálises. A partir desses dados computamos os campos de função de corrente médios para o período de 1993-2020. Realizamos o mesmo tipo de análise feito na Subsubseção 4.1.3 mas desta vez aquele que tiver menor diferença será considerado a melhor reanálise neste trabalho.

Na Figura 8, uma mera inspeção visual nos sugere que o GLORYS possui a melhor representação em relação à AVISO.

Mas a fim de computarmos efetivamente qual delas representa melhor a CRI, apresentamos a estatística de cada uma delas na Tabela 5.

Se computarmos a diferença de cada uma das reanálises para o AVISO temos a Tabela 6. Onde, valores de área negativos são relativos à uma área menor do que a encontrada nos dados da AVISO.

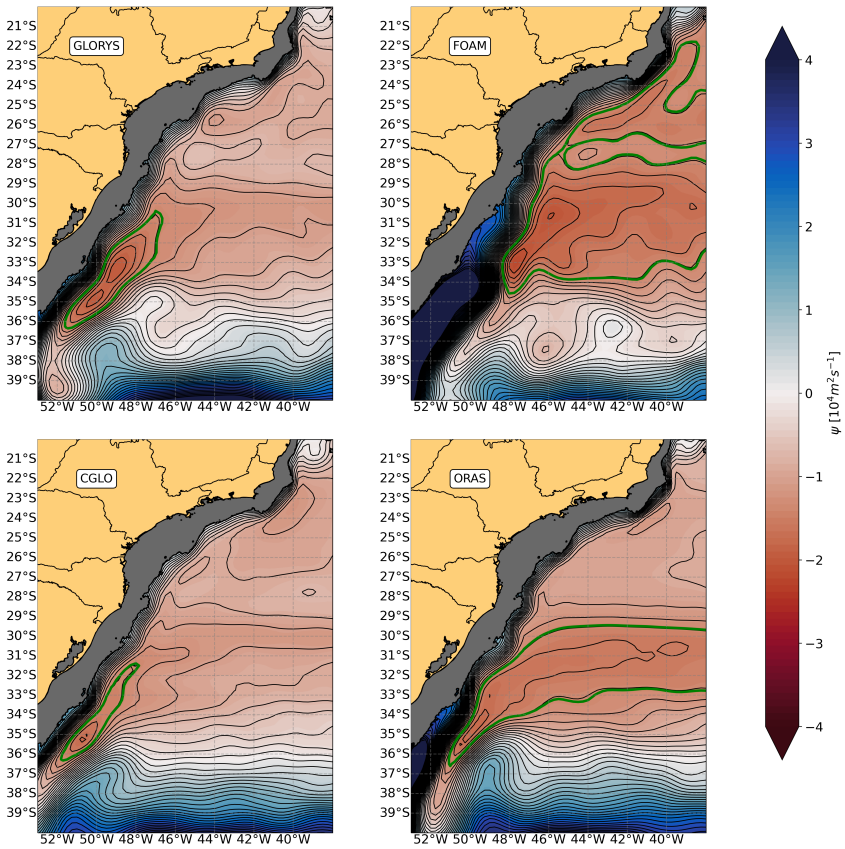


Figura 8: Campos de função de corrente médios para o período de 1993-2020. Cada quadro foi calculado a partir de dados da respectiva reanálise anotada no canto superior esquerdo. A máscara cinza representa profundidades mais rasas do que 200 m. A linha de contorno verde escura, representa os limites da CRI definidos pela isolinha de PSI relativa à isolinha de 0.7 m do SSH.

Tabela 5: Valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo médio do AVISO e das quatro reanálises oceânicas analisadas (GLORYS, C-GLORS, ORAS5 e FOAM-GloSea5).

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
AVISO	-34.12	-49.38	-30.4587	-35.9879	-45.8455	-51.4565	83021.4558
GLORYS	-33.25	-49	-30.376	-36.3558	-46.6584	-51.6038	82252.7426
C-GLORS	-35.25	-50.75	-31.38412	-36.3346	-47.8423	-51.8092	23830.23309
ORAS5	-35	-50	-29.4458	-36.6053	-38	-51.07083	427406.7538
FOAM-GloSea5	-33,00	-47,7	-21,92	-34,52	-38,00	-48,32	750268.0556

Tabela 6: Diferenças, entre as reanálises e o AVISO, da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula.

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
GLORYS	0,87	0,38	0,08	-0,36	-0,81	-0,14	-768,7
C-GLORS	-1,13	-1,37	-0,92	-0,34	-1,99	-0,35	-59191,2
ORAS5	-0,88	-0,62	1,01	-0,61	7,84	0,38	344385,2
FOAM-GloSea5	1,12	1,68	8,53	1,46	7,84	3,13	667246,5

Ao avaliarmos as diferenças entre cada reanálise e o campo do AVISO, vemos que o GLORYS é aquele que possui menor diferença. Sendo essa diferença, em termos de área, de apenas 0,93% menor do que o AVISO. Já a C-GLORS é cerca de 71,30% menor do que o AVISO, enquanto a ORAS5 é 414,81% maior do que o AVISO e o FOAM-GloSea5 803,70%. Logo, a reanálise GLORYS é a escolhida para realizarmos a análise hidrodinâmica e termodinâmica em profundidade.

4.2.2 Caracterização da estrutura termohalina

Tendo feita a escolha da reanálise a ser utilizada, GLORYS, avaliamos os campos de temperatura conservativa (TC), salinidade absoluta (SA) e densidade potencial (DP) em um nível vertical próximo ao de máximo gradiente (termoclina).

Na figura Figura 9, painel a), podemos observar a presença de uma circulação fechada na região onde em superfície encontramos a CRI. Conseguimos ver claramente uma CB intensa e uma CC menos intensa mas ainda presente nesta profundidade. Quando examinamos os campos de TC -b), SA -c) e DP -d), observamos um padrão muito parecido entre todos. É possível identificar em todos um contorno fechado, de cada uma das propriedades, na região próxima à posição do contorno fechado de função de corrente observado no painel a). Portanto, ressaltamos que é possível observar uma assinatura termohalina (b, c e d) da CRI em profundidade.

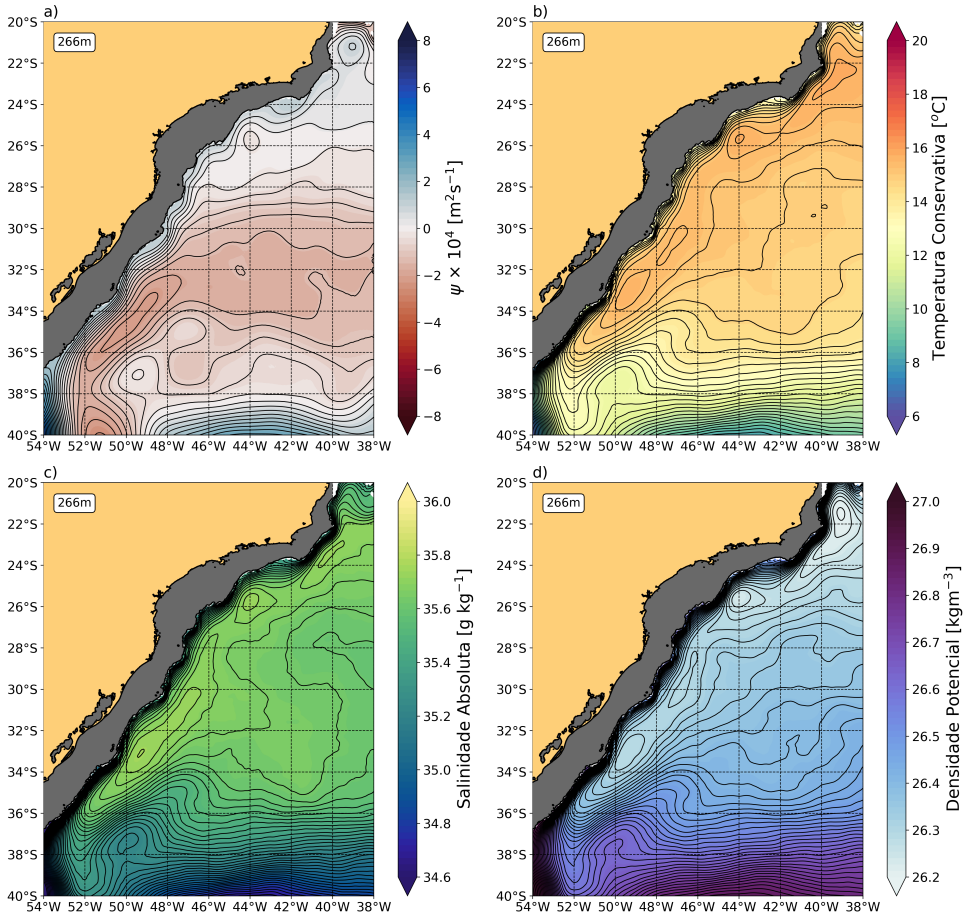


Figura 9: Campos de a) função de corrente, b) temperatura conservativa, c) salinidade absoluta e d)densidade potencial na profundidade de 266m. A mascara cinza representa regiões onde a profundidade é menor do que 200m.

4.2.3 Seções verticais de velocidade

Na Subsubseção 4.2.2, constatamos a existência da célula de recirculação em profundidade e sua assinatura nos campos de TC, SA e DP. Nesta, buscamos avaliar a extensão vertical da CB e CC (e, portanto, da célula), além de computarmos o transporte de volume associado a cada uma dessas correntes.

Para tal, foram definidas 6 radiais, normais à isóbata de 200 m, sobre a região da célula observada no campo médio de superfície do GLORYS. A posição exata de cada uma destas radiais podem ser observadas na Figura 10.

A fim de identificação visual das correntes, e para posterior cálculo do transporte de volume associado a cada uma, definimos os limites laterais da CB como sendo as isótacas de -0.05 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ e da CC como sendo 0.05 $\mathrm{m\,s^{-1}}$. A exceção é para a figura onde demonstramos a velocidade barotrópica, nesta definimos os limites laterais sendo as isótacas de ±0,025 $\mathrm{m\,s^{-1}}$.

Na Figura 10, painel superior, podemos observar a função de corrente barotrópica da região sul da CB, e nela podemos observar novamente a presença de uma circulação fechada, associada à CRI. Já nos painéis inferiores podemos observar a componente barotrópica de cada uma das radiais. Nelas vemos a presença da CB (CC) em vermelho (azul), com velocidades negativas (positivas), fluindo para o sul (norte). A CC é observada até a radial de número 4, já bem enfraquecida se comparada com as radiais anteriores. Já a CB se encontra presente em todas as radiais, ficando mais intensa conforme avança para o sul.

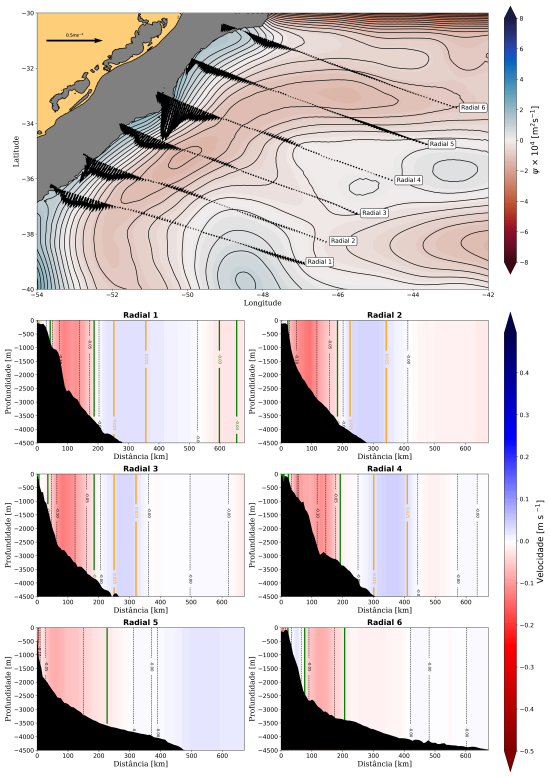


Figura 10: Figura que apresenta no painel superior: campo de função de corrente calculado a partir da velocidade média na vertical entre os 50 níveis. Sobre o campo de função de corrente, temos os vetores associados às velocidades das 6 radiais indicadas. A mascara cinza representa regiões onde a profundidade é menor do que 500m. Nos painéis inferiores temos 6 seções verticais, referentes à cada uma das radiais, da componente barotrópica da velocidade. A isolinha verde (laranja) representa os limites da CB (CC), de -0.025 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ (0.025 $\mathrm{m\,s^{-1}}$).

Se examinarmos a componente baroclínica da velocidade de cada radial, Figura 11, observamos a presença da CB em todas as radiais, já a CC aparece até a radial 5, ainda sim muito reduzida.

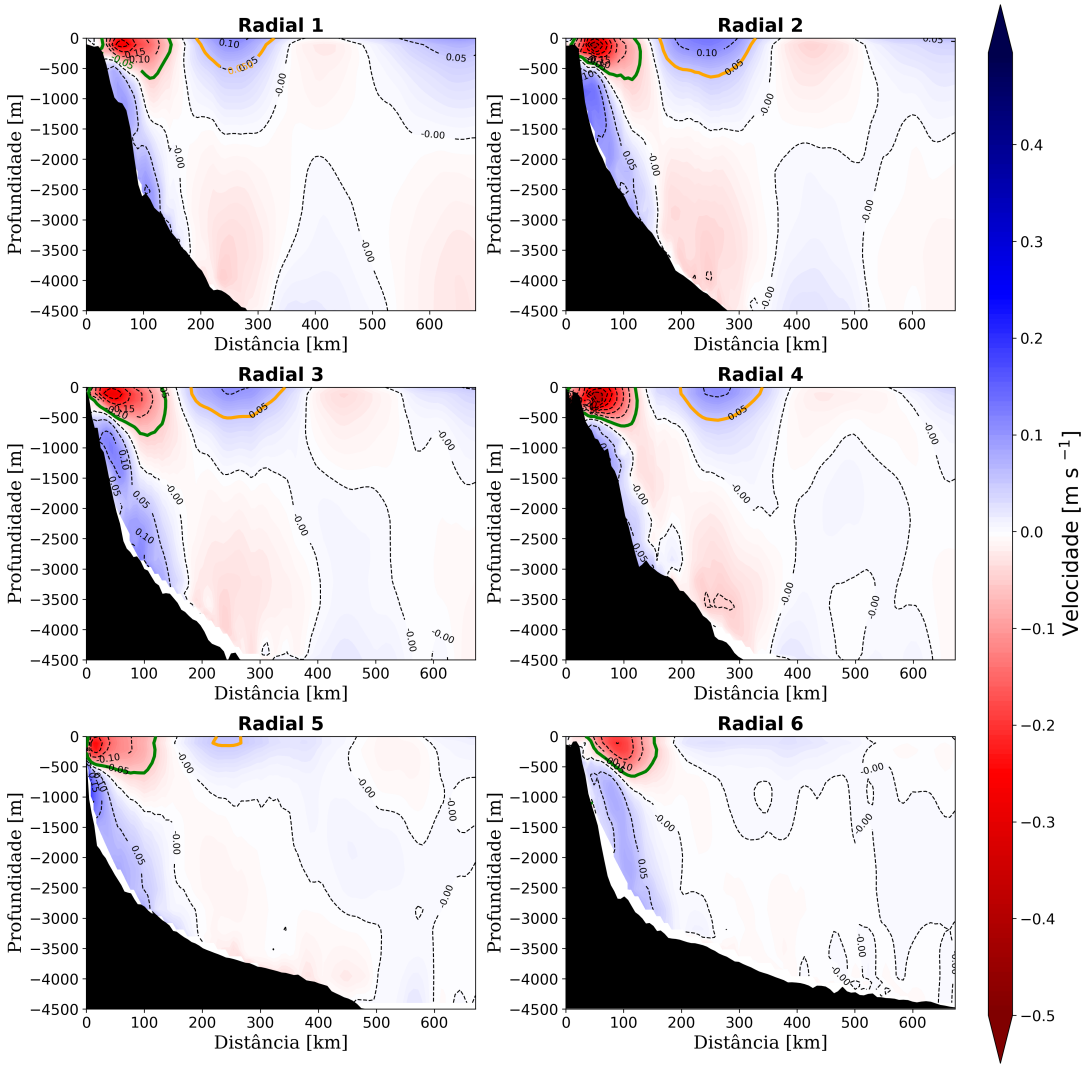


Figura 11: Seções verticais da componente baroclínica relativa às radiais apresentadas na Figura 10. A isolinha verde (laranja) representa os limites da CB (CC), de -0.05 m s^{-1} (0.05 m s^{-1}).

Já quando analisamos a velocidade total (Figura 12) de cada uma das radiais, o que observamos é algo mais parecido com o visto nas seções da componente barotrópica, a CC está presente apenas até a 4 radial, enquanto a CB está presente em todas.

Em relação à profundidade que cada uma das correntes alcança, a CB aumenta sua espessura conforme avança para o sul, mas não alcança profundidades maiores do que 2000m, considerando seu limite inferior como sendo o limite inferior da AIA também. Já a CC aparentemente tem seu jato limitado à profundidades mais próximas à superfície, não ultrapassando níveis de 1000 m. Um comportamento curioso da CC é que a mesma parece não aumentar sua extensão vertical expressivamente conforme flui para norte, mantém-se em torno de 1000 m ao contrário do comportamento da CB.

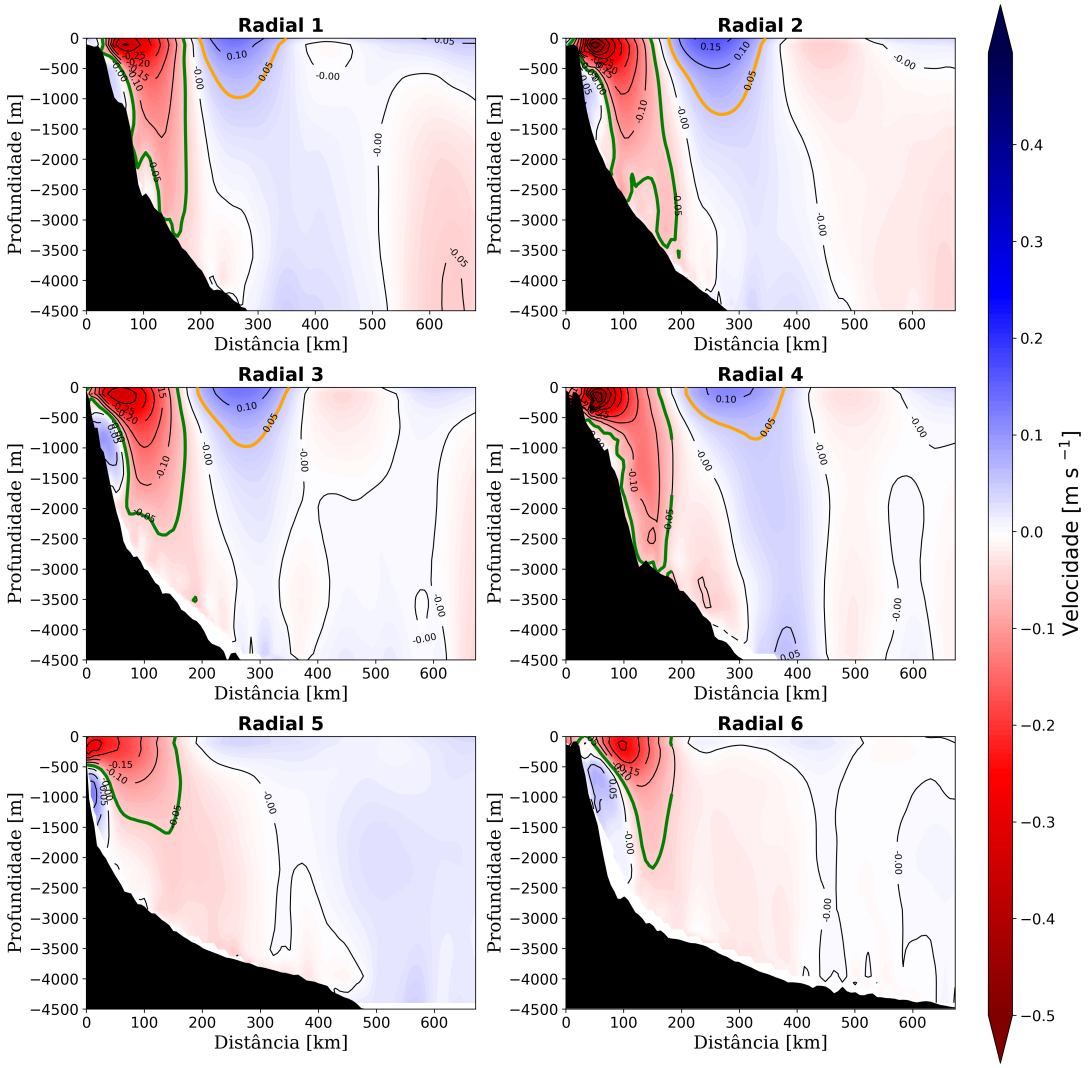


Figura 12: Seções verticais de velocidade total relativa às radiais apresentadas na Figura 10. A isolinha verde (laranja) representa os limites da CB (CC), de -0.05 m s^{-1} (0.05 m s^{-1}).

4.2.4 Transporte de Volume

Além de apenas entendermos a profundidade que a CRI alcança a partir das seções de velocidade vertical anteriores, é importante também que tenhamos noção do quanto cada corrente transporta em volume. Portanto, a partir das seções apresentadas na Figura 12 e dos critérios de definição de ambas as correntes, descritos na Subseção 3.3, podemos calcular os seus transportes.

A Figura 13 mostra um aumento da CB (em módulo, pois a CB flui para sul, logo quanto menor o valor mais intensa) em primeiro momento, porém após a Radial 4 vemos uma diminuição no transporte. Porém, o saldo final é positivo, tendo ela aumentado o seu transporte ao longo de todo o trajeto avaliado (Radial 6 a 1).

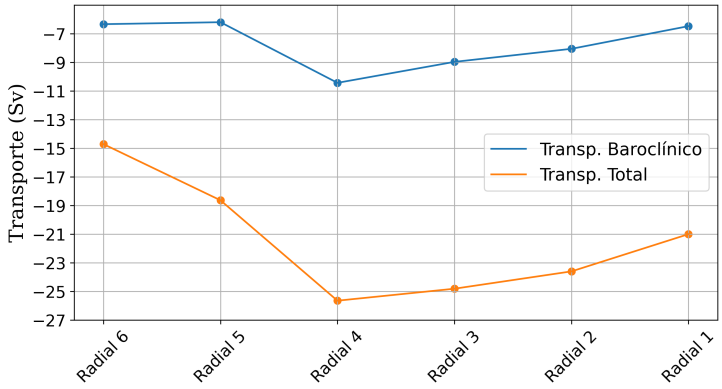


Figura 13: Transporte de volume da CB relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Em laranja temos o transporte total e em azul temos o transporte baroclínico da corrente. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3$ s^{-1}). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita.

Já, se observarmos o transporte da CC (Figura 14), notaremos que há uma tendência de aumento no seu transporte até a radial 2, de onde se inicia uma diminuição até a radial 1. Importante ressaltar que nas radiais 5 e 6 não há transporte pois não há a presença da CC em si na latitude dessas radiais mais ao norte como visto na Figura 12. Mas ainda assim, temos um saldo positivo, mostrando que o transporte aumentou da CC aumenta ao longo do seu percurso.

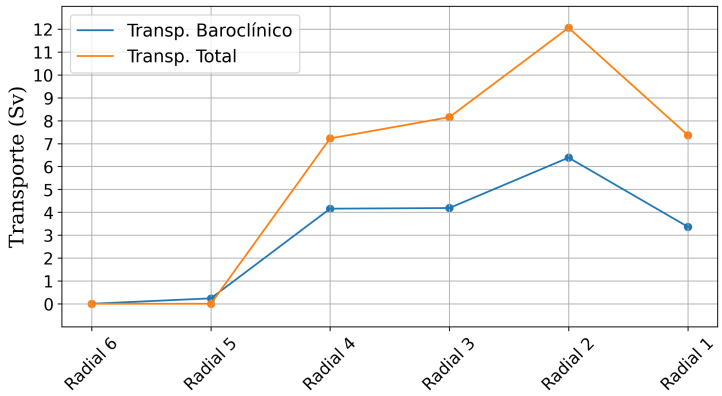


Figura 14: Transporte de volume da CC relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Em laranja temos o transporte total e em azul temos o transporte baroclínico da corrente. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3$ s^{-1}). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita.

Se analisarmos o transporte baroclínico de ambas as correntes, em Figura 13 e Figura 14 vemos que a contribuição relativa para o transporte total das mesmas não ultrapassa 60% em nenhuma das radiais. Como podemos ver na Tabela 7, a CC apresenta maior carácter baroclínico do que a CB na região. A CC atinge máximos de 57% na radial 4, a mais ao norte onde ela é encontrada de acordo com nossos parâmetros. Já a CB atinge máximos de apenas 43%, também na radial mais ao norte que é encontrada. É notável também que conforme avançamos para sul (radial 6 para a 1) em ambas as correntes a componente barotrópica adquire maior importância, à medida que a baroclínica diminui.

Tabela 7: Contribuição (em %) da componente baroclínica para o transporte total da CB e da CC. Valores "NaN"para a CC nas radiais 5 e 6 são relacionados à não presença da mesma nessas radiais mais ao norte.

Contribuição do Transporte Baroclínico sobre o Total		
Radial	CB	CC
1	30%	45%
2	34%	52%
3	36%	51%
4	40%	57%
5	33%	NaN
6	43%	NaN

4.2.5 Sazonalidade do Transporte de Volume

Além do transporte de volume médio associado à cada uma das correntes foi calculado também a sazonalidade desse transporte, de modo à avaliar qual o período de maior/menor intensidade dessas correntes e portanto, da célula. Primeiro, para a CB, como podemos observar na Figura 15, o período com maior (menor) intensidade, maior (menor) transporte, em módulo, da CB é o verão (inverno). O período do outono e primavera são intermediários, com a primavera com valores acima (em módulo) da média e o outono abaixo da média.

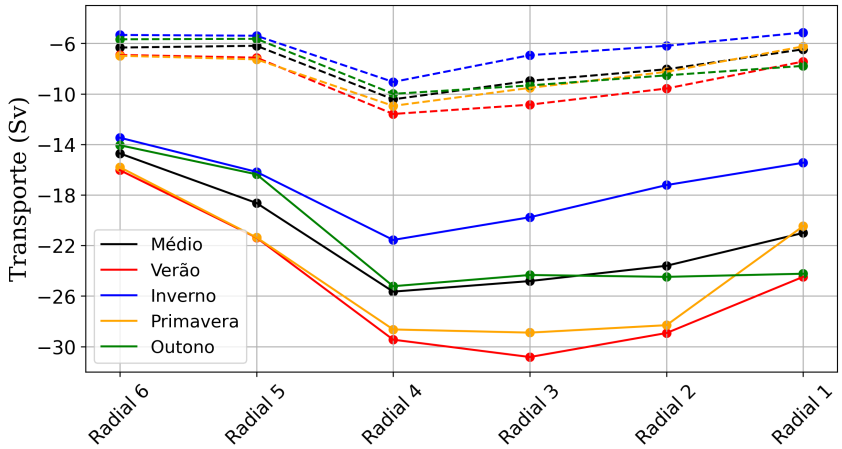


Figura 15: Transporte de volume da Corrente do Brasil relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Cada cor representa uma estação do ano (verão - vermelho, inverno - azul, primavera - laranja, verde - outono e preto - campo médio. Linhas tracejadas são relativas à componente baroclínica do transporte e linhas sólidas ao transporte total. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3\ s^{-1}$). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita.

Quando observamos os valores da CC, Figura 16, observamos também que na média das 6 radiais, o verão é o período de maior intensidade. Porém, se avaliarmos individualmente as radiais vemos que nas radiais mais ao sul (1 e 2) o outono tem maior intensidade do que o campo médio, verão e primavera. O período com menor intensidade é o inverno, seguindo a sazonalidade observada no caso da CB.

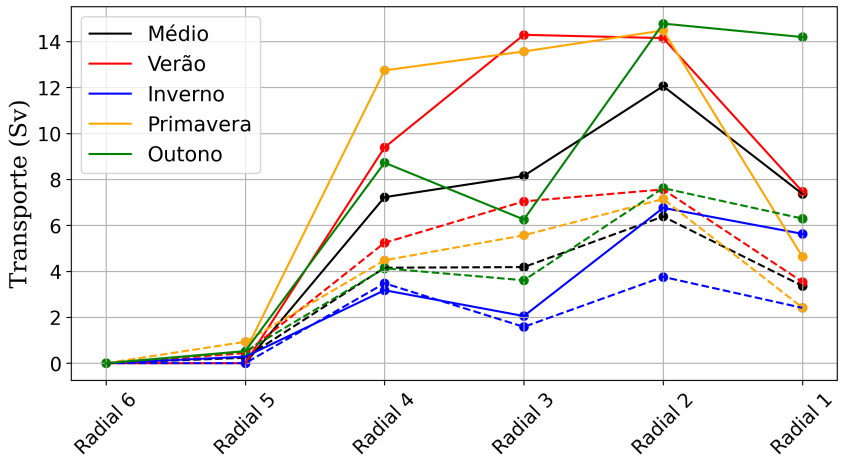


Figura 16: Transporte de volume da Contra Corrente do Brasil relativo às radiais apresentadas na Figura 10. Cada cor representa uma estação do ano (verão - vermelho, inverno - azul, primavera - laranja, verde - outono e preto - campo médio. Linhas tracejadas são relativas à componente baroclínica do transporte e linhas sólidas ao transporte total. Valores estão em Sv (1 Sv=$10^6 m^3\ s^{-1}$). Seguindo a posição das radiais, a orientação do plot é norte-sul, da esquerda para a direita.

4.2.6 Taxa de Crescimento Meridional

Após calcularmos o transporte de cada uma das correntes, em cada radial, podemos realizar o cálculo de quanto cada corrente cresce por unidade de distância. Para esse cálculo, obtemos a distância entre cada radial (em km), de forma a calcularmos a distância total percorrida por cada corrente em nosso estudo ao somarmos todas as distâncias. Obtendo a distância total, basta que façamos a diferença entre o transporte inicial (Radial 6) e final (Radial 1) de cada corrente então dividirmos essa diferença pela distância total. Como queremos obter a taxa de crescimento à cada 100km basta que multipliquemos o valor final por 100. A fim de comparação com a literatura, iremos calcular essa taxa em termos de % do volume total transportado pela corrente, aqui definido como o transporte associado à radial 1.

Apresentamos na Tabela 8 os valores calculados. O principal valor de interesse é a % de crescimento a cada 100 km, que é cerca de 4.7%.

Tabela 8: Valores utilizados para calcular a taxa de crescimento meridional da CB.

Distância Total	633,7 (km)
Variação de Transporte	6,2 (Sv)
Taxa de Crescimento por 100km	0,99 (Sv)
Transporte de Volume Final da CB (Radial 1)	-21,0 (Sv)
% de Crescimento a cada 100km	4,72%

4.3 Investigação da Dinâmica de Forçamento

Após toda o trabalho em realizar a descrição da CRI, seja em questão de variabilidades diárias, sazonais e até mesmo variação em profundidade e meridional, partimos para o estudo da dinâmica de forçamento da mesma.

Para a investigação de suas forçantes tínhamos duas principais hipóteses: promediação de estruturas de mesoescala (vórtices) ou forçamento pelo vento, associada à uma circulação Sverdrupiana.

4.3.1 Promediação de vórtices sobre a região

A fim de investigarmos se a estrutura observada no campo médio do AVISO (Figura 5) se trata de uma promediação de estruturas de mesoescala associadas à CB e a Confluência Brasil-Malvinas (CBM) iremos aplicar um filtro a fim de separarmos estruturas de meso e larga escala. O filtro aplicado se trata de um passa-baixa, tipo *Blackman*, com período de filtragem de 120 dias. A descrição do método está na Subseção 3.1.

Aplicado o filtro, obtemos os resultados apresentados na Figura 17. À primeira vista, o que podemos observar é que o campo que representa a mesoescala (períodos menores que 120 dias), painel b), não apresenta a configuração da CRI. Já o campo de grande escala (períodos maiores que 120 dias) se parece muito com o campo médio não filtrado, painel c). Isso nos sugere que a CRI encontrada no campo médio seja produto de alguma forçante de grande escala, como por exemplo o forçamento pelo vento.

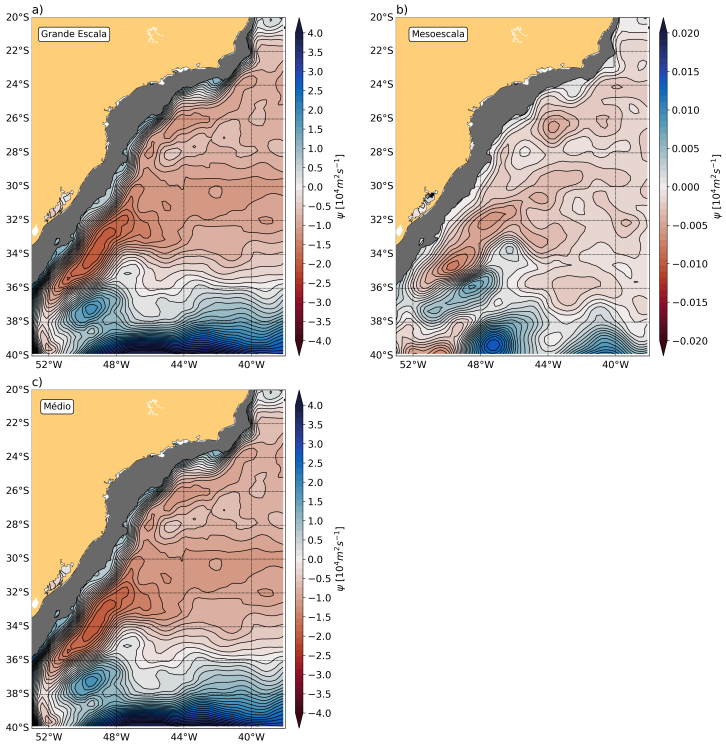


Figura 17: Campos de função de corrente referentes à média do período 1993-2020, mas com filtro passa-baixa aplicado em a) e b). O campo c) não apresenta nenhuma filtragem, sendo ele o campo médio original já apresentado anteriormente. A mascara cinza representa regiões onde a profundidade é menor que 200m. A escala de cores para o painel b) é diferente de a) e c).

4.3.2 Modelo numérico quase-geostrófico de forçamento pelo vento

A fim de verificarmos a hipótese de que a CRI encontrada no campo médio seja produto de forçamento pelo vento, iremos utilizar o modelo numérico quase-geostrófico de $1^1/_2$ camada, descrito na Subseção 3.5. A seguir, são detalhados os parâmetros utilizados no modelo e apresentado o campo de rotacional do vento utilizado como forçante do mesmo.

Estimativa dos parâmetros do modelo

Inicialmente, devemos nos atentar aos valores que serão utilizados em cada um dos parâmetros destas equações. O modelo é rodado com uma grade que possui os limites latitudinais de 10ºS a 48ºS e longitudinais de 60ºW a 20ºE. A resolução espacial do modelo é cerca de 15 km. A geometria da isóbata de 200 m é considerada como contorno limite do nosso modelo que separa oceano e continente.

Para este experimento, os seguintes parâmetros possuem valor: $\beta = 1,98 \times 10^{-11}\ \mathrm{m^{-1}\,s^{-1}}$, gravidade reduzida $g' = 0,02\ \mathrm{m\,s^{-2}}$, $A_H = 2223\ \mathrm{m^2\,s^{-1}}$, $\rho_0 = 1,027 \times 10^3\ \mathrm{kg\,m^{-3}}$, e a profundidade de repouso da picnoclina $H = 1200\,\mathrm{m}$.

Para obtenção do valor de $A_H = 2223\ \mathrm{m^2\,s^{-1}}$ foram utilizados os dados de velocidade geostrófica do AVISO, aplicados à Equação 14 para as 6 radiais apresentadas na Subsubseção 4.2.3. Essa equação nos devolve uma curva teórica ajustada e o valor de A_H relativo ao jato da CB e CC. Como é devolvida uma curva teórica e temos a curva original (de dados do AVISO interpolados à posição das radiais) podemos calcular um coeficiente de correlação de Pearson r para verificar qual curva teve o melhor ajuste e portanto, saber qual o melhor valor de A_H a ser utilizado no modelo.

Quando aplicamos a Equação 14 obtemos diversos valores de A_H, porém a radial com melhor aproximação foi a radial 6, localizada mais ao norte, com valor de coeficiente de Pearson $r = 0,9753$. Na Figura 18 podemos ver a curva original (azul) e o ajuste realizado (vermelho), além da largura da CB (estrelas amarelas), associados à radial número 6.

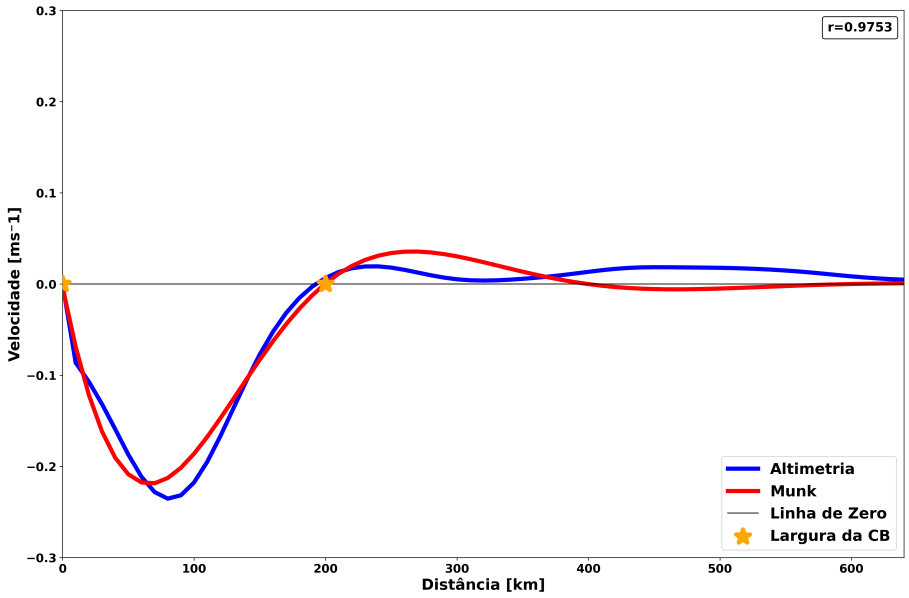


Figura 18: Perfil horizontal médio de velocidade geostrófica normal à radial 6. A distância no eixo x é relativo à isóbata de 200m. Velocidades negativas (positivas) significa que estão fluindo para o sul (norte).

Portanto, para os experimentos realizados foi utilizado o valor de $A_H = 2223\ \mathrm{m^2\,s^{-1}}$ associado à sexta radial.

Forçante do Modelo

Como dito anteriormente, não foi utilizado um perfil idealizado de vento como forçante, tal qual no trabalho clássico de Munk (1950) ou em Belo (2011) mas sim dados reais da reanálise ERA5. O campo aplicado como forçante do modelo é uma média do período de 1993-2020 do rotacional da tensão de cisalhamento do vento. A Figura 19 representa o campo utilizado no experimento. Nela podemos ver toda a região relativa ao GSAS, com os seus limites estabelecidos pela linha de rotacional 0 (Sverdrup (1947)).

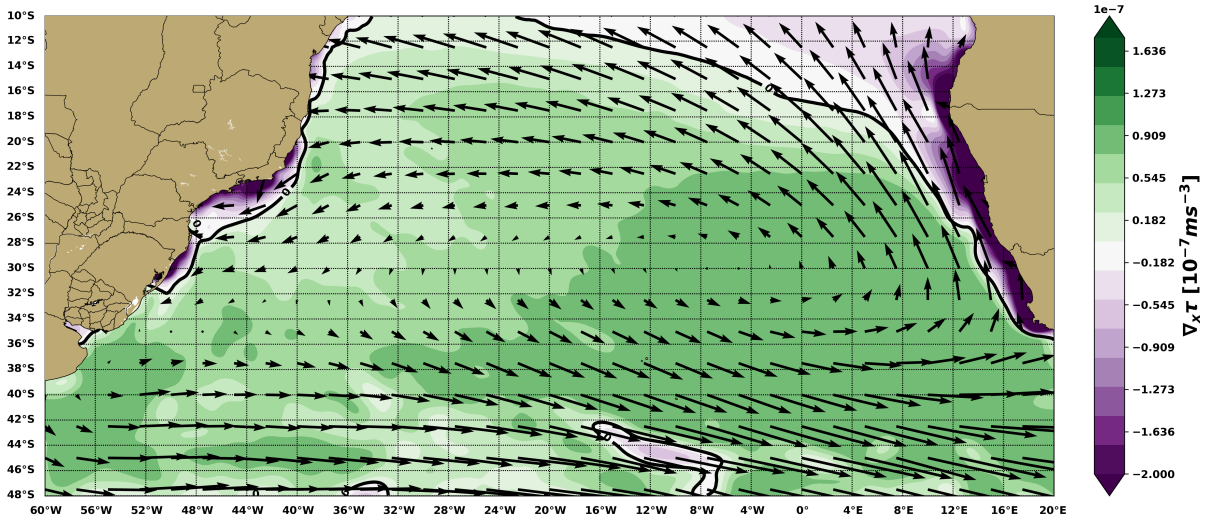


Figura 19: Campo médio (1993-2020) do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para o Atlântico Sul obtidos a partir do ERA5. A linha de 0 é destacada na cor preta.

Saída do Modelo

Após mais de 240 mil iterações numéricas, o nosso modelo entrou em estado de equilíbrio, ou seja, sua variação máxima de uma iteração para outra era menor do que $1e^{-14}$. Na Figura 20 podemos ver que nosso modelo gerou um GSAS, com seu típico padrão triangular (Stramma & England (1999)). Reproduzimos até mesmo o Giro da Angola. Junto disso, foi possível reproduzir a estrutura de uma circulação anticiclônica na região sul da CB. Dado toda a simplicidade, e aproximações, do modelo podemos dizer que reproduzimos com sucesso a existência de uma CRI. Apesar das diferenças morfométricas, há uma circulação fechada, com intensidade comparável à aquela observada nos campos do AVISO.

Para que fosse possível calcular as estatísticas da célula no modelo, assim como foi calculado para os dados de altimetria, foi necessária definir, arbitrariamente, uma outra isolinha de $\psi = -62000 \text{m}^2/\text{s}$. Esta foi definida de forma que englobasse a circulação fechada da borda oeste e estivesse próxima a uma região de alto gradiente de ψ. A mudança de valor do contorno para o modelo foi necessária visto a simplicidade do modelo.

Assim sendo, temos na Tabela 9, as estatísticas referentes à célula definida na saída do modelo QG forçado pelo vento.

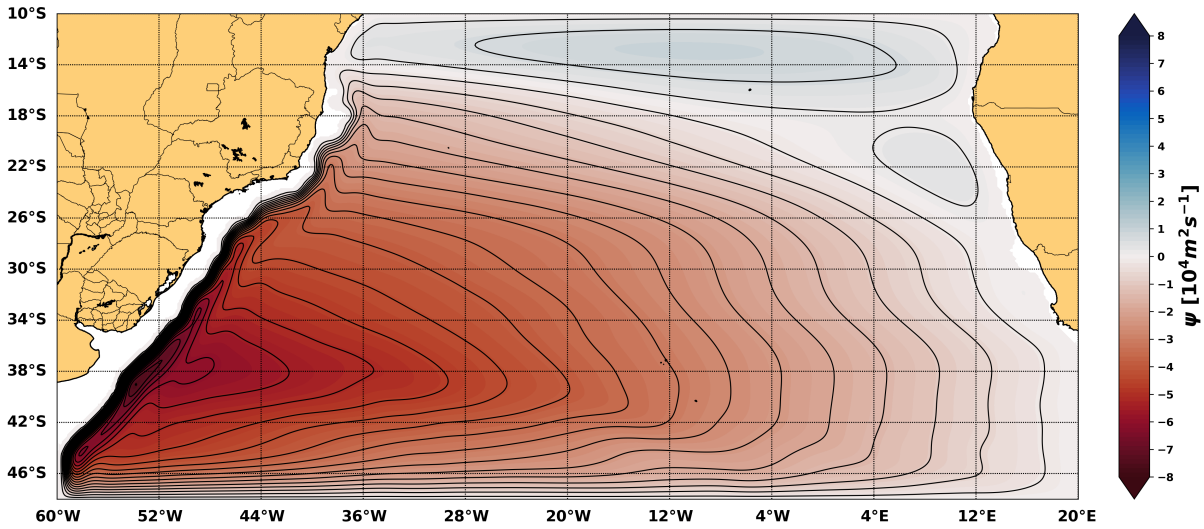


Figura 20: Campo de função de corrente, resultado do modelo numérico aplicado à bacia do AS. Os limites do modelo são definidos pela isóbata de 200m.

Tabela 9: Tabela que apresenta os valores da posição do núcleo, limites latitudinais e longitudinais e área da célula para o campo de função de corrente produto do nosso modelo numérico QG.

Origem do Dado	Núcleo		Limites				Área (km²)
	Latitude	Longitude	Lat Max	Lat Min	Lon Max	Lon Min	
MODELO	-39,05	-53,79	-44,87	-32,66	-58,43	-48,42	148392,7

5 Discussão

A discussão do trabalho foi separada em três frentes, relativas à cada subseção dos resultados.

5.1 Em superfície

Ao analisarmos o campo médio (Figura 5) de função de corrente do GSAS e da porção sul da CB, encontramos a CRI bem marcada. Alcançando limites latitudinais próximos à 30ºS e 36ºS. Diferente dos limites estabelecidos por Belo (2011) para, o que ele chamou de, a célula sul, onde ele afirma que os limites da mesma são 30ºS e 40ºS.

O trabalho de Stramma (1989) afirma que a CB ao atingir a CBM se separa em dois ramos. Um flui para norte alinhado ao meridiano de 53ºW e se vira para oeste em torno de 28ºS-30ºS. Este primeiro, formaria uma célula de circulação anticiclônica quase estacionária. O outro flui meridionalmente até 45ºS-46ºS onde se verte para nordeste formando a Corrente do Atlântico Sul. O primeiro é o nosso ramo de interesse, visto que a estrutura anticiclônica quase-estacionária formada por ele provavelmente se trata da CRI discutida neste trabalho. A posição que o trabalho descreve é diferente da encontrada na Subsubseção 4.1.1. Na Figura 5 podemos ver um ramo leste, associado à CC da CB fluindo para norte em orientação sudoeste-nordeste, e vertendo-se para oeste em torno de 34º-30ºS. Diferente de seguir um meridiano e virar para oeste em torno de 28º-30ºS.

A identificação de células de circulação anticiclônicas, associadas às recirculações das correntes de borda oeste já foi abordada por Uda (1969), Qiu (1999), Wang & Koblinsky (1996) entre outros. Belo (2011) defende a ideia da existência de duas células de recirculação, diferente de Gordon & Greengrove

(1986) e Matano et al. (1993) que descrevem uma única célula, que está de acordo com o nosso trabalho que encontrou apenas o padrão de célula única.

Também não foi possível a identificação da assinatura da CRI nos campos de vorticidade relativa. A provável causa disto parece ser a dificuldade de separarmos os efeitos das continuas feições de mesoescala da atividade associada ao "corredor"de vórtices da CB dos efeitos da recirculação interna da CB, descrito também por Belo (2011).

A variabilidade de mesoescala na região de ocorrência da célula é extremamente alta em pequenos períodos de tempo, sendo até mesmo impossível de identificá-la em *snapshots* diários da região. Provavelmente é dominada por vórtices anticiclônicos advindos da região da Retroflexão das Agulhas (Guerra et al. (2018); Laxenaire et al. (2018); da Silveira et al. (2022)). Já quando analisamos a variabilidade sazonal, encontramos também uma alta variação em algumas das estações, quando comparamos com o campo médio em termos de intensidade e localização. Seguindo a Tabela 4, a estação que possui maior variação é o inverno, que neste caso se trata de uma redução de sua área. E a estação que possui menor variação é o outono, ocorrendo também uma redução de sua área. Os nossos resultados, onde a CRI no Inverno e Outono sofrem uma diminuição, e uma extensão no Verão e Primavera, são semelhantes com o que foi encontrado por Belo (2011). A redução máxima na sua extensão durante o Inverno é também condizente com o período onde a CB está mais enfraquecida (Matano et al. (1993)).

5.2 Em profundidade

Quanto à validação das reanálises obtivemos pela Tabela 6 que o GLORYS é a reanálise que possui as menores diferenças quando comparamos com o AVISO. Tendo sido os dados da FOAM-GloSea5, os mais discordantes. Sendo a área calculada da CRI pelo GLORYS bem próxima a do AVISO, errando por apenas 768 km² ou 0,93% da área, a reanálise C-GLORS, segunda melhor, erra por cerca de 59191 km² ou 71,3% da sua área.

Ao analisarmos a Figura 9, podemos observar uma assinatura da CRI nos campos de SA, CT, DP e de ψ. No trabalho de Rocha et al. (2010) e Gordon & Greengrove (1986), ambos encontram assinatura da célula de recirculação em níveis ainda mais profundos (1400 dbar). Rocha et al. (2010), em específico descreve um gradiente das propriedades termohalinas associado à CB e a CC, no nível de 100 m. Apesar de serem em níveis diferentes, nosso trabalho corrobora os trabalhos de Rocha et al. (2010) e Gordon & Greengrove (1986) quanto à presença da recirculação em profundidade.

Quando observamos nossas radiais de velocidade, componente barotrópica, baroclínica e totais (Figura 10, 11 e 12) observamos o sistema CB-CC presente em todos eles, da radial 1 a 4 (exceto na baroclínica onde a CC alcança até a radial 5). Sendo assim assumimos o limite norte da CC na latitude de cerca de 31ºS. A componente baroclínica da CB e da CC parecem se limitar muito mais a camada superior (acima de 1500m) do oceano do que a inferior (abaixo de 1500m). Nas radiais, é observado o comportamento de aumento de espessura da CB conforme avança para sul, assim como descrito por Matano et al. (1993) e Gordon & Greengrove (1986). Porém a CC não aparenta possuir o mesmo padrão de crescimento meridional (mesmo que em sentido oposto, visto que a CC flui para norte).

Se analisarmos as correntes em termos de transporte de volume (Figura 13 e 14) veremos que a CB tem seu aumento de transporte conforme flui em direção ao sul, conforme Peterson & Stramma (1991). Assim como também podemos observar um maior transporte da CC nas radiais (1, 2 e 3) mais próximas a sua região de origem (36ºS). A radial mais ao sul (1) apresenta transporte de cerca de -21 Sv.

O que está de acordo com Gordon & Greengrove (1986), que relatam um transporte de -19,5 a -22,5 Sv na região entre 35,2ºS e 38ºS. Garzoli (1993) cita valores de -24 Sv para a região entre 35,2 e 36.5ºS, além disso ele cita que o transporte de retorno da CB (aqui chamado de CC) é de mesmo valor, ou seja, seria de 24 Sv. Nós vimos que os valores de transporte da CC chegam a no máximo metade do valor transportado pela CB na mesma radial (radial 2, CB transporta cerca de -24 Sv e a CC cerca de 12 Sv). Rocha et al. (2010) aponta que pelos dados de AVISO ajustados à uma função zonal, o máximo que a CC atinge de transporte para o norte é cerca de 40% do transporte total da CB. Mais condizente com nosso trabalho.

Um trabalho mais recente de Chidichimo et al. (2021) mostra que o transporte da CB em torno de 34.5ºS, durante os anos de 2009-2015 teve média de -14 Sv e desvio padrão de 8.8 Sv. A média está bem distante dos nossos valores obtidos, mas se incluirmos no *range* de desvio padrão, temos algo mais próximo ao que encontramos na região (-19 a -25 Sv). O trabalho de Artana et al. (2019), utilizou dados da reanálise GLORYSV12 assim como nós, e encontrou valores médios de -23 Sv para a CB em 36ºS.

Já quando analisamos a sazonalidade dos transportes da CB e da CC, Figura 15 e Figura 16, respectivamente, vemos padrões similares aos encontrados por Schmid & Majumder (2018). Neste trabalho ele encontra mínimos de transportes da CB em junho e máximos em dezembro. Esse ciclo é também condizente com o que encontramos em superfície quanto à maior ou menor extensão da célula, no verão e inverno respectivamente, também encontrado por Belo (2011).

Calculamos também a taxa de crescimento meridional da CB para a região sobre a célula (30º-36ºS). O valor obtido de 4,72% a cada 100 km (Tabela 8) é próximo ao encontrado por Gordon & Greengrove (1986), de 5%, e também parecido com o valor encontrado por Peterson & Stramma (1991), também de 5%, para a Corrente do Golfo no Atlântico Norte.

5.3 Forçamento dinâmico

Como descrito em Belo (2011), os processos que controlam a dinâmica de contorno oeste como forçamento pelo vento (Munk (1950)), forçamento por empuxo superficial acoplado com convergência geostrófica (Cushman-Roisin (1984);Pedlosky & Spall (2005)), as interações não-lineares vórtice-vórtice (Ierley & Sheremet (1995)) e a forçante termodinâmica (Cushman-Roisin (1869)), ainda não foram abordados em estudos prévios para o caso da recirculação do GSAS, e por consequência da CB.

Neste trabalho, focamos em duas frentes sobre a dinâmica de forçamento: promediação de vórtices sobre a região da célula e o forçamento mecânico pelo vento. A primeira leva em conta o fato que Belo (2011) cita sobre a intensa atividade de mesoescala sobre a região. Ao realizarmos a filtragem dos dados de altimetria utilizando-se de um filtro de passa-baixa, o que obtivemos foi um campo de grande escala muito parecido com o campo médio (Figura 17). No campo de mesoescala, painel b) da Figura 17, podemos ver o destaque de diversas estruturas de mesoescala sobre a região, em específico um sobre a porção central da Bacia de Santos (BS), novamente corroborando com Belo (2011), que afirma que a BS é local de intensa atividade de mesoescala também.

Como o campo de grande escala é muito parecido com o campo médio, isso nos sugere que talvez a estrutura da CRI seja formada pela média de um processo de longo termo, como o forçamento mecânico pelo vento, descrito primeiramente por Sverdrup (1947), e posteriormente aprimorado por Stommel (1948) e Munk (1950).

Para testar tal hipótese, nos utilizamos de um modelo numérico QG de $1^1/_2$ camada forçado por

dados de vento realísticos. Como podemos observar na Figura 20, conseguimos reproduzir o padrão do GSAS e a existência de uma célula de recirculação única na borda oeste do giro. Em termos de intensidade, o resultado é comparável com os campos do AVISO. Já em termos de posicionamento, há um deslocamento para sul, da célula gerada por nosso modelo, quando comparamos com o AVISO, como podemos ver na Figura 21. A célula do AVISO tem seu núcleo em cerca de 34ºS já a célula gerada pelo modelo tem seu núcleo em torno de 39ºS, tendo assim cerca de 5º de deslocamento para o sul. Especulamos aqui se a circulação de revolvimento meridional associada à presença da Corrente das Malvinas seria capaz de alterar para norte a posição da CRI numa situação de célula forçada pelo rotacional do vento. É claro que outra hipótese é que a modelagem da célula se trata de uma coincidência de mecanismos e não apenas o vento ser responsável pelo forçamento desta estrutura vortical.

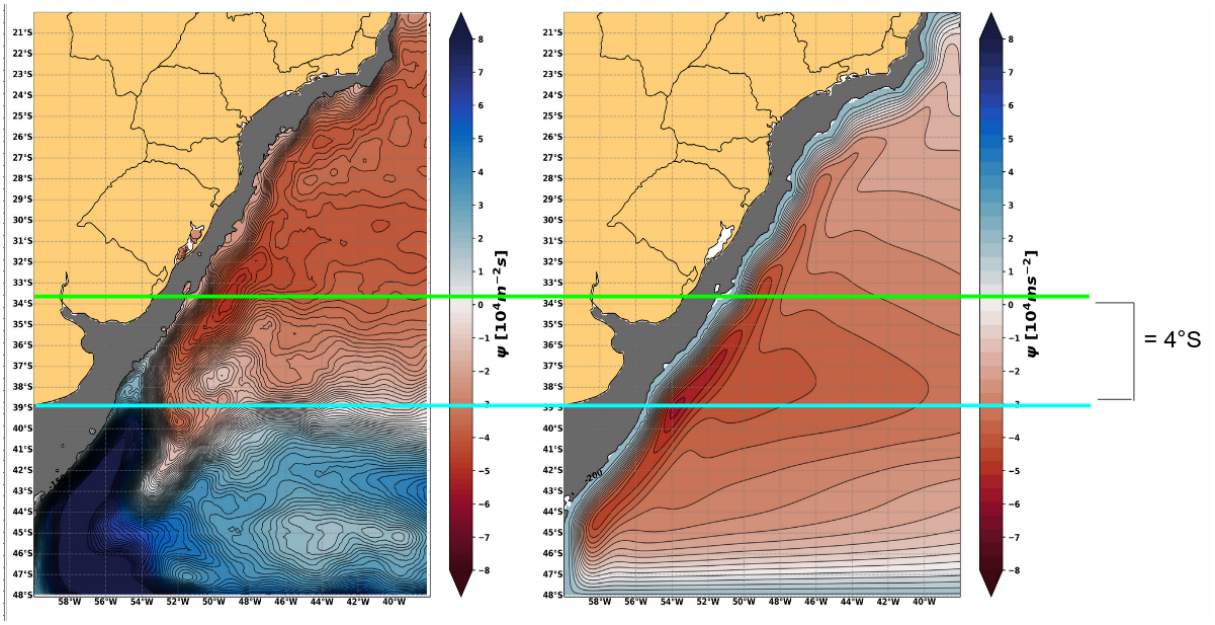


Figura 21: Comparação visual entre os campos de função de corrente do: AVISO, à esquerda, e do modelo QG de $1^1/_2$ camada, à direita. A mascara cinza representa áreas onde a profundidade é menor do que 200m.

No trabalho de Artana et al. (2019) ela mostra que a posição latitudinal da linha de rotacional zero, que define os limites do GSAS e portanto da CBM, se desloca para norte no Inverno e para sul no Verão. Essa variação sazonal e latitudinal é vista também em nossos dados de posição da CRI. Pela Tabela 3 vemos que no verão (inverno) o limite sul da célula se encontra mais ao sul (norte) do que o campo médio. Isso pode nos sugerir que a relação da intensidade da CM e da CB, que dita a posição da CBM, pode também controlar a posição da CRI. Porém, a simplicidade do modelo numérico não nos permite testar a influência da CM na posição final da célula.

6 Síntese e Conclusões

Neste trabalho, buscamos descrever e entender a dinâmica da célula de recirculação interna da corrente do Brasil a partir de dados de altimetria, reanálises oceânicas e modelagem numérica.

A partir dos dados de altimetria, descrevemos a CRI em superfície no campo médio de 1993-2020, demonstramos também sua alta variabilidade diária e sazonal. Utilizando os dados de reanálise oceânica descrevemos a célula em diferentes níveis verticais, versamos sobre a profundidade da CB e da

CC na porção final da CB (30º-40ºS). Além disso, calculamos o transporte de volume da CB e da CC na região além da taxa de crescimento meridional da CB associado à recirculação da mesma. Investigamos também a dinâmica de forçamento da célula a partir de separação da escala temporal de fenômenos e por meio da aplicação de um modelo QG de $1^1/_2$ camada forçado por vento realista. Sendo assim, o objetivo central deste trabalho foi alcançado com êxito.

Assim como os objetivos específicos também foram alcançados. Os quais são:

- Realizar a caracterização morfométrica da célula de recirculação

  Foi possível determinar a posição da CRI em superfície, no campo médio, entre 30º-36ºS e 53º-45ºW. Definimos a isolinha de $\eta = 0,7$ m, e isolinha de ψ associada, como os limites da célula. A morfometria da célula em campos diários não pode ser definida devida à sua alta variabilidade. Em profundidade, observamos também a assinatura da CRI nos campos de ψ, temperatura conservativa, salinidade absoluta e densidade potencial. Observamos a presença dos sistema CB-CC até profundidades de no máximo 1300m, que também é a profundidade onde encontramos o limite inferior da AIA na região.

- Realizar o levantamento da sazonalidade da célula.

  A sazonalidade da célula foi descrita, em superfície, como sendo maior no Inverno e menor no Outono. Além disso, foi encontrado que a mesma sofre uma redução nos meses de Inverno e Outono, e uma expansão de sua área nos meses de Verão e Primavera. No verão (outono) a célula alcança latitudes mais ao norte (sul), com limite máximo em -29,34ºS (36,91ºS). Em relação ao transporte, vemos que ambas as correntes que formam a CRI, CB e CC, tem ciclo sazonal claro que mostra maiores intensidades no verão e primavera, e menores no outono e inverno.

- Calcular o transporte de volume da célula e a taxa de crescimento meridional da CB.

  O transporte de volume da CB e da CC foram calculados para 6 diferentes radiais sobre a estrutura da CRI. Para a CB, o transporte máximo observado foi de -25.7 Sv, na radial número 4, em torno de 33ºS e o transporte final (radial 6, em torno de 36º-37ºS) calculado foi de -21 Sv. Para CC, o valor máximo calculado foi 12 Sv na radial 2 (em torno de 35ºS), e o mínimo foi nas radiais 5 e 6 (de 32º a 30ºS) onde ela não foi encontrada, logo o seu transporte foi 0 Sv. A taxa de crescimento meridional da CB calculada para a região foi de 4,72% a cada 100 km.

- Investigar o forçamento dinâmico da célula de recirculação interna associado ao rotacional do vento.

  Por meio de filtragem dos fenômenos de mesoescala, encontramos que a estrutura da CRI se dá principalmente pela média de fenômenos de grande escala, como a circulação forçada pelo vento. Já por meio de modelagem numérica, fomos capazes de reproduzir o padrão de circulação do GSAS e gerar uma CRI associada à CB e ao forçamento pelo vento. A magnitude da célula se assemelha à CRI encontrada nos dados da AVISO, embora a sua posição esteja deslocada em 4º em direção ao sul.

6.1 Sugestões para trabalhos futuros

Mesmo o trabalho tendo atingido, de maneira geral, todos os objetivos propostos inicialmente ele ainda sim abre portas para estudos futuros. Para isso, listamos abaixo algumas ideias para estudos

futuros.

- Quantificar a influência das estruturas de mesoescala, como vórtices, para a geração da CRI no campo médio e instabilização da CBM. Similar ao que foi realizado por Biló et al. (2021) para a região de 15º-30ºN.
- Introduzir as componentes termohalinas, associadas à fluxos de entrada como a CM, vazamento das Agulhas e escoamentos de saída como a Subcorrente Norte do Brasil, na etapa de modelagem numérica. De forma a verificar a influência dessas componentes para a existência da CRI e sua correta posição.

Referências

Artana C, Provost C, Lellouche JM, Rio MH, Ferrari R, Sennéchael N. The Malvinas current at the confluence with the Brazil current: Inferences from 25 years of Mercator ocean reanalysis. Journal of Geophysical Research: Oceans 2019;124(10):7178–7200.

Belo W. A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Circulação Oceânica na Região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos / The Inner Recirculation of the South Atlantic Subtropical Gyre and the Oceanic Circulation on the Pre-Salt Cluster Region in the Santos Basin. PhD thesis; 2011.

Biló TC, Johns WE, Zhao J. Dynamics of Deep Recirculation Cells Offshore of the Deep Western Boundary Current in the Subtropical North Atlantic (15°–30° N). Journal of physical oceanography 2021;51(1):131–145.

Chidichimo MP, Piola AR, Meinen CS, Perez R, Campos EJD, Dong S, et al. Brazil Current Volume Transport Variability during 2009–2015 from a long-term moored array at 34.5 S. Journal of Geophysical Research: Oceans 2021;126(5):e2020JC017146.

Cushman-Roisin B. Introduction to geophysical fluid dynamics. (No Title) 1869;.

Cushman-Roisin B. On the maintenance of the Subtropical Front and its associated countercurrent. Journal of physical oceanography 1984;14(7):1179–1190.

Garzoli SL. Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 1993;40(7):1379–1403.

Gordon AL, Greengrove CL. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers 1986;33(5):573–585.

Guerra LAA, Paiva AM, Chassignet EP. On the translation of Agulhas rings to the western South Atlantic Ocean. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 2018;139:104–113.

Ierley GR, Sheremet VA. Multiple solutions and advection-dominated flows in the wind-driven circulation. Part I: Slip. Journal of marine research 1995;53(5):703–737.

IOC-UNESCO S, IAPSO. The International thermodynamic equation of seawater–2010: calculation and use of thermodynamic properties.[includes corrections up to 31st October 2015]. Manuals and Guides 56 2015;.

Jackett DR, McDougall TJ. A neutral density variable for the world's oceans. Journal of Physical Oceanography 1997;27(2):237–263.

Laxenaire R, Speich S, Blanke B, Chaigneau A, Pegliasco C, Stegner A. Anticyclonic eddies connecting the western boundaries of Indian and Atlantic Oceans. Journal of Geophysical Research: Oceans 2018;123(11):7651–7677.

Luko C, da Silveira I, Simoes-Sousa I, Araujo J, Tandon A. Revisiting the Atlantic South Equatorial Current. Journal of Geophysical Research: Oceans 2021;126(7):e2021JC017387.

Matano RP, Schlax MG, Chelton DB. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 1993;98(C10):18027–18035.

Meinen C, Piola A, Perez R, Garzoli S. Deep Western Boundary Current transport variability in the South Atlantic: Preliminary results from a pilot array at 34.5 S. Ocean Science 2012;8(6):1041–1054.

Munk WH. On the wind-driven ocean circulation. Journal of Atmospheric Sciences 1950;7(2):80–93.

Pedlosky J, Spall MA. Boundary intensification of vertical velocity in a β-plane basin. Journal of physical oceanography 2005;35(12):2487–2500.

Peterson RG, Stramma L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. Progress in Oceanography 1991;26(1):1 – 73.

Qiu B. Seasonal eddy field modulation of the North Pacific Subtropical Countercurrent: TOPEX/Poseidon observations and theory. Journal of Physical Oceanography 1999;29(10):2471–2486.

Reid J. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Progress In Oceanography 1989;23,:149–244.

Rocha C, Silveira I, Gangopadhyay A, Belo W, A Parametric Model for Brazil Current Recirculation Cell (20-40S); 2010.

Rodrigues RR, Rothstein LM, Wimbush M. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. Journal of Physical Oceanography 2007;37(1):16–30.

Schmid C, Majumder S. Transport variability of the Brazil Current from observations and a data assimilation model. Ocean Science 2018;14(3):417–436.

Schmid C, Siedler G, Zenk W. Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical South Atlantic. Journal of Physical Oceanography 2000;30(12):3191–3211.

da Silveira IC, Bernardo PS, Lazaneo CZ, Amorim JP, Borges-Silva M, Martins RC, et al. Oceanographic conditions of the continental slope and deep waters in Santos Basin: the SANSED cruise (winter 2019). Ocean and Coastal Research 2022;71.

Stommel H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. Eos, Transactions American Geophysical Union 1948;29(2):202–206.

Stramma L. The Brazil Current transport south of 23 S. Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers 1989;36(4):639–646.

Stramma L, England M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research: Oceans 1999;104(C9):20863–20883.

Sverdrup HU. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. Proceedings of the National Academy of Sciences 1947;33(11):318–326.

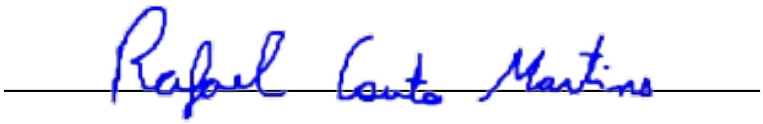
Tsuchiya M. Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean. Journal of Marine Research 1985;43:57–65.

Uda M. The eastward subtropical countercurrent in the western North Pacific Ocean. J Oceanogr Sco Japan 1969;25(4):201–210.

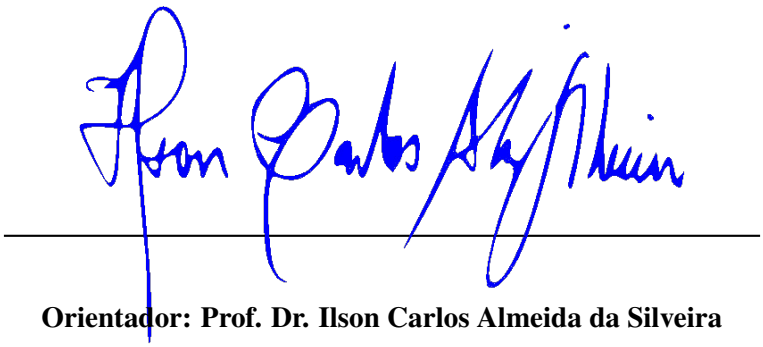
Valla D, Piola AR, Meinen CS, Campos E. Strong mixing and recirculation in the northwestern Argentine Basin. Journal of Geophysical Research: Oceans 2018;123(7):4624–4648.

Vianna ML, Menezes VV, Chambers DP. A high resolution satellite-only GRACE-based mean dynamic topography of the South Atlantic Ocean. Geophysical Research Letters 2007;34(24).

Wang L, Koblinsky CJ. Annual variability of the subtropical recirculations in the North Atlantic and North Pacific: A TOPEX/Poseidon study. Journal of physical oceanography 1996;26(11):2462–2479.



Aluno: Rafael Couto Martins



Orientador: Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira