



Universidade Federal do Rio Grande
Instituto de Oceanografia



Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima – LEOC
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

Demografia de vórtices oceânicos em três sistemas associados a correntes de contorno oeste do Hemisfério Sul

Gabriela Semolini Pilo

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata

Co-orientador: Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo

Rio Grande
Abril de 2013

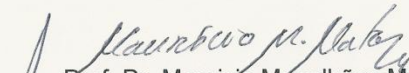


UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO - INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA
FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA.
E-mail: ccpofgg@furg.br – home-page: www.oceanfisquigeo.furg.br




ATA ESPECIAL P/DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - 002/2013

Às nove horas e trinta minutos do dia doze de abril do ano dois mil e treze, na Sala 3.102 – Pav. 3 – FURG/Carreiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** da Acad. **GABRIELA SEMOLINI PILO** composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata - Orientador/Presidente – IO/FURG, Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo, – IO /FURG e Prof. Dr. Martin Saraceno – Univ. Buenos Aires – AR. Título da Dissertação: “ **DEMOGRAFIA DE VÓRTICES OCEÂNICOS EM TRÊS SISTEMAS ASSOCIADOS A CORRENTES DE CONTORNO OESTE DO HEMISFÉRIO SUL**”. Dando início à reunião, a Coordenadora Adjunta do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Profa. Dra. Elisa Helena Leão Fernandes, substituindo o Coordenador, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata terá um tempo de 45 a 60 min. para explanação do tema, e cada membro da Comissão, um máximo de 30 min. para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação a Comissão reuniu-se na Sala da Secretaria da Coordenação do Programa, para discussão do conceito a ser atribuído a candidata. Durante este encontro ficou estabelecido o que segue: As sugestões de todos os membros da Banca Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo orientador/candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente a Comissão Examinadora considerou a candidata **APROVADA**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ata que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo candidato e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.


Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata
Presidente


Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo


Prof. Dr. Martin Saraceno


Profa. Dra. Elisa Helena Leão Fernandes
Coordenadora Adjunta - PPGOFQG


Acad. Gabriela Semolini Pilo

AGRADECIMENTOS

Diversas pessoas participaram da minha vida ao longo dos dois anos de elaboração dessa dissertação. Tanto de maneira acadêmica quanto pessoal (até mesmo espiritual), todos contribuíram e tornaram minha vida muito mais feliz. Aqui agradeço, em palavras, a todas essas pessoas. Mas quero que saibam que o sentimento que tenho por elas é maior do que pode ser descrito.

Agradeço aos meus pais, **Valter** e **Valdete**, pelo amor e apoio incondicionais durante toda a minha vida e especialmente nesses últimos anos em que morei em Rio Grande. Vocês sempre foram a origem de toda a força e dedicação disposta a esse trabalho. Muito obrigada por tudo, sempre.

Agradeço muito ao meu orientador **Maurício M. Mata** pela atenção, apoio, orientação e discussões. Também agradeço por todas as oportunidades a mim oferecidas, dentre elas a oportunidade de conhecer o continente gelado. Também tenho muito a agradecer ao meu co-orientador **José Luiz Lima de Azevedo** pela devoção exemplar em seu cargo como professor e orientador, pelas aulas de vórtices oceânicos que me introduziram a esse tema fascinante e pelas discussões ao longo da execução do trabalho.

Agradeço aos meus amigos do Laboratório de Estudo dos Oceanos e Clima que me receberam prontamente às suas vidas e me fizeram sentir muito bem vinda. Em especial os meus amigos de sala: **Lorena**, com suas críticas sempre construtivas e sinceras, **Ana**, com suas conversas e auxílios para elaboração de belas figuras, **Piauí**, pelas discussões acerca do trabalho e de qualquer outro tema – acadêmico ou não –, **Mathias**, pelo auxílio nos primeiros meses de Laboratório e de Matlab e **Paula**, pelo auxílio nos últimos meses. Agradeço também à **Marina** pelas conversas sempre divertidas e construtivas, à minha *roomate* **Ingrid** pelas discussões sobre vórtices, aos comentários na dissertação e também pela amizade, à **Ella**, **Amábile**, **Arnaldo** e **Rodrigo** pela amizade e momentos de descontração.

Agradeço à minha amiga **Heline** pela força, companhia e amizade durante todo o tempo, além das conversas entusiásticas sobre qualquer assunto – ela sabe falar sobre todos! Agradeço à minha amiga **Camila** por muitas coisas (mais do que cabe ao bom senso citar aqui) que sem dúvida tornaram os meus dias muito mais felizes. *Danke* Camille! E agradeço ao **Fujita** pelo *tech support*, pela companhia, pelo carinho e pelos bons momentos que passamos juntos.

Agradeço também às minhas amigas **Dani** e **Letícia**, que mesmo à distância sempre participaram dos altos e baixos que acompanham o mestrado.

Agradeço aos criadores do banco de dados aqui utilizado, **Michael Schlx** e **Dudley Chelton**, pela disponibilização do banco e ao último pelas discussões sempre relevantes ao trabalho realizado. Agradeço também ao CNPq pelo apoio financeiro durante o programa de mestrado.

Agradeço ao Dr. **Martin Saraceno** por compor a banca de avaliação, pela disposição em ler, corrigir e acrescentar conhecimento a essa dissertação.

CONTEÚDO

AGRADECIMENTOS	III
LISTA DE FIGURAS	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Caracterização de vórtices oceânicos	1
1.2 A Bacia do Cabo e a Retroflexão das Agulhas	7
1.3 A Bacia Argentina, a Corrente do Brasil e a Confluência Brasil-Malvinas	10
1.4 Os Mares de Coral e da Tasmânia e a Corrente Leste Australiana	12
1.5 Justificativa e motivação	15
2.OBJETIVOS	17
3. MATERIAL E MÉTODOS	18
2.1. Métodos de estudo de vórtices oceânicos	19
2.2. O banco global de vórtices	19
2.2.1. Procedimento de identificação de vórtices	22
2.2.2. Procedimento de rastreamento de vórtices	23
2.2.3. Considerações a respeito do banco de dados	24
2.3. Determinação das áreas de estudo	26
2.4. Determinação do limite inferior do tempo de vida para seleção de vórtices	27
CAPÍTULO I	30
4. SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Vórtices anticiclônicos do tipo lente (superior), não-lente (central) e ciclônico do tipo não-lente (inferior). H é a camada superior externa à feição, ausente em feições do tipo lente. η é a inclinação da superfície livre do mar, ξ é o deslocamento da isoterma inferior. As variáveis das figuras não estão representadas proporcionalmente (Azevedo e Mata, 2010).

Figura 2: Interação entre vórtice de mesoescala anticiclônico (esquerda) e ciclônico (direita) e vórtices de submesoescala oriundos da advecção de águas exteriores. A resultante entre os vórtices de meso e de submesoescala é a causa da deriva meridional dos vórtices. (Adaptado de Morrow *et al.*, 2004 para o Hemisfério Sul).

Figura 3: Circulação média na região das Bacias do Cabo e das Agulhas. AB se refere ao Banco das Agulhas e AP ao Platô das Agulhas (Fonte: Richardson *et al.*, 2003).

Figura 4: Circulação superficial na Bacia Argentina. Cores indicam valores de EKE (unidade em $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) entre 1992 e 2010. Em preto, isolinhas de vorticidade potencial (unidade $-1 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Linhas pontilhadas pretas e magentas indicam a posição da Frente Subtropical (STF) e da Frente Subantártica (SAF). Setas brancas indicam a Corrente das Malvinas (MC), a Corrente Circumpolar Antártica (ACC) e a Corrente de Retorno das Malvinas (MRC). (Saraceno e Provost, 2012).

Figura 5: Principais aspectos da circulação superficial nos Mares de Coral e da Tasmânia. As setas pretas indicam a Corrente Sul Equatorial (SEC) e a Corrente Leste Australiana (CLA). A seta cinza indica a Frente da Tasmânia (TF). Um vórtice anticiclônico liberado pela oclusão da retroflexão é representado em cinza, sul de 35°S . (Fonte: Mata *et al.*, 2006a).

Figura 6: Processo de liberação de vórtices pela retroflexão da CLA. Cores escuras representam regiões de maior altura diâmica, indicando a formação de um vórtice de núcleo quente, ou seja, com elevação das isopicnais. (Fonte: Nilsson e Cresswell, 1986).

Figura 7: Áreas de estudo e principais feições batimétricas associadas. Vórtices considerados no presente estudo tiveram sua primeira ocorrência dentro das áreas delimitadas em vermelho.

Figura 8: Vórtices ciclônicos (anticiclônicos) em azul (vermelho) originados na região da Bacia Argentina com tempo de vida superior a (a) 4 semanas e (b) 10 semanas.

RESUMO

A partir de um banco global de dados de vórtices oceânicos, foram analisados vórtices ciclônicos e anticiclônicos originados em três regiões associadas a áreas altamente energéticas do Hemisfério Sul: Bacia Argentina, Bacia do Cabo e Mares de Coral e da Tasmânia. Um total de 1376, 1102 e 1550 vórtices foram identificados pela primeira vez em cada uma das regiões, respectivamente. Apesar das diferenças físicas e batimétricas, uma segregação geográfica de vórtices de acordo com o seu tamanho foi evidente em todas as regiões estudadas. Vórtices com raio maior do que o raio médio da população acrescido do desvio padrão ocorreram associados à Confluência Brasil-Malvinas, no Corredor das Agulhas e no Mar de Coral. Vórtices da Bacia Argentina propagaram-se num sentido anticiclônico ao redor da Elevação Zapiola, acompanhando a circulação local. No Mar da Tasmânia, ao cruzarem a região da retroflexão da Corrente Leste Australiana, vórtices provindos de norte e leste apresentaram altas taxas de crescimento. Derivas meridionais na propagação predominantemente para oeste foram evidentes em vórtices anticiclônicos primeiramente identificados no Mar da Tasmânia, rastreados até a *South Australian Bight*, e em vórtices das Agulhas. Após cruzarem a cordilheira meso-oceânica, vórtices das Agulhas exibiram aumento de raio e decaimento de amplitude e velocidade rotacional. Apesar de uma análise descritiva dos vórtices originados em regiões altamente energéticas do hemisfério sul ter sido realizada sugere-se uma análise quantitativa em relação a essas feições e suas estruturas verticais.

ABSTRACT

We analyzed eddies of both polarities originated at three major western boundary current systems of the Southern Hemisphere after a global eddy dataset: the Agulhas Current, the Brazil-Malvinas Confluence and the East Australian Current. A total of 1376, 1102 and 1550 eddies were first identified at Cape Basin, Argentine Basin and Tasman and Coral Seas respectively. All three areas presented spatial segregation according to features length scale, with large radii eddies occurring in the northern portion of the Argentine Basin, at the Agulhas Corridor and at the Coral Sea. Argentine Basin eddies propagated in an anticlockwise sense, following the local circulation, while at the other locations eddies propagated mainly westward, due to their β -induced translation. Westward eddies first identified at the Coral Sea that crossed the East Australian Current retroflexion presented high eddy radii growth rates at this point. Meridional drifts were evident for anticyclonic eddies first identified at the Tasman Sea and tracked up to the South Australian Bight, surpassing Tasmania, and for the Agulhas Rings. After crossing the Mid-Atlantic Ridge, Agulhas Rings exhibited radius increase and amplitude and rotation speed decrease, being the reasons for this behavior discussed on this work.

1. INTRODUÇÃO

Vórtices são feições de mesoescala com papel importante na circulação oceânica, desempenhado através do transporte e mistura de temperatura e salinidade (e.g. Lee *et al.*, 2007) e trocas de energia com o fluxo médio (Wunsch, 1999), além de conterem a maior parte da energia cinética do oceano (Fu, 2006). Essas feições também atuam na mistura da camada superficial dos oceanos e na distribuição de águas aprisionadas e de suas propriedades, como calor, sais dissolvidos, nutrientes e biota marinha (e.g. Siegel *et al.*, 2011; Chelton *et al.*, 2011a). Dessa maneira, ao estudar essas feições e sua distribuição no oceano global aprimora-se o conhecimento sobre a circulação dos oceanos. A ampliação deste conhecimento também auxilia na parametrização dessas feições em modelos de baixa e média resolução. A aproximação desses modelos ao cenário real dos oceanos e a utilização de modelos de alta resolução, que incluem vórtices de mesoescala, permitem uma previsão climática global mais precisa (Griffies *et al.*, 2008).

Além de comprovado papel na troca de energia e propriedades entre regiões oceânicas, essas feições se distribuem por todo o oceano global (Chelton *et al.*, 2011b), podendo-se dizer que o oceano é um mar de vórtices (Vallis, 2006).

1.1 Caracterização de vórtices oceânicos

Vórtices podem ser definidos como uma circulação fechada relativamente persistente (Cushman-Roisin e Beckers, 2006), apresentando uma parcela de fluido interna ao vórtice com características diferentes daquelas do fluido circundante (Flierl, 1979), transformando essas feições de mesoescala em mecanismos de transporte e mistura de massas de água. Vórtices oceânicos podem

apresentar escalas espaciais de dezenas a centenas de quilômetros e podem persistir nos oceanos por até vários anos (e.g. Byrne *et al.*, 1995; Schouten *et al.*, 2000).

Essas feições oceânicas de mesoescala podem ser diferenciadas de acordo com sua polaridade, ou seja, seu sentido de rotação. Vórtices anticiclônicos (Figura 1 esquerda) têm sentido de rotação anti-horário (horário) no hemisfério sul (norte), havendo elevação da superfície livre do mar e rebaixamento das isopicnais, podendo ser denominados, assim, de vórtices de núcleo quente. De maneira oposta, vórtices ciclônicos (Figura 1 direita) apresentam rotação no sentido horário (anti-horário) no hemisfério sul (norte), havendo rebaixamento da superfície livre do mar e ascensão das isopicnais a baixo da mesma. Estes últimos podem ser denominados de vórtices de núcleo frio, devido à presença de águas frias em seu núcleo quando comparadas com a temperatura do fluido circundante. A polaridade de uma feição determina o efeito que a mesma causará no ambiente em que ela ocorre. Vórtices anticiclônicos, por exemplo, podem desempenhar um papel importante no balanço de calor entre regiões oceânicas (e.g. Beal *et al.*, 2011; Baird *et al.*, 2011), enquanto vórtices ciclônicos podem aumentar a produtividade de uma determinada área ao elevar a nutriclina da região (McGillicuddy *et al.*, 1998; Siegel *et al.*, 2011).

Em relação à sua estrutura, os vórtices podem ser divididos em dois tipos: lente e não-lente (Figura 1). Vórtices do tipo não-lente possuem uma camada de água superior (H) com densidade inferior à da camada estagnada inferior, enquanto vórtices do tipo lente possuem H nulo (Flierl, 1979).

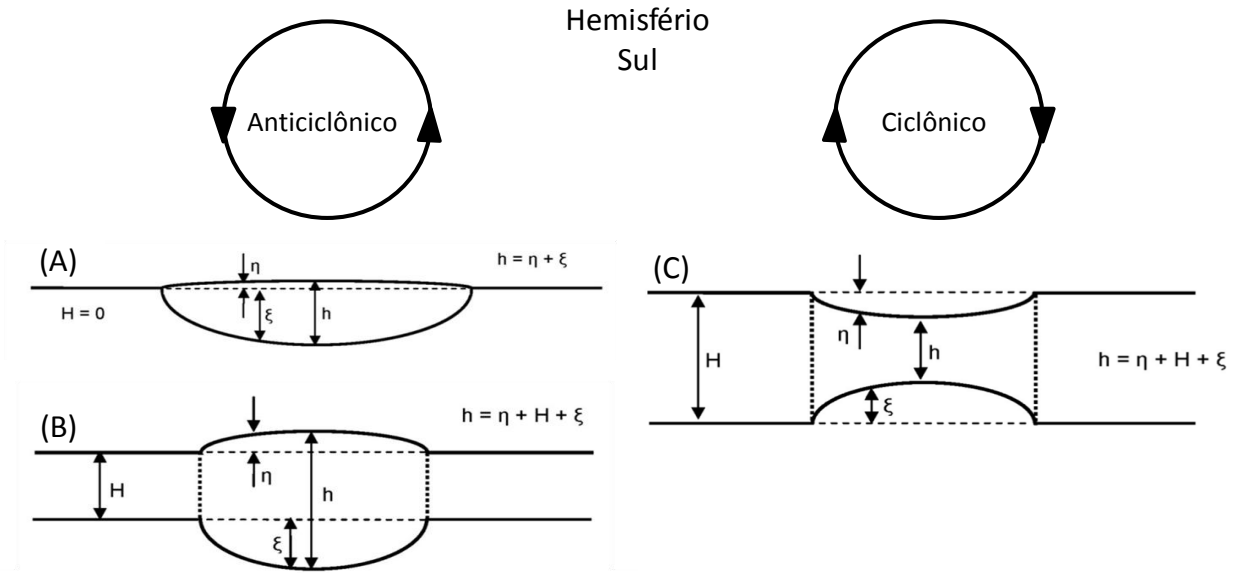


Figura 1: Vórtices anticiclônicos do tipo lente (A), não-lente (B) e ciclônico do tipo não-lente (C). H é a escala vertical da camada superior externa à feição, ausente em feições do tipo lente. η é o deslocamento da superfície livre do mar, ξ é o deslocamento da isoterma inferior e h é a escala vertical do vórtice. As variáveis das figuras não estão representadas proporcionalmente (Fonte: Azevedo e Mata, 2010).

Vórtices oceânicos podem sofrer advecção pela circulação média dos oceanos e, até mesmo, por interação com outros vórtices. Além de serem advectados pelo meio circundante, essas feições possuem uma velocidade de auto-propulsão, cuja formulação é obtida a partir do balanço de forças atuantes sobre os vórtices (Nof, 1982; Azevedo e Mata, 2010). Dessa maneira, a velocidade de auto-propulsão (c) de um vórtice é dada por:

$$c = - \frac{\beta \iint_A \Psi dx dy}{f_0 \iint_A (h-H) dx dy} \quad \text{Eq. (1)}$$

onde Ψ é a função transporte que é integrada sobre toda a área horizontal A do vórtice, f_0 é o parâmetro de coriolis, dado por $2\Omega \sin\theta_0$ e o parâmetro- β é dado por:

$$\beta = \frac{2\Omega}{r_0 \cos\theta_0} \quad \text{Eq. (2)}$$

onde Ω é a velocidade rotacional da Terra em rad.s^{-1} , r_0 o raio da Terra e θ_0 a latitude de referência. O numerador da Eq. (1) é a força beta, decorrente da diferença do parâmetro de Coriolis nos dois hemisférios do vórtice. O denominador indica o balanço entre as forças de Coriolis e ambiente, onde a altura total do vórtice (h) inclui a amplitude do vórtice e o deslocamento da isoterma inferior (ξ) e, no caso de vórtices do tipo não-lente, adiciona-se a espessura da camada superior (H).

Dessa maneira, a dedução da expressão da velocidade de auto-propulsão de um vórtice é obtida a partir do balanço meridional das forças que atuam sobre um vórtice, sendo elas (a) a força de Coriolis atuante no volume de água interno da feição, (b) a força beta, referente à diferença do parâmetro de Coriolis nos hemisfério norte e sul do vórtice e (c) a força ambiente, que surge devido ao volume de água externa deslocado pela translação do vórtice. Esse balanço meridional de forças é sempre nulo e a partir de sua formulação se obtém a velocidade de auto-propulsão, sempre negativa, independente do hemisfério no qual a feição se encontra, ou seja, vórtices oceânicos sempre apresentam auto-propagação para oeste (e.g. Nof, 1982; para uma explicação detalhada em português, consultar Azevedo e Mata, 2010). Dessa maneira, apenas 24% dos vórtices identificados no oceano global propagam-se predominantemente para leste (Chelton *et al.*, 2011b, daqui em diante CHEL11), devido à advecção dada por correntes com esse sentido de propagação (e.g. Corrente Circumpolar Antártica, Corrente de Retorno das Agulhas).

Além da auto-propulsão para oeste, vórtices de diferentes polaridades tendem a sofrer derivas meridionais. De acordo com deduções de Firing e Beardsley (1976) e Chassignet e Cushman-Roisin (1991) e observações de dados de altimetria (Morrow *et al.*, 2004; Chaigneau *et al.*, 2009 e CHEL11), vórtices ciclônicos tendem a sofrer deriva em direção aos polos, enquanto vórtices anticiclônicos apresentam deriva em direção ao equador (Figura 2). A medida que os vórtices giram, advectam parcelas de águas adjacentes ao seu limite exterior, que sofrem variação em sua vorticidade planetária (f), uma vez que mudam de latitude. Essa alteração, por sua vez, causa alteração na vorticidade relativa (ξ_R)

dessas parcelas de água, devido à lei da conservação da vorticidade potencial (ξ_p). Dessa maneira, se uma parcela de água é advectada para latitudes menores, ou seja, em direção ao pólo no HS, ocorre um acréscimo de vorticidade relativa positiva, o oposto ocorrendo quando a parcela é advectada para latitudes maiores. A resultante entre essas parcelas de água advectadas, que se tornaram vórtices de submesoscala ao sofrerem acréscimo de vorticidade, e o vórtice de maior escala sempre tem sentido para o equador em caso de vórtices anticiclônicos e para os polos no caso de vórtices ciclônicos, independente do hemisfério.

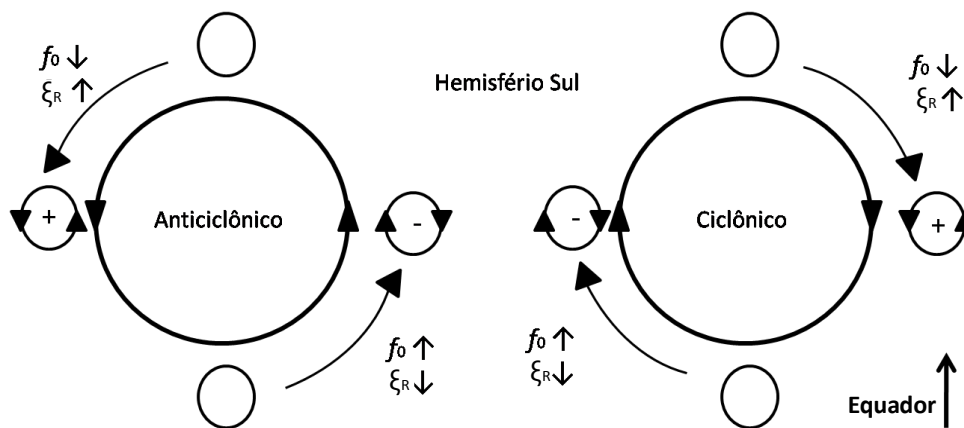


Figura 2: Interação entre vórtice de mesoescala anticiclônico (esquerda) e ciclônico (direita) e vórtices de submesoescala oriundos da advecção de águas exteriores. A resultante entre os vórtices de meso e de submesoescala é a causa da deriva meridional dos vórtices. (Adaptado de Morrow *et al.*, 2004 para o Hemisfério Sul).

Vórtices podem sofrer alterações em sua estrutura e em suas características devido a efeitos batimétricos (e.g. Schouten *et al.*, 2000), interação com outros vórtices (Nof, 1988) ou com outras feições de meso (e.g. Flierl, 1984) e grande escala (Gill *et al.*, 1974). A separação de um vórtice anticiclônico em mais vórtices também pode ocorrer, destacando-se que de acordo com Nof (1991) apenas vórtices dessa polaridade são passíveis de separação. Esses eventos, em adição ao atrito de fundo, mistura lateral e supressão por ação do vento (Xu *et al.*, 2011) podem causar o decaimento de

energia de um vórtice e levar à sua coalescência. Além do decaimento de energia de uma feição, as mesmas também podem chegar ao fim ao serem reabsorvidas pela corrente que as liberou, como ocorre na Corrente do Golfo (Thompson e Gotthard, 1971) e na Corrente Leste Australiana (Mata *et al.*, 2006a).

Apesar de vórtices poderem ser encontrados em todo o oceano (Olson, 1991) suas maiores frequências e escalas horizontais e verticais estão associadas a correntes de contorno oeste (CHEL11), tanto ao longo destas correntes quanto nas regiões nas quais estas se separam da costa (Figura 3). No último caso, a liberação de vórtices se dá dependendo de como o afastamento ocorre. No Hemisfério Norte, onde as correntes de contorno oeste separam-se gradualmente da costa com o meandro aumentando em direção ao oceano aberto, os vórtices são liberados por oclusão de meandros. Após esses meandros tornarem-se feições de circulação fechada, a corrente retorna ao seu fluxo linear (Olson, 1991). No Hemisfério Sul (HS), por sua vez, onde as correntes de contorno oeste afastam-se abruptamente da costa, vórtices são liberados através das retroflexões. Além disso, essas feições também podem originar-se devido a instabilidades nessas regiões.

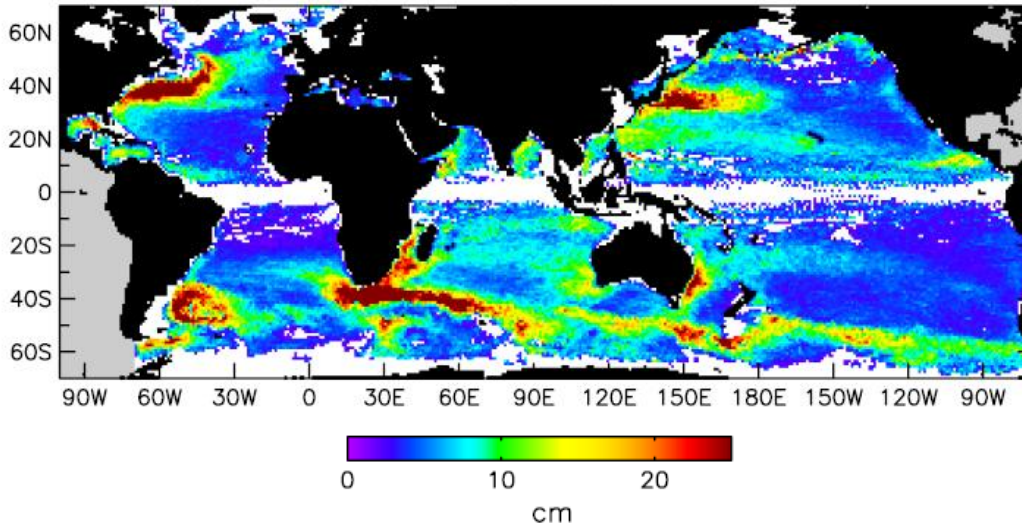


Figura 3: Mapa de amplitude média dos vórtices em células de 1° x 1° com tempo de vida superior a 16 semanas presentes no banco global de vórtices utilizado no presente estudo (fonte: CHEL11). Nota-se maiores valores ocorrendo em correntes de contorno oeste e sistemas associados.

Na seção a seguir, são abordados aspectos da oceanografia regional de três regiões do HS energeticamente relevantes, sendo elas a Bacia do Cabo e a Retroflexão das Agulhas, a Bacia Argentina e a Confluência Brasil Malvinas e os Mares de Coral e da Tasmânia, onde ocorre a Corrente Leste Australiana e sua retroflexão. Essas regiões são as áreas de estudo aqui consideradas, por estarem associadas a altos valores de energia cinética turbulenta (Jia *et al.*, 2011) e campos de vórtices e feições de mesoescala.

1.2 A Bacia do Cabo e a Retroflexão das Agulhas

A Corrente das Agulhas (CA) é a corrente de contorno oeste associada ao giro subtropical do Oceano Índico Sul (Figura 4). Esta corrente pode ser dividida entre dois fluxos cineticamente diferentes, com a sua parcela norte fluindo de maneira estável, espaço e temporalmente, e próxima à quebra da

plataforma continental até 34°S e sua parcela sul, altamente energética. Essa alta energia pode ser atribuída a, principalmente, a retroflexão dessa corrente.

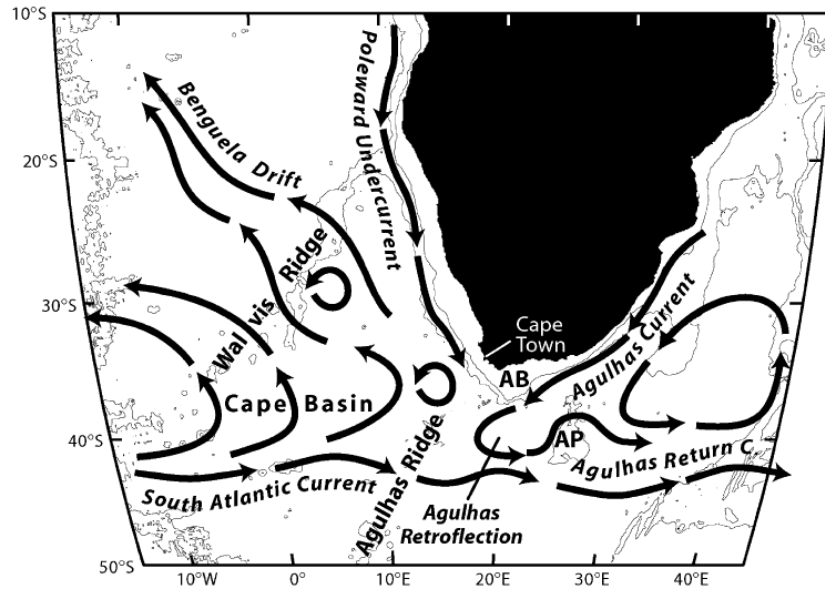


Figura 4: Circulação média na região das Bacias do Cabo e das Agulhas. AB se refere ao Banco das Agulhas e AP ao Platô das Agulhas (Fonte: Richardson *et al.*, 2003) .

Após contornar o Banco das Agulhas a CA, originada aos 27°S no Oceano Índico, ultrapassa o continente africano dirigindo-se para o Oceano Atlântico. Em aproximadamente 15°E essa feição altera sua direção, retroflexionando para leste e retornando para o Oceano Índico, com o nome de Corrente de Retorno das Agulhas. Esse processo é altamente dependente da localização do rotacional nulo da tensão de cisalhamento do vento no Oceano Índico (de Ruijter, 1982). A Retroflexão das Agulhas é uma feição com alta variabilidade temporal e espacial, sendo a sua região de ocorrência considerada a de maior variabilidade de mesoescala dos oceanos do HS (Lutjeharms e van Ballegooyen, 1984). Essa feição apresenta um diâmetro médio de 341 km (Lutjeharms, 1981) com posição mais a leste registrada aos 20,5°E e mais a oeste aos 9,6°E, não havendo localização preferencial (Lutjeharms e van Ballegooyen, 1988).

Quando ocorre unificação da CA com a Corrente de Retorno das Agulhas através da oclusão (*choking*) da retroflexão, forma-se um vórtice independente (Lutjeharms, 2006). Vórtices liberados nesse processo podem ser reabsorvidos pela corrente, dividir-se em diversas feições em sua fase inicial de vida, ficar presos por feições topográficas da área ou propagar-se por grandes distâncias (Schouten *et al.*, 2000). Alguns vórtices liberados nesse processo podem cruzar o Oceano Atlântico Sul e, juntamente com vórtices menos energéticos da Bacia do Cabo, podem afetar o balanço de calor nos oceanos (Beal *et al.*, 2011) através do denominado Vazamento das Agulhas (Gordon *et al.*, 1992). Esse vazamento pode representar um quarto do fluxo de retorno superficial da circulação termohalina (Broecker, 1991).

Os grandes vórtices anticiclônicos, ou anéis, da Corrente das Agulhas que atravessam o Oceano Atlântico Sul apresentam raio médio de 150 km, podendo ser identificados por até 3,5 anos após sua formação, coalescendo ao alcançar a costa brasileira (Byrne *et al.*, 1995; Schouten *et al.*, 2000; Azevedo *et al.*, 2012). Até o presente estudo, não foi encontrada uma frequência consistente de liberação desses vórtices, com valores variando entre 5 (Gordon e Haxby, 1990) e 9 (Lutjeharms e Van Ballegooyen, 1988) feições por ano, com a frequência mais aceita na bibliografia de 6 vórtices por ano (Lutjeharms, 2006). O processo de liberação de vórtices pela Retroflexão das Agulhas pode ser modulado pelo Pulso de Natal (*Natal Pulse*; Lutjeharms, 1989), alterações no padrão de ventos no Oceano Índico (Beal *et al.*, 2011), fenômenos atmosféricos como o El Niño Oscilação Sul (ENSO) e o Dipolo do Oceano Índico (de Ruijter *et al.*, 2004) e feições provenientes de outras regiões, como o Canal de Moçambique e a porção a leste da ilha de Madagascar (Schouten *et al.*, 2002) .

Vórtices que cruzam o Atlântico Sul tendem a se propagar primeiramente para noroeste até alcançar a Cordilheira Walvis, quando adquirem uma rota com predominância para oeste, transladando no oceano em um corredor de vórtices localizado aos 30°S (Goni *et al.*, 1997; Azevedo *et al.*, 2012), com velocidades variando entre 7 e 8 km dia⁻¹ (Garzoli *et al.*, 1999). Vórtices ciclônicos originados na Bacia

do Cabo, contudo, propagam-se para sudoeste, criando um trânsito intenso de feições nessa região do oceano. Essas feições ciclônicas apresentam um raio médio de 60 km (Boebel *et al.*, 2003).

1.3 A Bacia Argentina, a Corrente do Brasil e a Confluência Brasil-Malvinas

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste associada ao giro subtropical do Oceano Atlântico Sul. Esta corrente transporta cerca de 9,3 Sv em direção ao sul nas proximidades de 28°S (Müller *et al.*, 1998), sendo uma das correntes de contorno oeste menos intensas dos oceanos. Essa feição flui ao largo do talude continental da América do Sul até 36°S, quando a mesma se separa da costa. Contudo, antes de adquirir uma rota para leste a CB realiza uma excursão para sul, posteriormente retroflexionando sobre si mesma (Figura 5). No eventual processo de estrangulamento (*choking*) deste meandro de retroflexão é liberado um vórtice anticiclônico, seguido do retorno da CB à sua latitude de afastamento da costa (Campos e Olson, 1991; Souza *et al.*, 2006). Nesse ponto, a CB une-se à Corrente das Malvinas, uma ramificação norte da Corrente Circumpolar Antártica, formando a Confluência Brasil-Malvinas (CBM), em aproximadamente 38°S. Essa região de confluência é marcada por uma intensa frente termohalina devido ao encontro das duas correntes, que apresenta velocidades de 13,6 cm s⁻¹ para leste aos 344 m de profundidade (Vivier e Provost, 1999). Essa região é conhecida como uma das mais energéticas dos oceanos, devido à presença de meandros, vórtices e instabilidades de mesoescala (Garzoli e Simionato, 1990; Goni *et al.*, 1996; Siedler *et al.*, 2001).

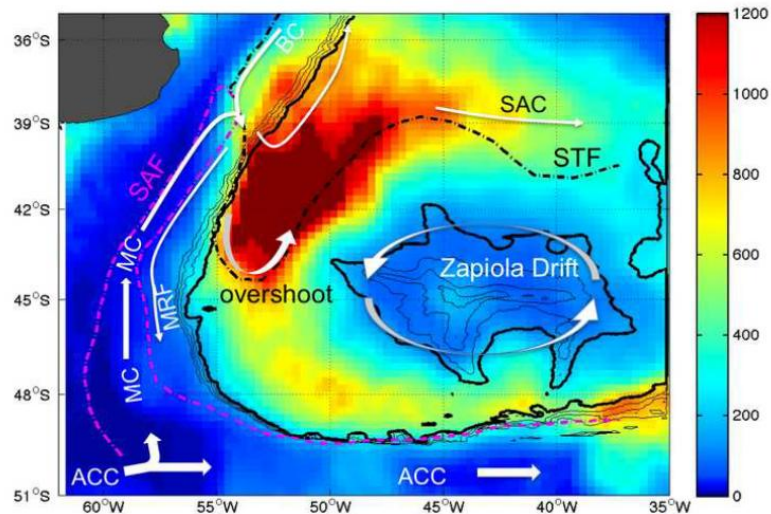


Figura 5: Circulação superficial na Bacia Argentina. Cores indicam valores de EKE (unidade em $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$) entre 1992 e 2010. Em preto, isolinhas de vorticidade potencial (unidade $-1 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Linhas pontilhadas pretas e magentas indicam a posição da Frente Subtropical (STF) e da Frente Subantártica (SAF). Setas brancas indicam a Corrente das Malvinas (MC), a Corrente Circumpolar Antártica (ACC) e a Corrente de Retorno das Malvinas (MRC). (Fonte: Saraceno e Provost, 2012).

A CBM apresenta variações sazonais que ocorrem especialmente devido ao regime local de ventos local associado ao ciclo sazonal no HS, uma vez que esses ventos regem e modulam a intensidade da CB (Vivier *et al.*, 2001). Variações no transporte da Corrente das Malvinas, por sua vez, não regem a variabilidade anual da localização da CBM (Vivier *et al.*, 2001). Como resultado, a confluência tem sua propagação mais ao sul, aos $40,3^\circ\text{S}$, durante o verão, quando a CB encontra-se mais intensa, e mais ao norte, aos $35,8^\circ\text{S}$, durante o inverno (Saraceno *et al.*, 2005).

A CBM localiza-se na parcela norte da Bacia Argentina, na região sudoeste do Oceano Atlântico Sul. Próximo de $45^\circ\text{S } 45^\circ\text{W}$, há um cume de 1200 m de altura denominado Elevação de Zapiola, o qual é o centro de uma circulação anticiclônica que ocorre na Bacia Argentina, o Fluxo Zapiola (e.g. Miranda *et al.*, 1999; Saraceno *et al.*, 2009). Esse fluxo é dominado por variabilidade intra-sazonal com evidências de um dipolo girando ao redor da Elevação Zapiola com periodicidade de 25 dias (Fu *et al.*, 2001; Fu,

2007). Acredita-se que as principais forçantes do Fluxo Zapiola sejam a atividade de mesoescala (Dewar, 1998; Fu, 2007), incluindo vórtices da CBM e do ramo norte da Corrente Circumpolar Antártica (Fu, 2006), e a forçante local do regime de ventos (Saraceno *et al.*, 2009). Esse fluxo anticiclônico contribui para transformações de massas de água (Garzoli *et al.*, 2008), além de promover trocas meridionais entre a Corrente do Atlântico Sul e a Corrente Circumpolar Antártica ao cruzarem a Bacia Argentina (Saraceno *et al.*, 2009). Apesar da importância dessa circulação em termos regionais, a interação entre os vórtices que ali ocorrem e a mesma ainda não é totalmente compreendida (Saraceno e Provost, 2012).

Vórtices anticiclônicos robustos liberados pela retroflexão da CB são bem documentados na literatura, identificados através de dados de sensoriamento remoto de temperatura da superfície do mar (Legeckis e Gordon, 1982; Lentini *et al.*, 2002), cor do mar (Garcia *et al.*, 2004) e dados altimétricos do satélite TOPEX/Poseidon (Lentini *et al.*, 2006). Esses vórtices parecem ser liberados com uma frequência de 6 vezes ao ano, com raios variando de 35 a 100 km e apresentaram tempo de vida entre 2 dias e 9 semanas (Lentini *et al.*, 2006). Os grandes vórtices anticiclônicos documentados ocorrem principalmente na área de retroflexão da CB, a sul de 38°S, podendo ser reabsorvidos pela mesma corrente.

1.4 Os Mares de Coral e da Tasmânia e a Corrente Leste Australiana

A Corrente Leste Australiana (CLA) é a corrente de contorno oeste associada ao giro subtropical do oceano Pacífico Sul, transportando entre 17 e 32 Sv (Mata *et al.*, 2000; Ridgway e Dunn, 2003) (Figura 6). Comparado aos 150 Sv transportado pela Corrente do Golfo aos 55°W (Hogg, 1992), a CLA é uma corrente de contorno oeste relativamente fraca. Essa corrente origina-se aos 18°S a partir de uma

bifurcação da Corrente Sul Equatorial e deflete para sul, fluindo ao longo da costa australiana. Junto à quebra da plataforma, essa corrente estende-se do Mar de Coral, com batimetria complexa, ao Mar da Tasmânia, uma bacia abissal limitada a leste pela Elevação *Lord Howe*. A CLA pode se separar da costa em diversos pontos entre sua formação e seu afastamento da costa, aos 31°S (Boland e Church, 1981; Ridgway e Dunn, 2003).

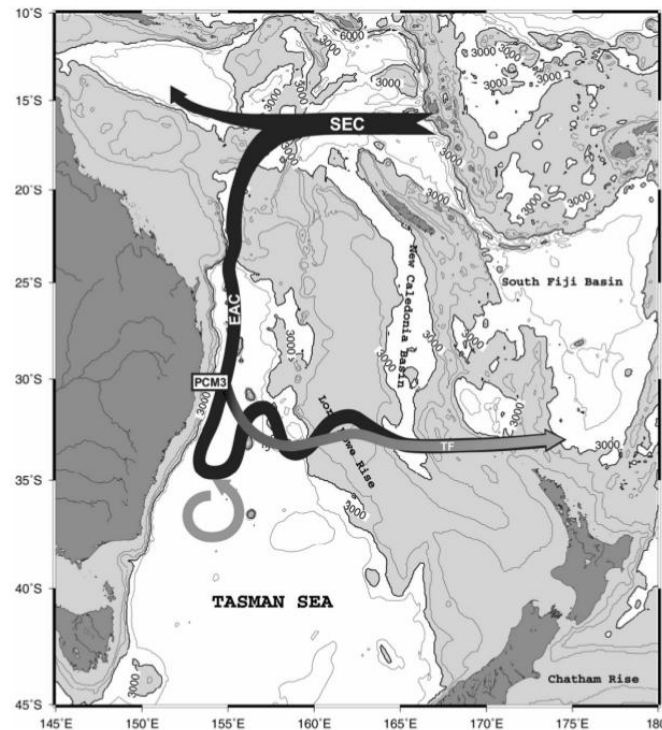


Figura 6: Principais aspectos da circulação superficial nos Mares de Coral e da Tasmânia. As setas pretas indicam a Corrente Sul Equatorial (SEC) e a Corrente Leste Australiana (CLA). A seta cinza indica a Frente da Tasmânia (TF). Um vórtice anticiclônico liberado pela oclusão da retroflexão é representado em cinza, sul de 35°S. (Fonte: Mata *et al.*, 2006a).

Em aproximadamente 31°S ocorre a principal separação da costa da porção superficial da CLA (Godfrey *et al.*, 1980), acompanhada pela retroflexão da corrente. Nesse processo, a corrente projeta-se para sul e depois retorna à latitude de separação, rumando para leste e formando a Frente da Tasmânia, a qual apresenta meandramento e instabilidades (Tilburg *et al.*, 2001). A Frente da Tasmânia persiste até 173°E, onde começa a acompanhar a costa leste da Nova Zelândia, originando as correntes ali presentes com fluxo para sul: a Corrente Leste de Auckland e a Corrente Leste do Cabo. Após a latitude de

separação, camadas profundas da CLA continuam seu percurso para sul, como a Extensão da CLA (Cresswell, 2000).

Durante o processo de retroflexão da CLA é liberado um vórtice, em um processo similar ao que ocorre na CB (Figura 7). Após a liberação de um vórtice durante a sua excursão para sul a CLA retorna a sua latitude de separação (Mata *et al.*, 2006a). Esse evento ocorre em um intervalo de 100 dias (Saunders *et al.*, 1990; Mata *et al.*, 2006a) e supõe-se ser liberado pela presença de uma onda de Rossby baroclínica proveniente da Frente da Tasmânia (Nilsson e Cresswell, 1981). Além disso, a presença de instabilidades na parcela norte da CLA podem desempenhar um papel importante na formação desses vórtices e em seu crescimento (Mata *et al.*, 2006a). Vórtices liberados pela retroflexão da CLA apresentam raios entre 100 e 150 km, com tempo de vida superior a um ano (Nilsson e Cresswell, 1981) e tendem a se propagar para sul, ficando restringidos dentro da Bacia Profunda da Tasmânia (Ridgway e Hill, 2009).

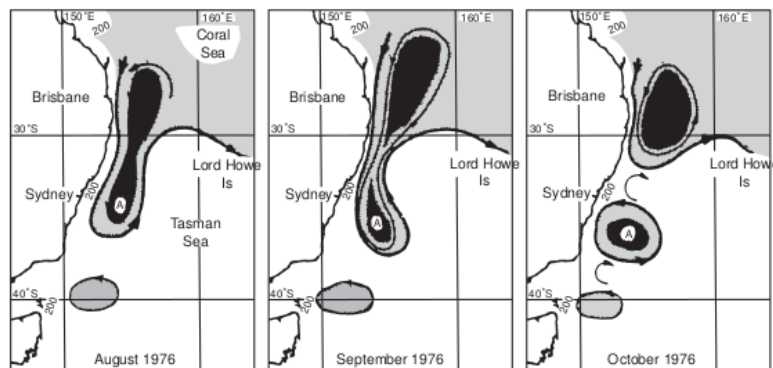


Figura 7: Processo de liberação de vórtices pela retroflexão da CLA. Cores escuras representam regiões de maior altura dinâmica, indicando a formação de um vórtice de núcleo quente, ou seja, com elevação da superfície livre. (Fonte: Nilsson e Cresswell, 1981).

A CLA está associada a um campo de vórtices altamente energético, sendo colocado em questão, no início da década de 80, se essa corrente poderia ser considerada como um fluxo único ou

uma sequência de estruturas de linhas de corrente fechadas (Godfrey *et al.*, 1980). Vórtices baroclínicos formados ao longo do percurso da CLA têm grande intensidade quando comparados à própria corrente, e o transporte dado pela corrente pode variar de 2 a 3 vezes seu valor de acordo com o campo de vórtices associado a ele (Ridgway e Godfrey, 1997). Processos de mesoescala da região receberam atenção da comunidade científica na década de 70, com trabalhos de Nilsson *et al.* (1977) e Nilsson e Cresswell (1981) descrevendo o processo de formação de vórtices na região da CLA e de Cresswell e Legeckis (1986) caracterizando o processo de unificação de dois vórtices anticiclônicos liberados pela retroflexão. Trabalhos recentes relacionados a essas feições de mesoescala associadas à CLA e ao Mar da Tasmânia incluem observações de simulações lagrangeanas realizadas por Brassington *et al.* (2011) e a descrição dos vórtices que compõem a “Avenida de Vórtices” na região adjacente à costa de *New South Wales*, dada por Everett *et al.* (2012). Vórtices do Mar da Tasmânia também foram descritos em relação à sua estrutura tridimensional através da coleta de dados por *gliders* (Baird e Ridgway, 2012). Contudo, apesar da grande importância dos vórtices na região da CLA, estudos como um censo de feições nos Mares de Coral e da Tasmânia e ao longo da costa leste Australiana, assim como suas características, ainda são inexistentes.

1.5 Justificativa e motivação

Sabe-se que vórtices oceânicos são capazes de transportar energia e massa ao longo de grandes distâncias, além de auxiliar processos de mistura superficial. Contudo, um censo destas feições, suas propagações e características ainda são ausentes em regiões de grande importância energética nos oceanos globais, particularmente no hemisfério sul. Além disso, a utilização de um banco de dados de altimetria unificado, combinando diversos altímetros, e a elaboração de um banco de dados de vórtices (CHEL11) e suas características, a ser utilizado nesse estudo, permite explorar o comportamento dessas

feições ao longo de suas vidas, sendo de grande interesse no caso dos vórtices da retroflexão das Agulhas.

Dessa maneira, notou-se a necessidade de uma caracterização dos vórtices associados a essas três áreas importantes do HS, a fim de (a) servir de base no estudo sobre alterações nesses campos de vórtices ocorridas ao longo do tempo; (b) subsidiar o aperfeiçoamento de aspectos da circulação e de balanço de calor e propriedades de modelos regionais e; (c) permitir a identificação de áreas de maior interesse para amostragem de vórtices nessas regiões.

No caso de vórtices originados na CBM, ainda há algumas questões a serem discutidas como o número de vórtices originados por ano, a distribuição espacial e propagação desses vórtices e o seu destino final. Além disso, grande parte dos estudos relativos a censos de vórtices na região abordam apenas feições anticiclônicas (e.g. Lentini *et al.*, 2002,2006), havendo apenas um estudo abordando a distribuição geográfica de feições de ambas polaridades (Saraceno e Provost, 2012). Sabe-se que essas feições de mesoescala são as principais forçantes de uma das principais feições oceanográficas da Bacia Argentina, o Fluxo Zapiola. Esse fluxo tem papel importante nas trocas meridionais e transformação de massas de água (Garzoli *et al.*, 2008), tornando suas forçantes um importante foco de estudo.

Nos Mares de Coral e da Tasmânia o número de vórtices liberados, assim como suas características e distribuição espacial, ainda são desconhecidos. Além disso, a influência da região da retroflexão da CLA sobre os vórtices que a cruzam necessita maiores estudos.

Em relação aos vórtices originados nas proximidades da Retroflexão das Agulhas é importante obter-se um censo de vórtices de ambas as polaridades que ocorram na Bacia do Cabo, uma vez que esses vórtices podem influenciar no balanço de energia e sal dos oceanos (Beal *et al.*, 2011). Além disso, o comportamento dos vórtices das Agulhas ao longo de seu trajeto no Atlântico Sul também é de grande interesse, uma vez que esses vórtices propagam-se por regiões biogeoquimicamente diferentes e podem causar alterações na produção biológica superficial (e.g. Lehahn *et al.*, 2011).

Este trabalho, embasado no trabalho qualitativo de CHEL11 a respeito da descrição de vórtices identificados por altimetria, põe foco em três importantes sistemas do HS. A aplicação da mesma metodologia nas regiões de estudo permite a comparação entre os três sistemas, dinamicamente similares, mas com características geográficas distintas, lhes atribuindo particularidades que motivam a sua investigação.

Esta dissertação é organizada da seguinte maneira: A seção a seguir descreve a metodologia (a) utilizada por CHEL11 para elaboração do banco de dados aqui utilizado e (b) utilizada na seleção de vórtices das áreas de estudo. Segue o Capítulo 1, contendo um artigo científico que aborda a demografia de vórtices nas três regiões de estudo e será submetido a uma revista de publicação científica, a ser definida, como parte dos requisitos para obtenção do diploma de Mestre em Oceanografia Física, Química e Geológica pela Universidade Federal do Rio Grande - FURG. Por fim, apresenta-se um sumário dos resultados encontrados e considerações finais, sendo um resumo dos resultados descritos no artigo científico.

2. OBJETIVOS

Este trabalho teve como objetivo geral realizar um censo de vórtices em três regiões altamente energéticas associadas a correntes de contorno oeste de giros subtropicais do HS, sendo elas a Bacia Argentina, a Retroflexão das Agulhas e os Mares de Coral e da Tasmânia. Para alcançar esse objetivo foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- Determinar características médias de vórtices primeiramente identificados em cada uma das regiões;
- investigar a propagação e distribuição geográfica das feições em questão, assim como comparar essas características entre as três áreas de estudo.

3. MATERIAL E MÉTODOS

A utilização de satélites atuando como plataformas para sensores capazes de medirem propriedades oceânicas apresenta diversas vantagens em relação a outros tipos de amostragem. Dentre essas vantagens encontram-se a cobertura sinótica ou quase sinótica da área a ser estudada, com uma resolução cada vez maior, e a amostragem regular espaço e temporalmente (Robinson, 2010).

Dentre os sensores utilizados pela comunidade científica oceanográfica encontram-se os altímetros, permitindo a investigação de feições batimétricas, circulação oceânica e alterações na quantidade de calor armazenada pelos oceanos (Fu e Cazenave, 2001). Altímetros emitem pulsos de radar em direção à superfície da Terra, gravando informações do tempo entre a emissão do pulso e do seu retorno e da forma que o pulso assume ao ser refletido. A partir dessas informações é possível determinar valores de altura da superfície marinha, em relação a uma superfície de referência, e investigar sua variação no espaço e no tempo.

O valor de altura da superfície do mar (h_{sup}) é dado pela distância medida entre o centro de massa do satélite e a superfície do mar (h_{sat}) em relação a um elipsoide de referência, definida como uma aproximação da forma da Terra. Considerando correções atmosféricas e de marés temos que:

$$h_{sup} = ADT + h_{geoid} \quad \text{Eq. (3)}$$

onde h_{geoid} é a superfície equipotencial da Terra, chamado geóide e ADT (*Absolute Dynamic Topography*) é a topografia dinâmica, valor associado à circulação oceânica e objetivo da altimetria. A altura da superfície do mar h_{sup} possui, por sua vez, uma componente estacionária permanente, dada pelo estado médio do mar, e a componente variável ou a anomalia de nível médio do mar (*Sea Surface Height Anomaly* - SSHA), que existe devido a efeitos de ventos, sazonalidade e feições de mesoescala, como

vórtices oceânicos. Essa componente variável pode ser calculada a partir da subtração da média de h_{sup} ao longo dos anos, removendo as incertezas relacionadas ao geóide. Dessa maneira, as feições focais desse estudo podem ser investigadas através do sensoriamento remoto a partir de dados da componente variável da ADT medida por altimetria.

2.1. Métodos de estudo de vórtices oceânicos

A utilização de dados de altimetria permitiu um estudo quase sinótico de vórtices em todos os oceanos. A combinação de dois ou mais satélites em órbitas diferentes permite uma resolução espacial de aproximadamente 40 km, além de uma resolução temporal de 1 semana. Dessa maneira, um grande espectro da mesoescala oceânica global pode ser resolvido através do sensoriamento remoto (Le Traon *et al.*, 2003; Chelton *et al.*, 2007; CHEL11).

Em relação à identificação e rastreamento de vórtices a partir de dados de SSH, diversas abordagens foram utilizadas. De acordo com Souza *et al.* (2011) esses métodos podem ser divididos em dois grandes grupos. O primeiro grupo consiste de métodos baseados nas propriedades físicas do fluxo, abrangendo os métodos que consideram o parâmetro Okubo-Weiss (e.g. Isern-Fontanet *et al.*, 2006; Chelton *et al.*, 2007) e realizam análise de ondeletas (e.g. Doglioli *et al.*, 2007). O segundo grupo, por sua vez, inclui métodos baseados em critérios geométricos, onde a estrutura de linhas de corrente instantâneas e medidas de SSH são consideradas (e.g. Chaigneau *et al.*, 2008, 2009). Nesse segundo grupo encaixa-se o método utilizado na elaboração do banco de dados considerado nesse estudo, sendo descrito a seguir.

2.2. O banco global de vórtices

Os vórtices estudados provêm do banco de dados elaborado por Dudley B. Chelton e Michael G. Schlax, da *Oregon State University* (disponível em: <http://cioss.coas.oregonstate.edu/eddies/>; Chelton *et al.*,

2011). Esse banco de dados possui 202.670 vórtices rastreados em todos os oceanos globais, juntamente com algumas de suas características, sendo desenvolvido a partir de dados de anomalia da altura da superfície do oceano (*Sea Surface Height – SSH*) da *AVISO Reference Series*. Essa série disponibiliza dados unificados de duas órbitas de altímetros, sendo uma de 10 dias, do TOPEX/Poseidon e posteriormente Jason-1 e 2, e uma de 35 dias, dos altímetros ERS-1 e 2 e posteriormente Envisat.

A resolução espacial desse banco de dados unificado é superior a apresentada em estudos anteriores, com dados de missão de apenas um satélite (Ducet *et al.*, 2000), permitindo a resolução de feições oceânicas com escalas espaciais a partir de 40 km e escala temporais superiores a 1 semana. Essa alta cobertura temporal e espacial dos oceanos globais faz com que dados unificados de SSH sejam uma boa ferramenta em estudos da variabilidade de mesoescala.

Os autores utilizaram um período de 18 anos, compreendido entre outubro de 1992 e janeiro de 2011, de dados de SSH do *AVISO Reference Series*. Diferente da *AVISO Updated Series*, a série de dados utilizada é sempre construída a partir de dados de dois altímetros, mesmo havendo mais sensores em órbita, garantindo a homogeneidade na resolução temporal dos dados. O segmento de solo da AVISO, SSALTO/DUACS, processa os dados de altimetria, primeiro removendo a SSH média (calculada entre 1993 e 1999) a fim de eliminar as incertezas relacionadas ao geoide. Em instante posterior, o processamento inclui uma análise objetiva com aplicação de um filtro espacial passa-baixa para atenuar sinais com comprimentos de onda de aproximadamente 2° em latitude por 2° em longitude. Considerando vórtices com forma Gaussiana, ou seja, sua amplitude com distribuição normal, esse filtro garante a resolução de raios de até aproximadamente 40 km (para maiores detalhes do processamento realizado pelo SSALTO/DUACS ver Apêndice A de CHEL11). Uma vez que a mesoescala oceânica consiste dos sinais com escalas entre 10 e 500 km, a parcela inferior desse espectro não pode ser resolvida pelo banco de dados unificado.

Além da posição dos vórtices em cada intervalo de tempo de 7 dias, o banco de dados possui características inerentes aos mesmos. São elas a amplitude do vórtice, seu raio, sua velocidade rotacional e seu sentido de rotação, as quais as definições são apresentadas a seguir.

A amplitude (A) de um vórtice é a magnitude da diferença entre o valor de SSH da base do vórtice, onde ocorre o contorno da feição, e o valor máximo ou mínimo de SSH dentro do vórtice, dependendo de seu sentido de rotação. Valores extremos são obtidos considerando-se todos os valores de SSH presentes no interior de um vórtice identificado pelo algoritmo. Vórtices com extremos de SSH negativos são caracterizados como feições ciclônicas, onde ocorre rebaixamento da superfície livre do mar, e vórtices com SSH extremos positivos são feições anticiclônicas, com elevação da superfície livre. A amplitude é o valor absoluto entre estes extremos. Dessa maneira, os valores de amplitude são sempre positivos. No banco de dados a polaridade do vórtice, ou seja, o sentido de rotação da feição, é armazenado em uma variável separada da amplitude, permitindo que essa última variável seja sempre positiva.

A escala horizontal (L) de um vórtice, por sua vez, é dado a partir do cálculo de velocidade geostrófica média. A cada intervalo de SSH definido dentro de um vórtice, um valor de velocidade geostrófica média é calculado. O raio, então, é definido como o raio de um círculo com área igual àquela inserida pelo contorno de SSH que apresenta maior velocidade geostrófica média. Essa velocidade máxima utilizada para limitar o raio do vórtice é a velocidade rotacional do mesmo (U). Esse valor é aproximadamente proporcional à relação amplitude/raio da feição.

O tempo de vida de um vórtice é o período no qual um vórtice pôde ser identificado nos campos de SSH e foi determinado como sendo a mesma feição pelo algoritmo de identificação. É importante ressaltar que os autores eliminam do banco de dados vórtices que apresentaram período de vida inferior a 4 semanas, ou seja, foram identificados em apenas 4 momentos ou menos nos campos de SSH.

Essa medida reduz o risco de contaminação do banco com vórtices espúrios originados a partir de ruído nos campos de SSH, garantindo a legitimidade dos vórtices presentes no banco de dados.

2.2.1. Procedimento de identificação de vórtices

A identificação dos vórtices nos campos filtrados da AVISO é realizada através de metodologia baseada nos próprios valores de SSH, diferente da abordagem utilizada anteriormente pelos autores (Chelton *et al.*, 2007), no qual utilizava-se o parâmetro Okubo-Weiss para identificar feições vorticais. De acordo com CHEL11, essa metodologia adiciona muito ruído ao campo de SSH durante sua aplicação. Além disso, o diâmetro dos vórtices identificados pelo método Okubo-Weiss é subestimado de maneira não-homogênea, quando comparado com outros métodos de identificação, estando relacionado à energia da feição (Souza *et al.*, 2011). De acordo com os autores essa nova abordagem permitiu a identificação de um maior número de vórtices, e com um maior tempo de vida, apresentando superioridade nos resultados obtidos.

O procedimento de identificação de vórtices consiste na aplicação de um filtro espacial passa-alta aos campos de SSH a cada intervalo de tempo de 7 dias, a fim de remover sinais coerentes com comprimento de onda superiores a 20° de longitude e 10° de latitude. Assim, obtêm-se um mapa de anomalias de SSH com resolução de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ pixels a cada intervalo de tempo.

Um dos avanços mais importantes realizados por esses autores no método de identificação de vórtices em campos de SSH foi eliminar a necessidade de estabelecimento de um limite de SSH para determinar o contorno exterior de cada vórtice, ou seja, onde de fato termina cada um dos sinais coerentes identificados através do filtro passa-alta. A definição de um limite de SSH é difícil, uma vez que não há um valor único adequado para todos os oceanos. Esse problema foi solucionado particionando os campos de SSH em 200 valores limites, de -100 a +100 cm, com incrementos de 1 cm. No caso de vórtices anticiclônicos, onde há elevação da superfície livre do oceano, o particionamento se

inicia aos -100 cm e move-se para cima até encontrar um contorno de SSH fechado que satisfaça os 5 critérios estabelecidos na identificação de vórtices. O oposto ocorre para vórtices ciclônicos, onde há rebaixamento da superfície livre do mar, com particionamento iniciando-se aos +100 cm e movendo-se para baixo. Uma vez que os intervalos de busca são de 1 cm não há feições com amplitudes inferiores a esse valor no banco de dados. Esse intervalo foi determinado uma vez que valores inferiores resultavam em estruturas menos circulares e compactas.

Para determinar se esses sinais coerentes, agora com contornos definidos, são de fato vórtices, é necessário que os mesmos satisfaçam os seguintes critérios:

- (1) Os valores de SSH de todos os pixels considerados interiores são superiores (inferiores) a um limite de SSH determinado para vórtices anticiclônicos (ciclônicos). Contudo, esse limite é determinado individualmente para cada vórtice, eliminando a necessidade da determinação de um limite global, como mencionado acima.
- (2) A parcela interior a um vórtice compreende de 8 a 1000 pixels.
- (3) Há pelo menos um valor de SSH máximo (mínimo) interiores ao vórtice.
- (4) A amplitude de um vórtice é sempre igual ou superior a 1 cm.
- (5) A distância entre um par de pontos interiores a um vórtice é sempre inferior a um limite máximo determinado. Esse limite tem crescimento linear em direção ao equador.

Assim, a cada intervalo de tempo de 7 dias, feições vorticais são identificadas e, através do algoritmos de rastreamento dos vórtices, são conectadas temporalmente.

2.2.2. Procedimento de rastreamento de vórtices

Enquanto o procedimento de identificação de vórtices foi alterado em relação aos estudos anteriores, o procedimento de rastreamento das feições é o mesmo utilizado em Chelton *et al.* (2007). Vórtices em um intervalo de tempo $t+1$ são buscados em uma área restrita que parte da localização de

vórtices no intervalo de tempo t . Essa área de busca é estabelecida como uma elipse, com seus eixos maiores orientados zonalmente. As distâncias entre o centro e os extremos norte, sul e leste são de 150 km, enquanto a distância entre o centro e o extremo oeste é variável de acordo com a latitude. Esse valor é determinado como 1,75 vezes a distância que uma onda de Rossby baroclínica se propagaria na latitude em que o vórtice ocorre em um intervalo de tempo de 7 dias, uma vez que sua velocidade de propagação tem relação inversa com a latitude. É importante ressaltar que mesmo que essa distância resulte em um valor inferior a 150 km, o valor calculado é desconsiderado e a elipse de busca torna-se um círculo. O vórtice identificado no momento $t+1$ dentro da elipse de busca centrada em t só é considerado o mesmo vórtice se sua amplitude estiver contida entre 0,25 e 2,5 vezes o valor da amplitude do vórtice no instante anterior.

Uma vez que um vórtice pode desaparecer temporariamente dos satélites, por passar em uma região subamostrada ou por se tornar irreconhecível para o método de identificação, o vórtice pode não ser identificado no momento $t+1$. Quando isso ocorre, o procedimento de busca atua por 3 semanas após t e, após esse período, o vórtice é abandonado e sua trajetória tida como terminada.

De acordo com Souza *et al.* (2011) a elipse de busca utilizada em CHEL11 permite a identificação de rotas com maior duração do que as determinadas por uma área de busca circular. Isso ocorre pois a elipse permite uma grande variação na velocidade de propagação dos vórtices entre intervalos de tempo consecutivos. Além disso, ao comparar o método de identificação por SSH com um método de identificação pelo parâmetro Okubo-Weiss e outro por análise de ondeletas, apenas o primeiro foi capaz de rastrear vórtices das Agulhas até 30°W.

2.2.3. Considerações a respeito do banco de dados

Algumas considerações sobre o banco global de vórtices devem ser feitas durante a interpretação de resultados do presente estudo (para uma lista completa de considerações e ressalvas

ver CHEL11). As mais importantes delas são a possível superestimação do número de vórtices originados e a subestimação do tempo de vida dos vórtices. Vórtices podem ter sido abandonados (*left over eddies*) pelo processo de rastreamento devido à presença de ruídos, perda do sinal pelos altímetros ou distorções em suas formas dadas, por exemplo, por interação com a batimetria ou com outros vórtices. Essas distorções, como apresentado em CHEL11, são mais comuns em áreas de alta energia associada à variabilidade de mesoescala. Isso compreende regiões de meandramento e retroflexões associadas às correntes de contorno oeste, as quais são o foco desse estudo. Da mesma maneira que há vórtices abandonados, existem reaparições de vórtices que já poderiam estar presentes no banco de dados (*Born again eddies*). Se a feição foi interrompida por incapacidade de identificação pelos altímetros ou por alteração momentânea de sua forma, pode ser novamente identificada ao alcançar uma área de maior amostragem ou após adquirir formato circular. Esse reaparecimento pode causar a superestimação do número de vórtices no banco de dados.

Outro problema encontrado foi a interferência de meandros no processo de identificação. A remoção da SSH média realizada pela AVISO, a fim de eliminar as incertezas relacionadas ao geoide, pode também remover a circulação de larga escala e suas correntes médias. Quando isso ocorre, os meandros dessas correntes podem apresentar estrutura de SSH similar ao de vórtices de mesoescala e, alguns dos vórtices presentes no banco de dados podem ser, na verdade, essas estruturas. Felizmente, meandros são estruturas mais transientes do que vórtices isolados, permitindo que a aplicação de um filtro de tempo de vida elimine essas feições do banco de dados. O tempo de vida limite do filtro, contudo, varia geograficamente e o valor de 16 semanas utilizado em CHEL11 é mais conservativo que o necessário (D. Chelton, comunicação pessoal, 12 de Novembro de 2012). Assim, é necessário a realização de testes que permitam determinar o tempo de vida limite a ser utilizado em cada região de estudo, a fim de diminuir imperfeições dos procedimentos de detecção e rastreamento dos vórtices.

2.3. Determinação das áreas de estudo

Nesse estudo foram considerados vórtices com primeira ocorrência em áreas de altos valores de Energia Cinética Turbulenta (*Eddy Kinetic Energy* - EKE), quando comparados a outras regiões do HS (Jia et al., 2011). Essas regiões estão associadas à Retroflexão da Corrente das Agulhas, à CBM e à Retroflexão da CLA, definindo as áreas a serem analisadas (Figura 8).

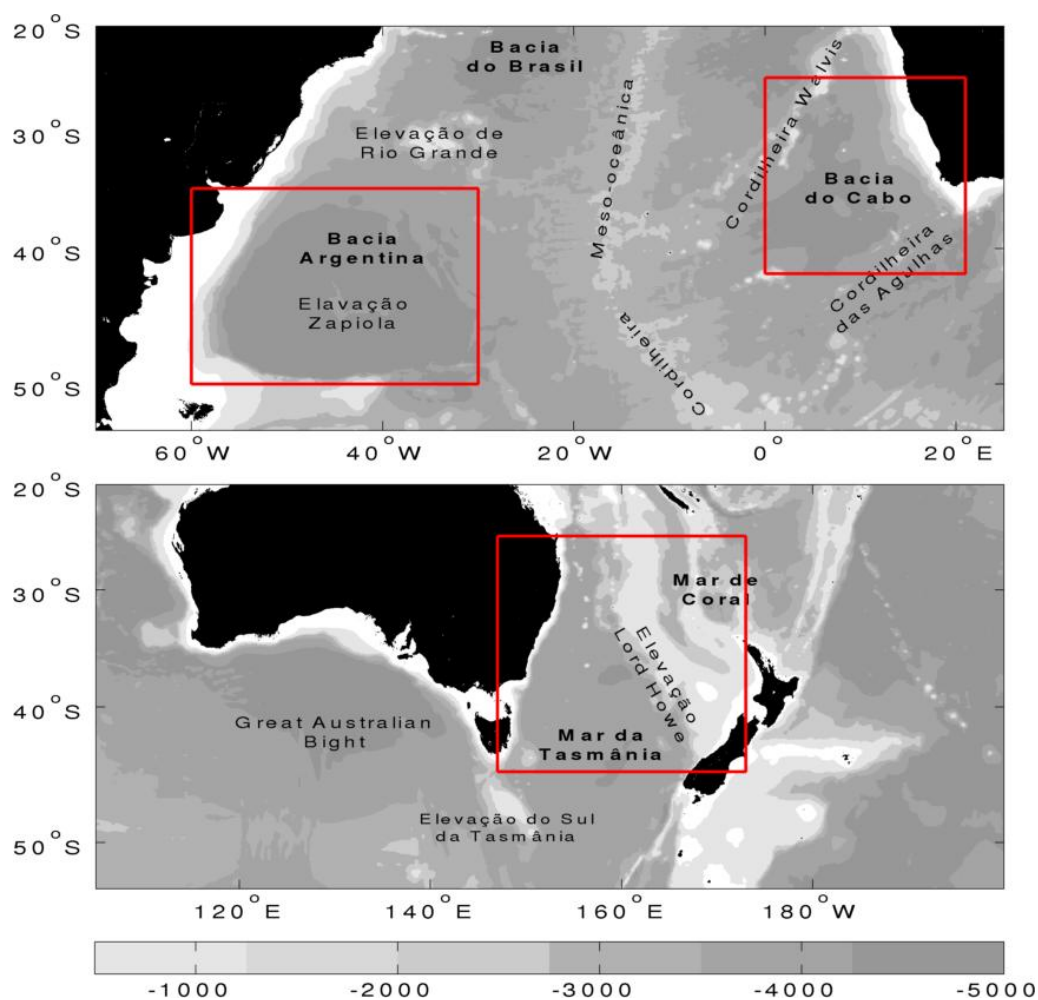


Figura 8: Áreas de estudo e principais feições batimétricas associadas. Vórtices considerados no presente estudo tiveram sua primeira ocorrência dentro das áreas delimitadas em vermelho.

No caso da Bacia do Cabo apenas a região da Retroflexão das Agulhas foi selecionada, evitando a contaminação no número de vórtices ali formados por vórtices provindos de região a leste e a norte

dessa área. Dessa maneira, foram estudados vórtices primeiramente identificados nos campos de SSH entre 25° e 45°S e 10° e 21°E.

No Atlântico Sudoeste toda a Bacia Argentina foi abordada, uma vez que a alta EKE e a atividade de mesoescala ocorrem em formato de “C”, ocupando toda a região (e.g. Fu, 2006). Dessa maneira, vórtices identificados pela primeira vez dentro da área compreendida entre 35° e 50°S e 60° e 30°W foram estudados.

A CLA, apesar de apresentar EKE reduzida em relação aos outros sistemas estudados, possui um campo de vórtices que ainda não foi completamente investigado, assim como a sua relação com o próprio campo médio da corrente. Muitos dos vórtices que interagem com a CLA ao atingir a costa provêm de regiões oceânicas a leste da CLA, que são inseridas na área de estudo. Dessa maneira, a região aqui estudada está compreendida entre 25°S e 45°S e 173°E e 147°E, abrangendo os Mares de Coral e da Tasmânia, a CLA, sua retroflexão e sua extensão.

2.4. Determinação do limite inferior do tempo de vida para seleção de vórtices

Após analisar a propagação de todos os vórtices primeiramente identificados nas áreas de estudo, foi possível determinar o limite inferior do tempo de vida a ser considerado. Como apresentado na seção 2.2, a delimitação desse valor é importante, pois elimina feições não vorticais reconhecidas como vórtices pelo algoritmo de identificação.

O limite inferior de vida foi determinado após perceber-se que diversas feições com tempo de vida relativamente pequeno propagavam-se de acordo com a batimetria local. Na Bacia Argentina esse comportamento ficou evidente no talude argentino, com propagação para norte, e na parcela sul da Elevação Zapiola, com propagação para leste (Figura 9). No talude Argentino há evidências da presença de ondas baroclínicas aprisionadas na região com período de 10 semanas (Vivier *et al.*, 2001) com propagação para norte, assim como as feições identificadas. Dessa maneira, é possível inferir que as

feições de curto tempo de vida identificadas pelo algoritmo poderiam ser na verdade ondas aprisionadas na costa com sinais similares ao de vórtices no campo de SSHA. Ao considerar vórtices do banco de dados com período superior ao reportado para essas ondas, eliminou-se a incerteza do método em relação a essa questão.

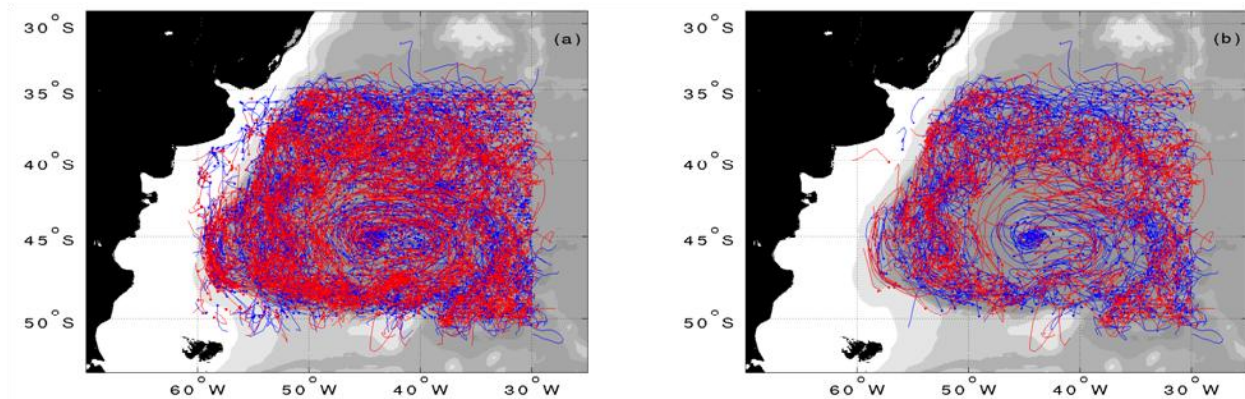


Figura 9: Vórtices ciclônicos (anticiclônicos) em azul (vermelho) originados na região da Bacia Argentina com tempo de vida superior a (a) 4 semanas e (b) 10 semanas.

As mesmas considerações podem ser aplicadas na região próxima à costa Australiana. O espectro da mesoescala nessa região inclui períodos entre 6 e 24 semanas, enquanto períodos entre 2 e 6 semanas representam ondas aprisionadas na costa (Mata *et al.*, 2006b). Dessa maneira, espera-se um maior número de feições não vorticais identificadas próximo à costa. Essas feições são eliminadas ao se considerar um tempo de vida superior ao período atribuído às ondas aprisionadas na costa (*coastally trapped waves*). O mesmo princípio é válido na região da Bacia do Cabo, onde um estudo de modelagem indica a formação de ondas de Rossby, com período de 7 semanas, associadas aos vórtices das Agulhas (de Steur e Van Leewuen, 2009). Ao considerar apenas vórtices com tempo de vida superior a 10 semanas, meandros dessas ondas que poderiam ter sido identificados como vórtices, são eliminados da análise.

Dessa maneira, assim como em Chelton *et al.* (2011a) foram considerados vórtices com tempo de vida superior a 10 semanas, uma vez que esse valor se apresentou como o mais adequado nas regiões em questão.

É interessante mencionar que os valores médios das propriedades dos vórtices, como raio, amplitude e velocidade rotacional, não apresentam grande diferença quando são considerados vórtices com tempo de vida superior a 10 e a 16 semanas, sendo o último o tempo de vida mínimo considerado em CHEL11. Contudo, ao reduzir o limite de corte o número de vórtices a serem considerados quase duplica, garantindo maior N amostral e maior confiabilidade dos resultados.

CAPÍTULO I

Para elaboração dessa dissertação optou-se por apresentar um artigo científico a ser submetido à literatura especializada. Dessa maneira, segue o artigo contendo os resultados encontrados, assim como sua discussão.

DEMOGRAPHICS OF OCEANIC EDDIES AT THREE MAJOR SOUTHERN HEMISPHERE WESTERN BOUNDARY CURRENT SYSTEMS.

1. INTRODUCTION

Oceanic eddies are mesoscale features that contain most of the oceans kinetic energy (e.g. Fu, 2006). These features play an important role in the upper ocean mixing and redistribution of trapped water properties, as heat, salinity, dissolved gases, nutrients and even marine biota (Chelton *et al.*, 2011a). The better understanding of these features and their distribution in the global ocean is essential to develop knowledge about ocean circulation and help improving climate related predictions. Intense eddy activity takes place at western boundary currents and their associated systems (e.g Stammer, 1997; Ducet *et al.*, 2000; Ferrari and Wunsch, 2009; Jia *et al.*, 2011). In the Southern Hemisphere (SH), the western boundary currents associated to subtropical gyres overshoot at their separating latitude from the coast, retroflecting onto themselves and, eventually, shed eddies during this process. The eddy shedding at those currents may be modulated by continental geography, bathymetry and location of zero wind stress curl (Nilsson and Cresswell, 1982; de Ruijter, 1982; Olson, 1991; Matano, 1993). The three western boundary currents associated to subtropical gyres in the SH are the Brazil Current (BC), the East Australian Current (EAC) and the Agulhas Current (AC).

The BC flows southward along the South American continental slope until 38°S, when it detaches from the coast. Before taking an eastward route, the BC makes a poleward excursion, retroflecting onto itself. At this point, it merges with the Malvinas Current (MC) forming the Brazil-Malvinas Confluence (BMC), located in the Argentine Basin (Figure 1 left). This region is considered one of the most energetic amongst world ocean on account of meanders, eddies and mesoscale instabilities (e.g Garzoli and Simionato, 1990). During the BC retroflexion a large ring may be shed causing the BC to retreat northwards (Campos and Olson, 1991). Robust anticyclonic eddies shed at the BMC are documented in the literature (Lentini *et al.*, 2002; Lentini *et al.*, 2006), having a shedding frequency of up to 6 eddies per year, with radii ranging from 35 to 100 km (Lentini *et al.*, 2006). The mesoscale eddies in the Argentine Basin propagates in an anticyclonic circulation (Fu, 2006), following the Zapiola Anticyclone (Miranda *et al.*, 1999). This flow dominates the Argentine Basin circulation and is believed to be mainly modulated by local mesoscale variability (e.g. Dewar, 1998; Fu, 2007), and local wind forcing in the case of very low frequencies (Saraceno *et al.*, 2009). This anticyclonic flow contributes to water mass transformation (Garzoli *et al.*, 2008) and promotes meridional heat and mass exchanges between the South Atlantic Current and the Antarctic Circumpolar Current (Saraceno *et al.*, 2009).

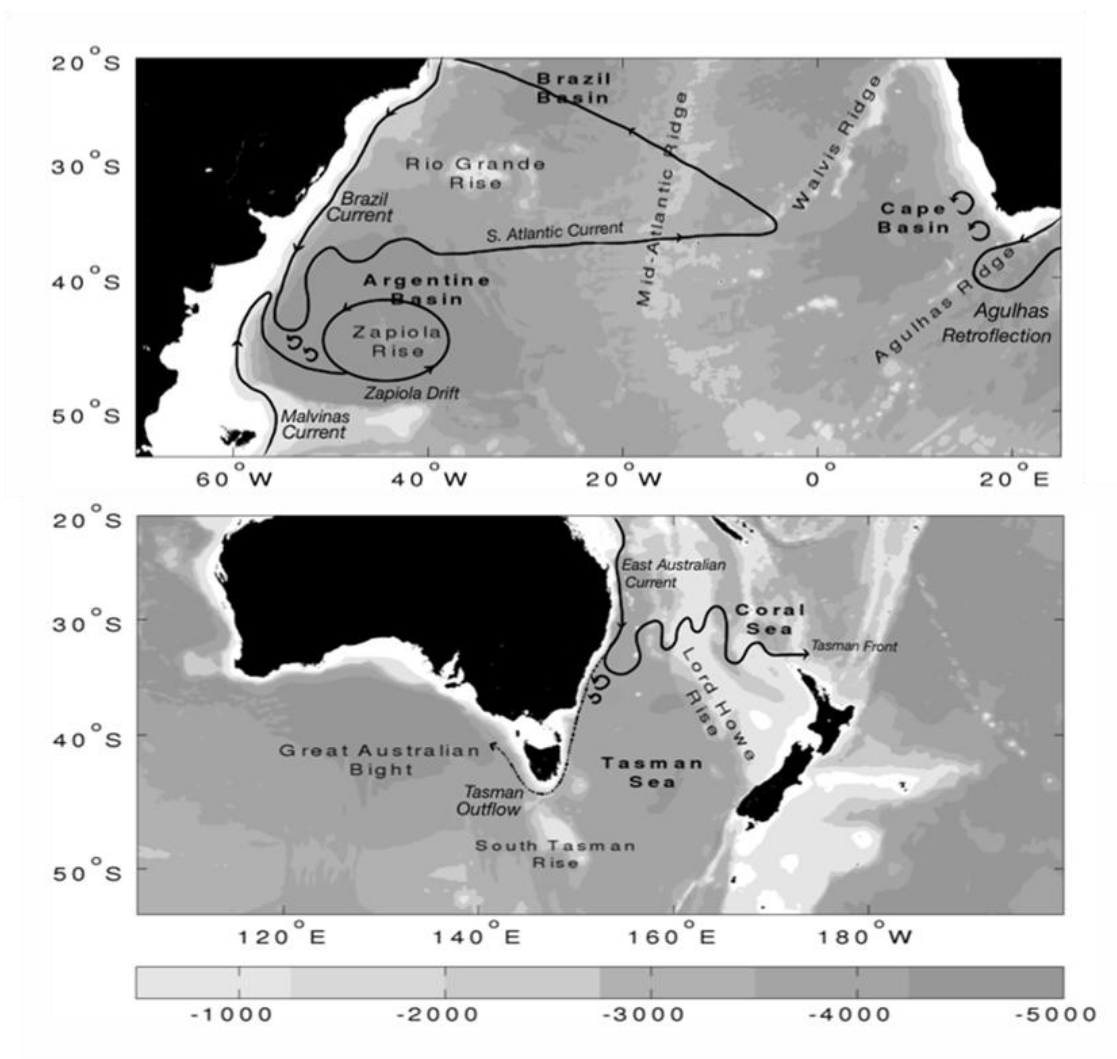


Figure 1: Main bathymetric features (bold and light faced) of the three study areas and mean circulation patterns (italic faced).

In the southern tip of Africa, the AC goes around the continent eventually flowing towards the west, while detaching from the coastline and becoming a free jet in the South Atlantic Ocean (Figure 1 left). Roughly at 15°E, the AC changes direction retroflecting back to east, a process highly dependent on the Indian Ocean wind stress curl field (e.g. de Ruijter, 1982). This Agulhas Retroflexion (AR) has about 340 km mean diameter, being its most frequent between 15°E and 20°E at roughly 40°S (Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988). When the AR meets the Agulhas Return Current through the meandering

occlusion, an independent eddy is formed (Lutjeharms, 2006). Eddies shed in this process may reconnect to the parent current, divide into several features during their initial phase, remain constrained in the region by topographic features (Figure 1 left) or propagate through long distances (Byrne *et al.*, 1995; Schouten *et al.*, 2000). Large eddies shed at this region, together with less energetic Cape Basin ones, form the Agulhas Leakage (Beal *et al.*, 2011), with some anticyclonic features being able to cross the South Atlantic Ocean. These eddies, hereafter referred to as Agulhas Rings, have a mean radius of 150 km and can live up to 3.5 years before approaching the South American coast (Schouten *et al.*, 2000). Reported shedding frequencies span from 5 (Gordon and Haxby, 1990) to 9 (Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988) rings per year, being 6 the most common value found in the literature (Lutjeharms, 2006).

In the South Pacific, the EAC flows along the Australian coast from the Coral Sea, characterized by its complex bathymetry, to the Tasman Sea, an abyssal basin limited at east by Lord Howe Elevation (Figure 1 right). This current may detach from the coast at several locations between its formation, at roughly 15°S, and its main separation latitude, at 31°S (Boland and Church, 1981; Mata *et al.*, 2000; Ridgway and Dunn, 2003; Brassington *et al.*, 2011). The upper levels of the EAC separates from the coast at 31°S (Godfrey *et al.*, 1980), being associated to the currents retroflexion. Beyond this point, the EAC flows eastwards forming the Tasman Front, presenting meanders and instabilities (e.g. Tomczak and Godfrey, 1994). When this current upper layer detaches from the coast it overshoots southwards and then shifts northwards after an anticyclonic shedding event (Mata *et al.*, 2006a), in a process similar to the one found at the BC retroflexion. Eddies shed by the retroflexion present radii between 100 and 150 km, with lifetimes usually exceeding one year (Nilsson and Creswell, 1981). These features tend to propagate southwards, constrained within the Deep Tasman Basin (Boland and Church, 1981). Deep EAC layers maintain their southward flow, as the EAC Extension (Cresswell, 2000).

A merged high-resolution sea surface height (SSH) dataset built using at least two simultaneously orbiting altimeters data has enabled quantitative studies of mesoscale oceanic variability (Fu, 2006; Chelton *et al.*, 2007; Chaigneau *et al.*, 2009; Chelton *et al.*, 2011b). The combination of more than one satellite amplifies spatial and temporal resolution by reducing the spaces between satellites cross-tracks, covering a substantial part of the mesoscale spectrum (Chelton *et al.*, 2011b). At the BMC, previous eddy censuses were performed by using TOPEX/Poseidon data alone (Lentini *et al.*, 2006). These mesoscale features were also studied in terms of polarity and spatial distribution (Saraceno and Provost, 2012). However, their final destination, mean characteristics and propagation have not been fully addressed. In the case of the Coral and Tasman Seas, as far as we are aware, no eddy census was performed, despite observations carried out by Lagrangian methods (Brassington *et al.*, 2011) at the Tasman Sea, an “*Avenue of eddies*” identified occurring close to the EAC retroflexion (Everett *et al.*, 2012) and an indication of a train of eddies, as well as shedding events information, given by merged altimetry data (Mata *et al.*, 2006a). Therefore, the EAC highly energetic eddy field, as well as its adjacent seas, need further studies, once they may play important roles on this current intensity trough eddy interaction, e.g. westwards eddies shed by Tasman Front meanders (Bowen *et al.*, 2005). Hence, updated eddies demography and their propagation are needed in the Argentine, Coral Sea and Tasman Sea basins. Agulhas Rings throughout their propagation at the South Atlantic also care for more detailed analyses, since the tracking of these features by previous low spatial resolution altimetry dataset was rather difficult. In that sense, we explore an eddy tracking dataset recently built after a merged high spatial and temporal resolution altimetry set (Chelton *et al.*, 2011b).

Given eddies importance and taking advantage of this dataset, the present study focuses in the analysis of eddies first identified in high energetic areas associated to three western boundary currents of the SH: the Brazil-Malvinas Confluence, at Argentine Basin, the Agulhas Retroflexion, at Cape Basin, and the East Australian Coast, at Coral and Tasman Seas. These features are investigated for (1) their

preferential areas of first and last occurrences, (2) their shedding frequency and (3) their spatial distribution and propagation. Moreover, the results presented here provide novel information at those highly energetic oceanic areas of the Southern Hemisphere, which despite their recognized importance still lack a quantitative approach on their associated eddies demographics and behavior.

2. DATA AND METHODS

We selected features from an eddy tracking dataset (Chelton *et al.*, 2011b hereafter referred to as CHEL11), available online at <http://cioss.coas.oregonstate.edu/eddies/>, which contains location of worldwide eddies trajectories along with their characteristics at each 7-day time step. The dataset was developed using the SSH anomaly AVISO Reference Field, which comprises two altimeters data along an 18-year period (October 1992 to January 2011). This unified dataset has a temporal resolution of 7 days and a higher spatial resolution than those presented in previous studies, allowing the detection of oceanic features of 40 km of length scale or higher. The eddies are identified by a threshold-free SSH-based method and then searched in the next time step by the same tracking algorithm used in Chelton *et al.* (2007). Only eddies tracked for more than 4 weeks are included in the dataset. For more information about this set please refer to CHEL11.

On the scope of this study, some detection and tracking procedures limitations must be considered. The most important of them is the fact that some eddies can be left out or born again due to their merging, splitting and distortion. This may happen on account of interactions with other eddies, the mean flow or the bottom topography or due to absence of data inside the gaps between the merged satellite tracks. Hence, an underestimation of eddies lifetime and an overestimation of eddy frequency are expected. Eddies distortions, as noted by CHEL11, are most common in energetic areas associated with higher levels of mesoscale variability. Those comprise regions of meandering, retroreflections and

western boundary currents, which are the focus of this study. According to the authors, the removal of the time averaged SSH anomaly performed by AVISO (in order to remove the unknown geoid), also removing mean currents, may turn these latter meanders signals into eddies SSH signals alike. Fortunately, meanders are more transient than isolated eddies, hence, a lifetime cutoff can be applied in order to minimize limitations of the detection and tracking procedures. However, the ideal value of this lifetime cutoff may vary geographically and the 16 weeks lifetime cutoff used in CHEL11 is more conservative than necessary (D. Chelton, personal communication, Nov 12 2012).

We selected eddies with first occurrences in areas associated to the western boundary currents that are the focus of this study: the Argentine Basin, comprising the BMC and the BC retroflection (35°S to 50°S and 60°W to 30°W), the Cape Basin, associated to the AR (25°S to 45°S and 0° to 21°E) and the Tasman and Coral seas, associated to the EAC (25°S to 45°S and 173°E to 147°E). For the AC, only eddies first identified in the retroflection region and Cape Basin were considered, avoiding contamination by features travelling from north and east, as Mozambique Channel (e.g. Schouten *et al.*, 2003) and East Madagascar Current eddies (e.g. de Ruijter *et al.*, 2004). The Agulhas Return Current, which presents EKE comparable to the AR region, was also not considered, in order to avoid contamination from Agulhas Return Current eddies, once only the Agulhas Retroflection system is the focus of this study.

3. RESULTS AND DISCUSSION

After testing and in order to minimize limitations of the detection and tracking procedures, we defined 10 weeks as lifetime cutoff for the three regions following Chelton *et al.* (2011a). At the Argentine Basin several eddies with lifetime between 04 and 10 weeks propagate steered by local bathymetry. Some features were found at the Patagonia and Argentine shelf slope propagating northwards, where the occurrence of intra seasonal SSH variability with 10-week period has been

reported, probably resulting from trapped baroclinic shelf waves (Vivier *et al.*, 2001). This indicates that some of the identified eddies may actually be coastal-trapped waves, an inaccuracy due to identification difficulties mentioned in the previous section. The same can be applied for the region close to the East Australian coast. The mesoscale band in this region includes periods between 6 and 24 weeks, while periods between 2 and 6 weeks represent the coastal-trapped waves band (Mata *et al.*, 2006b). The latter presents maximum contribution at the coastal region, where deep water fluctuations feel the bottom topography of the continental slope (Garret, 1979). Therefore, we would expect a higher number of misidentified features close to the East Australian coast. Conversely at Cape Basin, numerical modeling results show that Agulhas Rings may radiate Rossby Waves with periods of 7 weeks (de Steur and Van Leewuen, 2009). Therefore, we disregard these waves and high frequency features that could appear at the SSH field as eddies by using a 10 week lifetime cutoff.

Eddies mean characteristics, such as their rotation speed, length scale and propagation speed do not differ much when considering eddies with lifetime superior to 10 and 16 weeks, the latter being the lifetime cutoff used in CHEL11. However, the number of identified eddies almost doubles when the 10 week lifetime cutoff is considered.

Mean Eddy characteristics

A total of 1102 eddies had their first occurrence at the Argentine Basin, presenting a slight preference for cyclonic features (Table 1). Only 30% of the eddies dataset (with lifetime larger than 4 weeks) first identified in the study area presented themselves to be robust and long-lived enough to be considered in this study (Table 1). This may indicate more coastal-trapped waves noise at this location when compared to the other studied regions.

Table 1: Total first identified eddies with lifetime larger than 4 and 10 weeks at each of the three study regions: the Argentine Basin (ARG), the Cape Basin (CAP) and the Coral and Tasman Seas (CTS).

	Area (km ²)	Lt>4 weeks			Lt>10 weeks			Percentage of Long-lived eddies		
		Total	Cyc	Anti	Total	Cyc	Anti	Total	Cyc	Anti
ARG	3.45 x 10 ⁶	3614	1821	1793	1102	606	496	30.5	33.3	11.0
CAP	2.8 x 10 ⁶	3007	1583	1424	1376	683	693	45.8	43.2	48.7
CTS	4.5 x 10 ⁶	3269	1688	1581	1550	776	774	47.4	46.0	49.0

Along the 18-year period, around 20 eddies had their first occurrence close to the BC retroflection near 38°S, and south of this feature down to 47°S (Figure 2 top left). Cell grids with high number of eddies first occurrence also appeared along the Brazil Current path further north and at the southeastern domain of the study area. The latter features seem to cluster at the eastern edge of the Argentine Basin, over 5000 m water depth. In turn, an absence of formed eddies can be noticed at the barotropic circulation around Zapiola Rise, as will be discussed in the next section (Figure 2 bottom left). As expected, high numbers of eddies last occurrence were encountered at the Argentine Basin western region, since eddies from the South Atlantic Ocean tend to propagate westwards and inevitably meet the continental boundary. During the collision, these features may coalesce (Azevedo *et al.*, 2012) and become no longer detected by the altimeters, due to coastal processes resolution difficulties or due to changing into non-compact shapes, thus not satisfying the identification algorithm criteria.

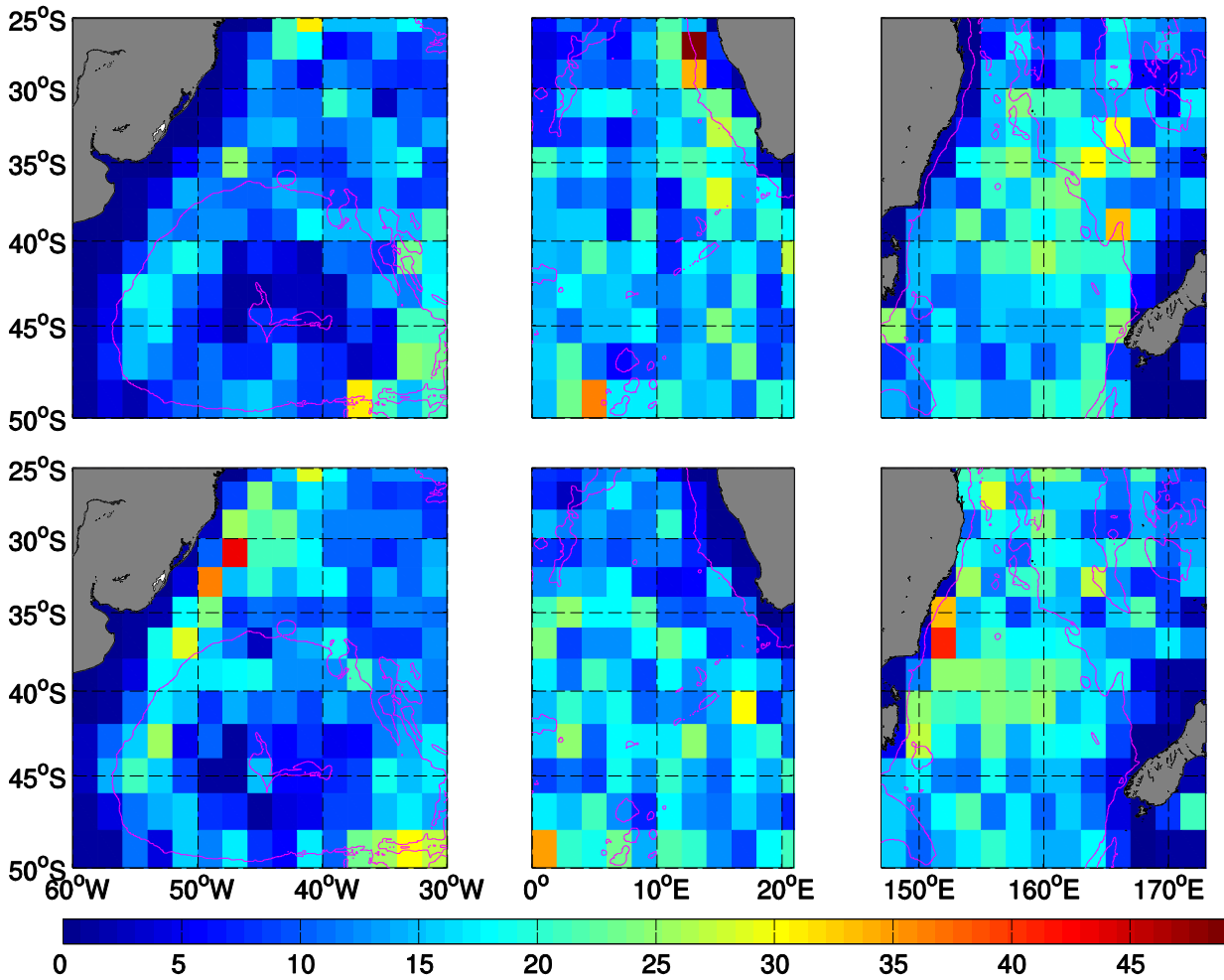


Figure 2: Eddies first (top) and last (bottom) occurrences along the 18-year period in a $2^\circ \times 2^\circ$ grid. Only features with lifetime larger than 10 weeks were considered. Magenta lines indicate 4000 (3000) meters isobaths at left (center and right) subplots. Colorbar indicates number of eddies per cell.

Regarding Cape Basin, a total of 1376 long-lived eddies were first identified (Table 1). Clusters of high first occurrence frequencies can be found off Namibian and South African west coast, where roughly 50 eddies were formed in a $2^\circ \times 2^\circ$ cell along the 18-year analyzed period (Figure 2 top center). At the AR location, cell values span from 10 to 30 features with first occurrence at the region along the studied years. The absence of a high shedding value within a single cell may be attributed to the retroflection zonal migration due to AC jet position variability (de Ruijter, 1982) and other upstream processes, as the Natal Pulse, and eddies from the Mozambique Channel and the East Madagascar

Current (i.e. Schouten *et al.*, 2002). Besides, Agulhas Rings might only become recognizable by the identification algorithm after a short period subsequent to their shedding. This explains high first occurrence frequencies northwestern of the AR region, at the Agulhas Corridor (Goni *et al.*, 1997), comprised roughly between 30°S and 40°S and 0 and 20°E. Similar values of first occurrence frequencies at this region and also off Namibia Coast were found by Chaigneau *et al.* (2009) when identifying eddies in SSH merged altimetry fields through geometric criteria, an identification method similar to the one implemented in CHEL11.

Eddy decay seems to take place at the entire Cape Basin and AR region excluding the area off Namibia coast (Figure 2 bottom center). This may be attributed to both cyclonic and anticyclonic barotropic eddies that are not able to trespass the basin limits imposed by bathymetry (Schouten *et al.*, 2000). Other dissipation mechanism that takes place here is the radiation of Rossby Waves by the Agulhas Rings, which leads to radius decay and meridional propagation of eddies (Flierl, 1984; de Steur and Van Leewuen, 2009). Besides, criteria of the eddy identification algorithm may increase last occurrence frequencies over the entire studied region. Once a large number of eddy encounters may happen at Cape Basin, as well as the interaction of these features with the background circulation and the effect of bottom topography, these eddies shape may be altered to the point it no longer satisfies the identification algorithm criteria. At this moment, eddies are considered lost.

No clear pattern of first and last occurrences preferential regions is evident at the Coral and Tasman Seas (Figure 2 top and bottom right, respectively). High first occurrence frequencies can be found at both of these locations, probably attributed to flow instabilities due to rough bathymetry, and south of Tasmania, with 20 eddies shed along the 18-year period (Figure 2 top right). A particularly high number of eddies decay can be notice just south of the EAC retroflection (Figure 2 bottom right). In fact, when analyzing their tracks, it is possible to see that most eddies that are shed by this feature, and

northern of it, do not make it south of 41°S. Analysis of energy conversions suggest that decaying retroflection eddies may be feeding back the mean flow near this area (Mata *et al.*, 2006a).

It is noteworthy that, when analyzing main genesis and coalescence formation of eddies here, only eddies detected by the merged SSH dataset and by the identification algorithm were considered. This may imply on biased results of preferential formation and coalescence regions, since not all the mesoscale spectrum is being captured by the merged SSH dataset.

The number of eddies shed per year at each of the studied locations is presented in Figure 3. At Cape Basin, high shedding frequencies can be attributed to the region off Namibia Coast, which presented itself as an area of high eddy formation (Figure 2 top center). For the region east of Australia, the highest contribution of eddies comes from the Tasman Sea, where on average 49 eddies are shed per year, versus 37 at the Coral Sea. The former contributes specially with small scale short-lived features. When compared to the other regions, high number of eddies were shed per year at the Coral and Tasman Sea, as expected due to its larger area (Table 1). In several years, however, the amount of eddies shed at Cape Basin outnumbered features shed at both Tasman and Coral Seas combined even considering an area 1.6 times larger in the South Pacific system. No significant temporal trends in eddy shedding was evident for any of the studied areas, based on the 18-year period statistics.

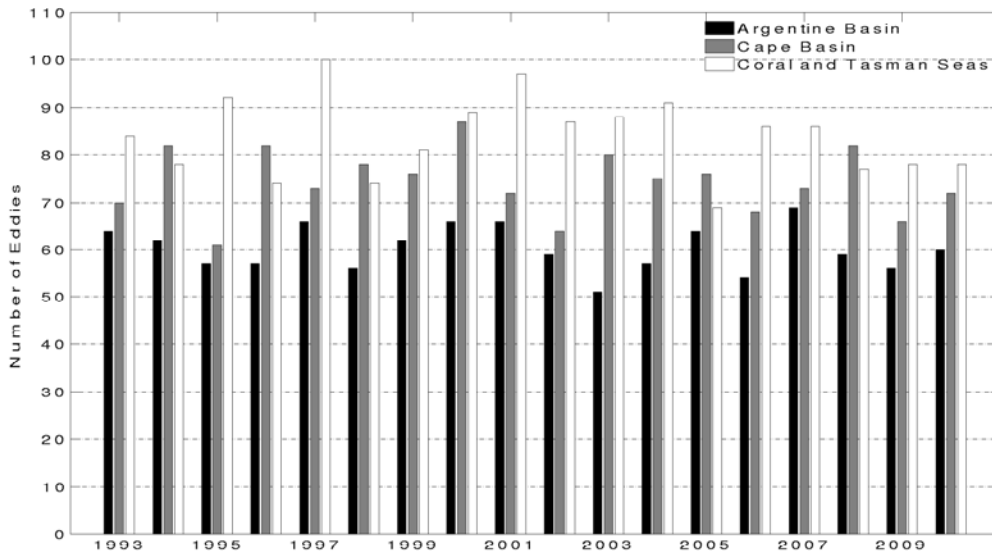


Figure 3: Number of eddies shed per year at each of the three study areas (1992 and 2011 were not considered, since only three and one months are analyzed during these years, respectively).

Eddies mean characteristics are presented in Table 2. Large standard deviations values appear in all three regions. This is attributed to the large spectra of eddies radii encompassed by this study. It is noteworthy that Cape Basin eddies mean radii is smaller than Argentine Basin ones, likely due to a large number of small eddies being investigated at Cape Basin. These latter eddies mean lifetime are similar to the one found by Schouten *et al.* (2000), when analyzing eddies shed at the Agulhas Retroflection region. According to these authors, even though some eddies presented 2.5 to 3.5 years lifetime, most of the studied features were less persistent. In the present study, lifetime of eddies first identified at Cape Basin spanned from 10 weeks to 3.8 years. These eddies presented comparable propagation distances to those found by Byrne *et al.* (1995) using Geosat data. These authors found a mean propagation speed of 3.7 km day^{-1} for eddies translating at Cape Basin before crossing Walvis Ridge, attributing this speed to the eddies self-induced translation. We calculated an average self-induced speed of 5.2 km day^{-1} by using the Nof (1981) equation:

$$c = -1/6 \beta R_o r_o^2 \quad (\text{Eq. 1})$$

where β is the beta parameter, r_0 the Earth radius and R_0 the Rossby Number. The resulting value, however, presented itself to be higher than the observed propagation speed (Table 2). A calculation limitation may be the cause for this disparity in eddies observed propagation and inferred self-induced translation speeds. By using satellite data, we are only able to calculate the latter value by considering these features as lenses types, i.e. without interaction with the surrounding ambient water. This condition occurs when the water column H , between the ocean free surface and the lower isothermal displacement ξ (Flierl, 1979), is absent. Therefore, we would expect that by using hydrographic data the actual self-induced speed of these eddies could be determined.

Table 2: Eddies mean characteristics and their standard deviation. Only eddies with lifetime larger than 10 weeks were considered. Mean eddy properties were determined by calculating two subsequent values mean times the covered distance for each time step. The resulting values were summed up and divided by the total eddy propagation distance.

	Mean (Standard Deviation)					
	Argentine Basin		Cape Basin		Coral and Tasman Seas	
	Cyc	Anticyc	Cyc	Anticyc	Cyc	Anticyc
Lifetime (weeks)	17.3 (8.3)	16.3 (7.5)	24.6 (19.5)	33.3 (34.8)	22.9 (14.9)	24.6 (19.8)
Amplitude (cm)	18.7 (9.0)	15.9 (7.8)	9.9 (9.0)	11.2 (10.3)	9.2 (7.1)	8.6 (6.4)
Rotation Speed (cm/s)	31.7 (12.0)	29.4 (11.4)	21.0 (14.7)	22.6 (16.6)	21.1 (13.7)	20.1 (12.5)
Radius (km)	87.6 (17.1)	90.7 (16.5)	85.1 (14.6)	86.5 (16.1)	83.4 (15.4)	82.7 (16.5)
Propagation Distance (km)	523.4 (282.6)	513.8 (263.9)	671.5 (580.6)	926.3 (1153.1)	521.5 (374.9)	522.2 (427.1)
Propagation Speed (km/day)	4.4 (1.5)	4.6 (1.7)	3.9 (1.3)	3.7 (1.4)	3.2 (1.2)	3.1 (1.1)

A geographical segregation according to eddies mean radii arose at all three studied locations (Figure 4). It is also noticeable that segregation mechanisms that act upon large and small features seem to be the same for both cyclonic and anticyclonic eddies. This segregation is quite evident at the

Argentine Basin, where large eddies (~ 100 km mean radii, equivalent to mean radii population plus one standard deviation) from both polarities occur at its northern and western regions while smaller features (~ 80 km mean radii, equivalent to mean radii population minus one standard deviation) occur at its southeastern region (Figure 4 top and bottom left). As one would expect, these large eddies occurrences agree with high EKE distribution at this basin, which is displayed in a “C” shape (Fu, 2006) evident in Figure 4. Cyclonic eddies with the minimum length scale resolved by the merged SSH data occur in the center of the “C” shaped distribution, near 45°W and 45°S . This may suggest that the lack of eddies originated and propagating in the inner part of the Zapiola Anticyclone (Figure 1) may be due to resolution limitations of the merged altimetry data. The cluster of high radii eddies at the northeast portion of this study region, near 35°W and 30°S may be attributed to eddies originated in the middle of the Southwest Atlantic propagating towards the Brazilian coast (not shown) and to the arrival of Cape Basin originated cyclonic and anticyclonic eddies.

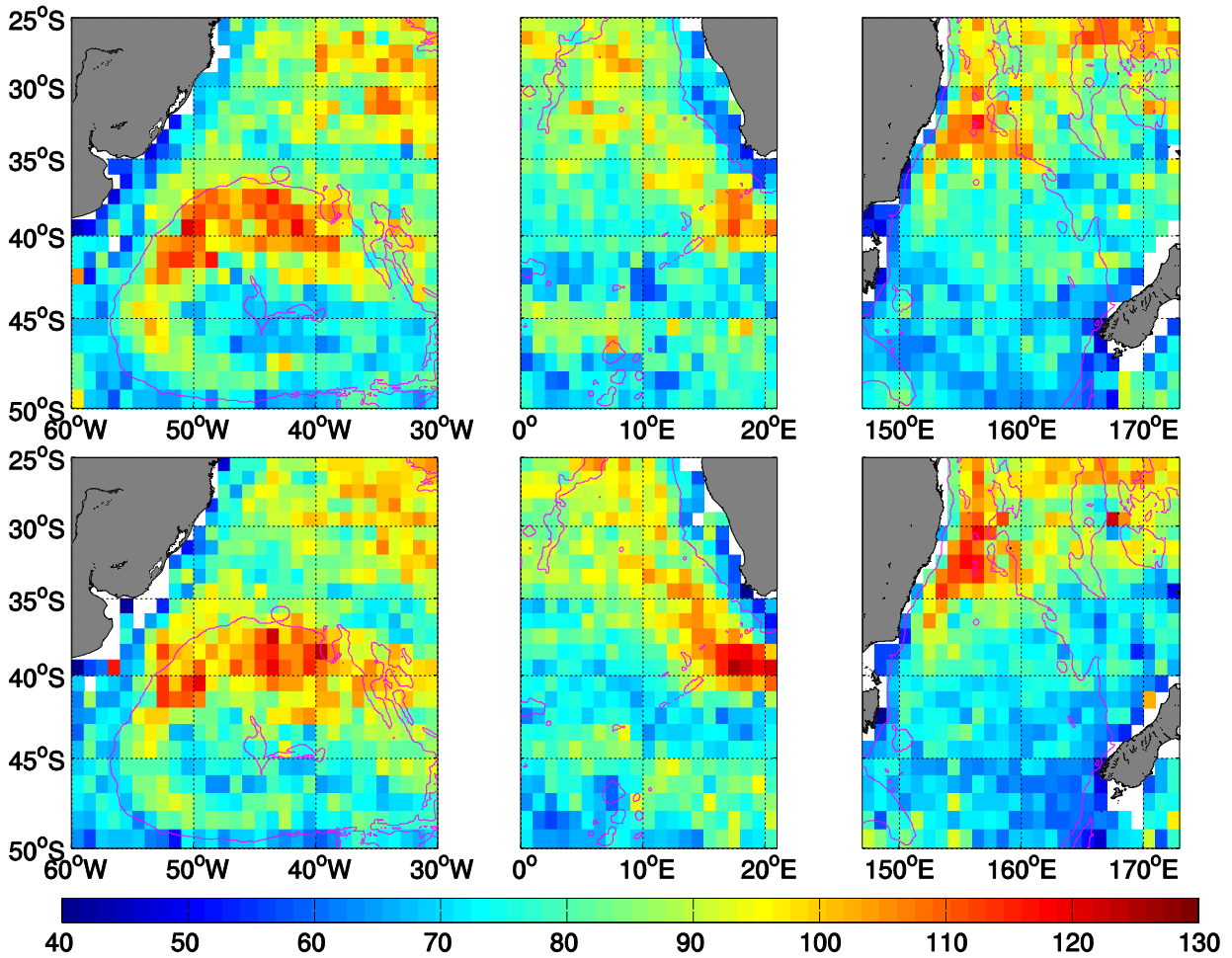


Figure 4: Cyclonic (top) and anticyclonic (bottom) eddies radii spatial distribution in a 1°x1° grid for the Argentine Basin (left), Cape Basin (middle) and Coral and Tasman Seas (right). Eddies with lifetime larger than 4 weeks were considered. Mean cell values include all eddies existing in the cell along the 18-year period. Magenta lines indicate 4000 (3000) meters isobaths at left (center and right) subplots. Colorbar in kilometers. Eddies with lifetime superior to 4 weeks were considered in this analysis.

A spatial segregation was already expected at Cape Basin, due to the presence of the Agulhas Rings eddy corridor (Goni *et al.*, 1997). At this basin large eddies of both polarities, presenting a 100 km radius average, occur at the AR region and at the subsequent eddy corridor northwestwards. That corridor becomes more evident when only anticyclonic eddies are considered (Figure 4 bottom center). Small radius values off Namibian and South African west coast may be attributed to features detected close to the continental slope, which are smaller and short-lived when compared to open ocean features

identified in this region. A zonal band of larger features of both polarities occurs between 45 and 50°S, at the same location where the Subantarctic Front (SAF) presents surface expression (Lutjeharms and Valentine, 1984). This front was reported pinching off cyclonic eddies South of Tasmania (Morrow *et al.*, 2004a). In fact, if the spatial distribution analysis is extended to the latitude of occurrence of the SAF south of Australia, between 51°S and 53°S, a similar zonal band of large scale eddies, as the one observed south of Africa, can also be seen (not shown). Therefore, one can infer that the latter zonal band may also be attributed to SAF eddy shedding.

In the Pacific region, the Tasman Front seems to act as a barrier located roughly at 35°S, segregating large and small features of both polarities. Eddies with radii larger than 90 km occur at the Coral Sea and close to the Australian Coast as far south as 35°S. These eddies radii can reach up to 110 km close to the point where the EAC leaves the coast (Figure 4 left). As expected, most of these large eddies are anticyclonic, as they are (a) formed by the occlusion of the first EAC meander or (b) boosted when crossing this region, as will be showed next. These large anticyclonic eddies mean radii of 120 km agreed with 100 – 150 km mean radii values from retroflection eddies from the literature (Nilsson and Cresswell 1981; Bowen *et al.* 2005), inferring the former origins. As is the case for the Argentine Basin, the cluster of large radii located at the northeastern domain of the study area is attributed to eddies coming from the east. Conversely, small features of both polarities with radii smaller than 90 km occurred at the Tasman Sea and in the terminal portion of the Tasman Front. These clusters of small eddies were also noted at this location by Brassington *et al.* (2011), in a lagrangian study of the EAC and its eddies.

Spatial Distribution and propagation

Eddies first identified at the Argentine Basin mostly propagate following the Zapiola anticyclonic barotropic flow, presenting high bathymetric steering effect, which is also quite evident at the

continental slope and in the southern portion of the Zapiola Rise (Figure 5). This is consistent with the findings of Fu (2006) when studying mesoscale phenomena propagation in the South Atlantic Ocean. According to results here presented, these eddies remain in the Argentine Basin until their last occurrence, thus not propagating to distant regions.

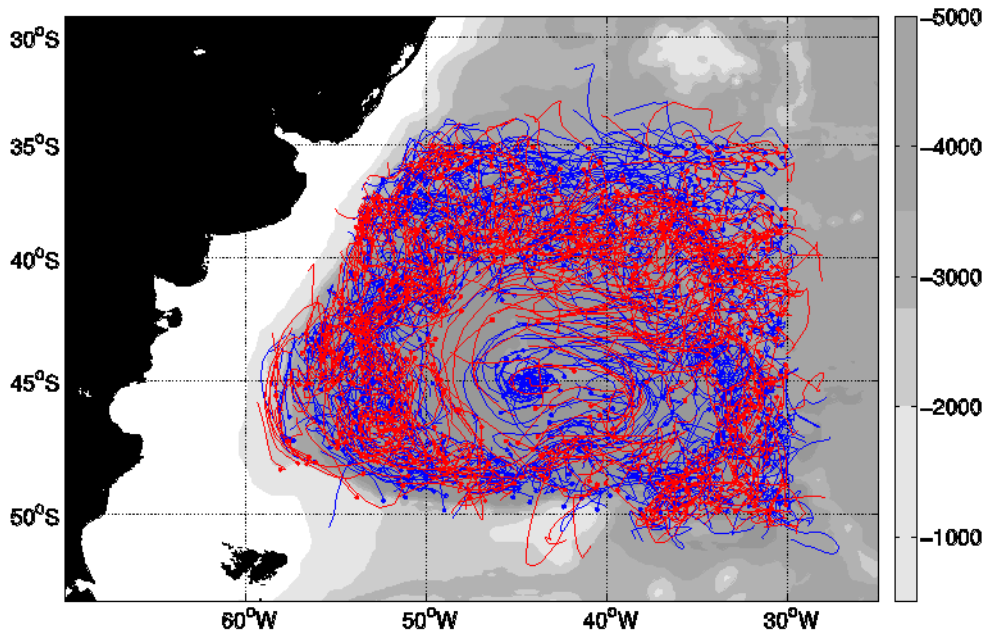


Figure 5: Anticyclonic (red) and cyclonic (blue) eddies first identified at the Argentine Basin; dots indicate the eddies first occurrence. Only eddies with lifetime larger than 10 weeks were considered.

A reduced number of eddies propagation (Figure 5) and formation (Figure 2 top left) was found around Zapiola Rise, in the region defined as Zapiola Domain (Saraceno and Provost, 2012) limited by the $-1.92 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ potential vorticity contour. Cyclonic features, however, seem to occur with higher frequency inside this region, propagating in an anti-clockwise sense and may coming from east of Zapiola Rise, as also noted by Saraceno and Provost (2012). According to the authors features inside the Zapiola Domain are more likely to be cyclonic due to a mechanism similar to eddies detachment at the Gulf Stream: the Zapiola Flow would meander along its course, forming anticyclonic meanders in its right flank and cyclonic meander in its left flank. It is important to notice, however, that this absence of

eddies may also be due to low spatial altimetry data resolution, or limitations of the identification algorithm. When using a lifetime cutoff of 4 weeks (instead of the 10 weeks used here), features of both polarities occur at the Zapiola Flow. However, it is not possible to confirm if these are mesoscale coherent eddy structures or current meanders, as mentioned in the previous section.

Around 30% of eddies first identified at the Argentine Basin propagated eastwards (Figure 6 bottom right). This percentage is larger than in the other studied regions due to the Zapiola Flow. Also, the effect of the Antarctic Circumpolar Current is important towards the southern edge, advecting eddies located at the southeastern region of the basin against their self-induced propagation.

Boebel *et al.* (2003) revealed that the Cape Basin area is filled with Agulhas Rings and cyclonic eddies interacting with each other, as can be seen by the eddies trajectories shown in Figure 6. Due to the interaction of these eddies with the surrounding waters, anticyclonic (cyclonic) features propagated mainly north (south) westwards as described in the literature (Morrow *et al.*, 2004b; CHEL11). Only 13% of the features first identified at Cape Basin presented eastward propagation (Figure 6 bottom left). These eddies occurred only at the southern limit of the study region, where the effect of the northern branch of the Antarctic Circumpolar Current can overcome the self-propulsion and impose an eastward drift. From the 1376 eddies originated at the AR and Cape Basin region, 58 crossed Walvis and Mid-Atlantic Ridges (about 4%). Amongst these eddies, six of them were cyclonic and were first identified off Namibia coast, suggesting that not only anticyclonic Agulhas Rings are able to travel great distances across the South Atlantic Ocean.

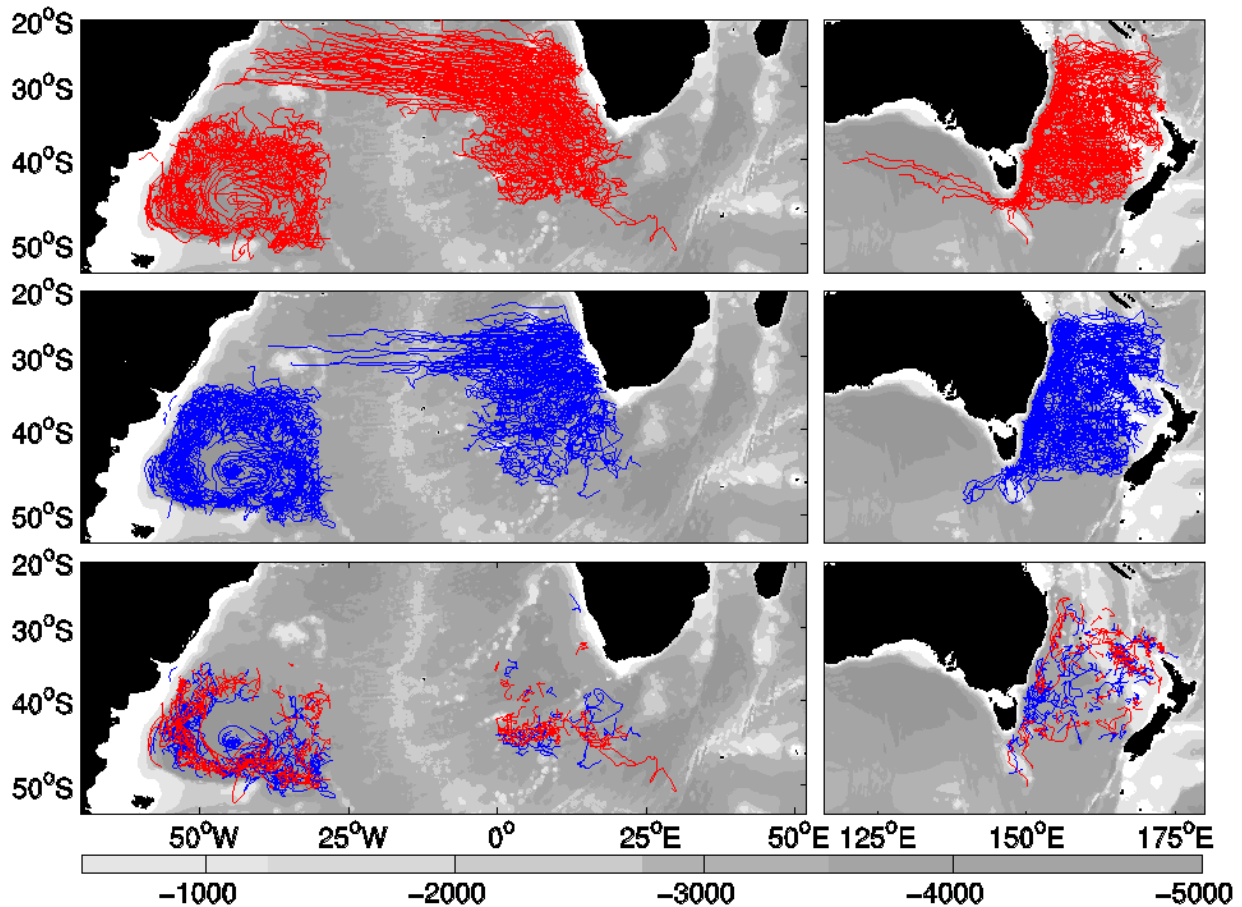


Figure 6: All anticyclonic (top), cyclonic (middle) and eastward propagating (bottom) eddies first identified at the three study regions. Only eddies with lifetime larger than 10 weeks were considered.

Here we give a close look to features first identified at the Cape Basin region that propagated across the South Atlantic Ocean, given their importance to the Atlantic meridional overturning circulation (for a review see Beal *et al.*, 2011). Even though not all Agulhas Rings do cross the South Atlantic, all the features that perform such deed are here considered as Agulhas Rings. Therefore, the 52 features shown in Figure 7 are here referred to as Agulhas Rings. After shedding, these eddies acquire a northwestern propagation, translating along the eddy corridor defined by Goni *et al.* (1997), until they reach Walvis Ridge ($\sim 5^\circ$ W). Nevertheless, some of those features may translate outside this corridor northern limit, as was previously noted by Schouten *et al.* (2002). When reaching Walvis Ridge, the

eddies acquire a more zonally oriented propagation, reaching the western South Atlantic Ocean between 20°S and 30°S (Azevedo *et al.*, 2012).

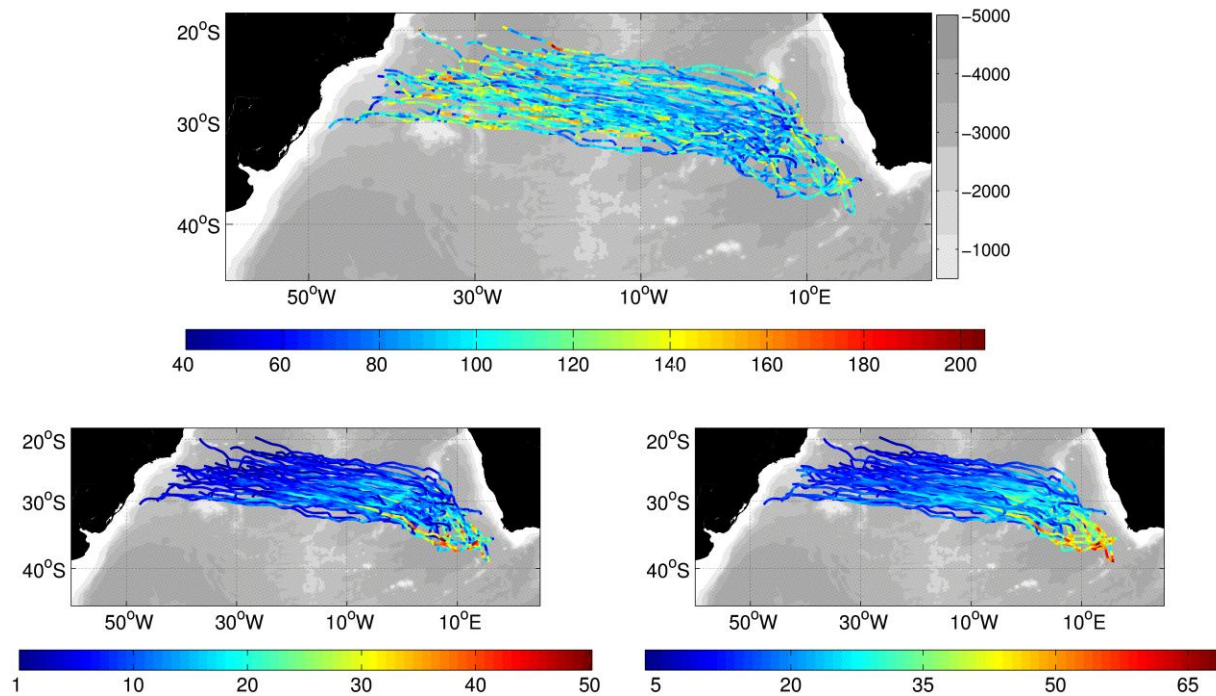


Figure 7: Large anticyclonic Agulhas Rings crossing the South Atlantic Ocean. Colors change according to radius measurement in km (top), amplitude in cm (bottom left) and rotation speed in cm s^{-1} (bottom right), at each time step (7 days). These eddies were first identified between 25°S and 45°S and 10°E and 21°E.

These Agulhas Rings length scales seem to increase when reaching Brazil Basin, after crossing the Mid Atlantic Ridge. By establishing linear trends for all the Agulhas Rings radii and calculating the mean angular coefficient after significant trends (confidence interval >95%), we obtain an eddy radii increase rate of $2.6 \times 10^{-2} \text{ km day}^{-1}$ across the South Atlantic. However, the behavior of eddies radii during their lifetime was not followed by either their amplitude or rotation speed (Figure 7). For every eddy in this sample, these variables decay with lifetime as the eddies approach their last occurrence location with 14% and 28% of the initial amplitude and rotation speed values, respectively. Significant

trends for these variables presented mean angular coefficients of $-1.4 \times 10^{-2} \text{ cm day}^{-1}$ and $-2 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1} \text{ day}^{-1}$, respectively. The 85% amplitude reduction from the eddies formation to their coalescence was also found in Agulhas Rings identified by Geosat altimetry fields (Byrne *et al.*, 1995) and in rings identified and tracked by different automatic algorithms (Souza *et al.*, 2011). The latter presented a $-9.33 \times 10^{-5} \text{ cm day}^{-1}$ amplitude rate.

Following eddies governing equations of potential vorticity and momentum conservation in cylindrical coordinates (Flierl, 1979), one may expect direct relations between amplitude (A), rotation speed (U) and vertical length (L), once eddies vertical length (h) and rotation speed are given by:

$$h = \frac{f_0^2(L_0^2 - L^2)}{8g'} \quad (\text{Eq. 2})$$

$$U = -\frac{f_0 L}{2} \quad (\text{Eq. 3})$$

where f_0 is the Coriolis Parameter, L_0 and L are eddy radius values, g' is the reduced gravity and H is given by $H=A+\xi$ for lens-type eddies, where ξ is the displacement of the inferior isotherm. Therefore, H is directly proportional to the eddies amplitude.

However, these direct relations are not observed in the results presented here. Several possible processes may be affecting these eddies characteristics. Interaction with bottom features at shallower depths may cause eddies squeezing, that is their radii increase and H decrease, in order to maintain their potential vorticity (Cushman-Roisin and Beckers, 2006). However, that is not the case for the eddies being investigated, once they present larger radii when reaching deeper oceanic regions, as the Brazil Basin. However, this increase in length scale is always observed after these rings cross the Mid-Atlantic Ridge, so the effect of this bathymetric feature cannot be disregarded. Considering stratification, the presence of a strong pycnocline could have the same effect on eddies as a shallow bottom, causing their squeezing. Still, that is not the case for the studied region, since it falls in the close to the center of the South Atlantic Subtropical Gyre, where the pycnocline presents higher depths due to surface high pressure forcing and Ekman transport convergence. An increase in eddies radii could also

be explained by features merging. However, during this interaction, eddies may alter their structure for a period of time (Nof, 1988; Cushman-Roisin, 1989) hindering the identification mechanism to keep track of Agulhas Rings during this period. If the merged eddies do not satisfy the five identification algorithm criteria established in CHEL11 in a period of 3 weeks after the merging, it is abandoned by the algorithm and may be considered, in the next weeks, as a newly formed feature.

One may argue that these radii increase is caused by the meridional displacement of eddies, once the Rossby radius of deformation (R_D) is larger in lower latitudes and the minimum eddy radius is given by $R_D 2\sqrt{2}$ (Azevedo, 2009). However, the Agulhas Ring with higher radius increase rate (0.58 km/week) presents a quasi-zonal propagation, translating roughly along the 30°S parallel. Furthermore, one of the only 4 rings with significant length scale decrease along their lifetimes presented an equatorward meridional drift of nearly 6° of latitude.

A possible explanation for these contrasting results may be the identification method combined with the altimetry sampling resolution. After crossing the Mid-Atlantic ridge, the assemblage of eddies present amplitudes close to the altimeter resolution limit, allowing SSH fluctuations to be determined to an accuracy of about 1-2 cm rms. Therefore, we would expect a resolution in its limit, which could be causing the increase in radii measurements when compared to these values reported east of the Mid-Atlantic Ridge. Besides, when identifying eddies in the SSH merged altimetry dataset through a geometric criterion identification method, similar to the one used in CHEL11, Souza *et al.* (2011) also observed a length scale increase along a mean Agulhas Ring lifetime. These authors identified a $5.45 \times 10^{-2} \text{ km day}^{-1}$ increase in a mean Agulhas Ring length scale along a 2.23 year period, a value of the same order as the one found in the present work. However, this length scale increase was not evident in Agulhas rings detected by other identification methods studied by the authors (e.g Okubo-Weiss Parameter and Wavelet Analysis). Rings identified by the Okubo-Weiss Parameter method presented abrupt changes in eddies length scale outside their formation region (J. Souza, personal communication,

Nov 12 2012), but no increase when reaching Brazil Basin. This may raise the question: is this radii increase of Agulhas rings along their propagation is a characteristic of the identification method or a real phenomenon? At this point more studies, analyzing in situ or modeling data, are required to comprehend these results.

From 1 to 6 Agulhas Rings were shed per year along the 18-year period. This value agrees with mean shedding values reported in the literature, spanning from 4 to 8 (Lutjeharms, 2006 and references therein). No significant difference was found in shed eddies amongst seasons, with 12 Agulhas rings shed at austral winter months (Jun, Jul, Aug), 10 shed at spring (Sept, Oct, Nov), 9 shed at summer (Dec, Jan, Feb) and 7 shed at the austral autumn (Mar, Apr, May).

Coral and Tasman Seas are overflowing with mesoscale eddies. Once self-induced translation speeds are directly dependent of eddies length scale, large Coral Sea eddies present higher speeds when compared to smaller Tasman Sea ones, as mentioned above. Coral Sea features display predominant westward propagation and, by reaching the coast, southwards propagation prevails. Tasman Sea eddies, in turn, propagate in an unorganized manner. Roughly 87% of the features identified at the Tasman and Coral Seas present westward propagation (Figure 6).

The “Avenue of Eddies”, a high eddy activity region close to the East Australian Coast reported by Everett *et al.* (2012), can be attributed to the clustering of eddies occurrences close to the coast. These eddies were not necessarily originated in this region, as can be seen in Figure 2, but come from north and eastern areas funneling close to the 3000 meters isobaths. Interestingly, poleward features that propagate close to the coast and are originated at the EAC retroflection and north of it tend to present their last occurrences always north of 41°S, as mentioned on the previous section.

Several eddies occur south of Tasmania propagating west, between this island and the South Tasman Rise, and have been detected as far as 120°E. Amongst the 21 features identified, 10 of them are anticyclonic. These features length scales span from 57 to 81 km, much smaller than Agulhas Rings

at the South Atlantic Ocean and with a quarter of their lifetime. According to Baird and Ridgway (2012), these mesoscale features may advect Bass Strait coastal waters to the open ocean region south of Australia. This may contribute to Bass Strait water mixing and input of highly oxygenated, newly formed water into an oceanic region. Besides, these eddies may take part on the Tasman Leakage, a third route of the thermohaline circulation suggested by Speich (2007).

Aiming to understand the behavior of eddies crossing the EAC retroflexion region, we defined a zonally oriented transect at 31°S between 150°E and 160°E. Of a total of 54 eddies crossing this transect 18 were anticyclonic, propagating southwards close to the continental shelf slope, and 13 were cyclonic, propagating northwards on the offshore flank of the current. This pattern was previously identified by Mata *et al.* (2006a), when analyzing SSH anomalies propagation at this region. The authors observed negative SSH anomalies propagating around positive ones in an anti-clockwise sense between 1992 and 2004. This same interaction between positive and negative SSH anomalies was identified by Bowen *et al.* (2005) along all east Australia coast south of 32°S, highlighting that these features may drift into the Tasman Sea and may also interact with disturbances coming from the north.

Eddies crossing the 31°S transect were also studied regarding their maximum growth rates. These rates are given by dividing the radius difference between two consecutive time steps by the elapsed time (Nof *et al.*, 2002), in this case, 7 days. Therefore, the growth rate of an eddy is determined at each time step, allowing us to identify higher growth rates locations in time and space. Figure 8 displays these eddies tracks with black dots indicating where the maximum growth rate of each feature took place. A cluster of maximum growth rates can be seen close to the EAC retroflexion meander region, between 28°S and 35°S. This may indicate a connection between this oceanographic feature and eddies scales. The mean maximum growth rate of this sample was of 0.25 km week⁻¹, a high value when compared to the 0.14 km week⁻¹ mean growth rate of the same features along their entire lifetimes. These findings seem to add support to Mata *et al.* (2006a) suggestion that local instabilities near the

coast actively feed SSH anomalies growth. Also, Bowen *et al* (2005) suggest that the EAC retroflexion area is likely to be a source of barotropic eddy energy, where negative values of barotropic conversion terms indicate that the mean flow loses energy to eddies.

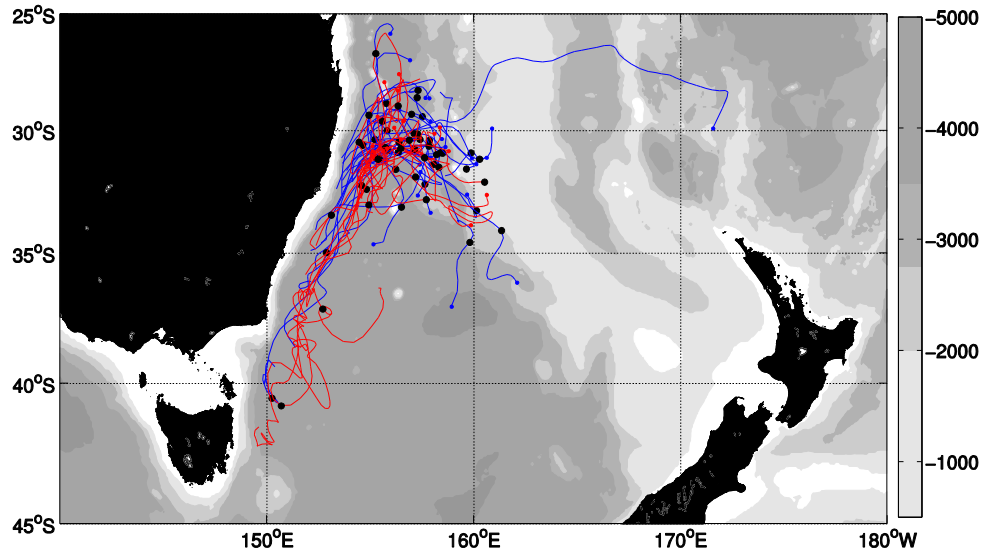


Figure 8: Eddies crossing a 31°S transect poleward. Cyclonic (anticyclonic) eddies are indicated by blue (red) tracks and black dots indicate maximum growth rates of each eddy along its lifetime. Only eddies with lifetime larger than 10 weeks were considered.

4. SUMMARY

We analyzed eddies of both polarities originated at three major western boundary current regions of the Southern Hemisphere. For that, we used an eddy database built after a SSH-based threshold-free identification method applied at a merged AVISO altimetry dataset. We determined a 10 week lifetime cutoff for eddies with first occurrences in the studied regions, in order to other features that could be identified as eddies.

A total of 1102, 1376 and 1550 eddies were first identified at Argentine Basin, Cape Basin and Tasman and Coral Seas respectively. Only at the Argentine Basin, a higher first occurrence frequency was evident close to the BC retroflexion, while at the other studied regions high formation values occurred almost at the entire domain. High last occurrences values, in turn, stood out at the Argentine Basin and

Tasman Sea coastal regions, due to eddies westward self-induced translation. Similar high values are not encountered at the northern coastal region of Australia since eddies coming from the Coral Sea tend to acquire a southward propagation once they reach the EAC. Cape Basin acts as both a place for formation and decay of oceanic eddies.

Despite differences in physical characteristics and bathymetry, all three areas presented spatial segregation according to features length scale. At the Argentine Basin large eddies occurred closer to the BC retroflection region and BMC zone. These large radii features were displayed around Zapiola Rise in a “C” shape, following high EKE distribution pattern. An absence of eddies was found at the Zapiola Flow core, associated to the most intense flow at this portion. West of South Africa, the Agulhas Rings corridor becomes evident through a cluster of large length scale anticyclonic features. This oceanographic feature is also evident, however less pronounced, when considering only cyclonic eddies. Conversely, at the oceanic region east of Australia, the Tasman Front acts as a barrier separating large and small scale features. Large radii eddies occurred at the Coral Sea and at the EAC retroflection region and small length scales eddies clustered at the Tasman Sea.

At the southeastern South Atlantic and the Great Australian Bight distinct eddies propagation tendencies were evident, with anticyclonic features propagating equatorwards and cyclonic features propagating polewards, as expected. The imposition of the South American continent does not allow eddies to propagate westward by their self-induced translation. At this region, however, the features presented a very clear propagation pattern, being advected predominantly by the Zapiola Flow. This explains the higher percentage of eastwards eddies at this location when compared to the other two studied regions, since the Zapiola flow presents this direction at the southern portion of the Argentine Basin.

After their westward translation, Agulhas Rings exhibited length scale growth when reaching the western portion of the South Atlantic. This apparent growth was not accompanied neither by amplitude

or rotation speed values, and thus one cannot discard that this signal may result from limitations of the identification method and/or the altimetry data resolution.

At the Tasman Sea, high growth rates values of eddies crossing the 31°S latitude clustered between 28°S and 35°S, where the retroflection of the EAC takes place. This seems to add support to Mata *et al.* (2006a) findings that baroclinic instabilities near the coast act to feed sea level anomalies growth that will form EAC rings. Here, we also suggest that not only this takes place but also the EAC retroflection may act on the growth of already existing eddies propagating along this oceanic feature.

Several features occurred south of Tasmania, propagating westwards and even reaching the Great Australian Bight, as far west as 120°E. A detailed analysis on these eddies heat and mass advection would help to better understand the eastward flow that takes place in this area, which may be of great importance for the global ocean circulation due to its contribution to the upper branch of the thermohaline circulation. An investigation if these features play an important role in the Tasman Leakage as their AR counterparts is also needed.

Most of the eddies propagation results here presented do not seem to support displacement mechanisms from the literature, as westward propagation and meridional drift. This indicates that eddies propagation in the ocean may be far more complex than we expected.

While this study presents a descriptive analysis of features identified at these three important regions of the Southern Hemisphere Ocean, a quantitative analysis regarding these features is still required. Eddies vertical structures, specially at the Argentine Basin and the Coral and Tasman Seas, would provide a better insight on the role of these features in the local ocean mixing, regarding heat and biogeochemical compounds stirring.

Acknowledgements: The first author would like to acknowledge support by the Brazilian Research Council (CNPqMsc grant 132313/2011-1). We thank D. Chelton for useful discussions.

REFERENCES

- Azevedo, J.L.L. (2009). Um estudo analítico do encontro de vortices anticiclônicos com a borda continental. 222pp. Ph.D. thesis, Federal University of Rio Grande, RS, Brazil.
- Azevedo, J. L. L.; Nof, D. & Mata, M.M. (2012) Eddy-Train Encounters with a Continental Boundary: A South Atlantic Case Study. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 42, pp. 1548-1565. DOI: 10.1175/JPO-D-11-027.1
- Baird, M.E. & Ridgway, K. R. (2012). The southward transport of sub-mesoscale lenses of Bass Strait Water in the centre of anti-cyclonic mesoscale eddies. **Geophys. Res. Lett.**, vol 39, Issue 2. DOI:10.1029/2011GL050643.
- Beal, L.M; De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Zahn, R. & SCOR/WCRP/IAPSO Working Group. (2011). On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. **Nature**, vol. 472, pp. 429-436. DOI:10.1038/nature09983.
- Boebel, O., Lutjeharms, J., Schmid, C., Zenk, W., Rossby, T. & Barron, C. (2003). The Cape Cauldron: a regime of turbulent inter-ocean exchange. **Deep-Sea Research II**, vol. 50(1), pp. 57–86.
- Boland, F. M. & Church, J. A. (1981). The East Australian Current. **Deep-Sea Research**, vol. 28, pp. 937–957.
- Brassington, G.B., Summons & N., Lumpkin, R. (2011). Observed and simulated Lagrangian and eddy dynamical processes of the East Australian Current and Tasman Sea. **Deep Sea Res. II**, vol 58(5), pp. 559-573. DOI: 10.1016/j.dsr2.2010.10.001
- Bowen, M. M., Wilkin, J. L. & Emery, W. J. (2005). Variability and forcing of the East Australian Current. **J. Geophys. Res.**, vol 110, C03019. DOI: 10.1029/2004JC002533.
- Byrne, D. A., Gordon, A. L. & Haxby, W.F. (1995). Agulhas Eddies: A synoptic view using Geosat ERM data. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 25, pp. 902-917.
- Campos, E.J.D. & Olson, D.B. (1991). Stationary Rossby waves in western boundary currents extensions, **J. Phys. Oceanogr.**, vol 21, pp. 1202–1224.
- Chaigneau, A., Eldin, G. & Dewitte, B. (2009). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). **Prog. Oceanogr.**, vol 83, pp. 117–123. DOI:10.1016/j.pocean.2009.07.012.
- Chelton, D.B., Schlax, M.G., Samelson, R.M. & de Szoeke, R.A. (2007). Global observations of large oceanic eddies. **Geophys. Res. Lett.**, vol 34, L15606. DOI: 10.1029/2007GL030812.
- Chelton, D.B., Gaube, P., Schlax, M.G., Early, J.J. & Samelson, R.M. (2011a). The Influence of Nonlinear Mesoscale Eddies on Near-Surface Oceanic Chlorophyll. **Science**, vol 334, no 6054, pp. 328-332. DOI: 10.1126/science.1208897
- Chelton, D.B., Schlax, M.G. & Samelson, R.M. (2011b). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. **Prog. in Oceanogr.**, vol. 91, Issue 2, pp. 167-216, DOI: 10.1016/j.pocean.2011.01.002.
- Cresswell, G. (2000). Currents of the continental shelf and upper slope of Tasmania. **Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania**, vol. 133(3), pp. 21-30.

- Cushman-Roisin, B. 1989. On the role of filamentation in the merging of anticyclonic lenses. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 19, pp. 253-258.
- Cushman-Roisin, B. & Beckers, J-M. (2006). Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects. Academic Press. 739 p.
- Ducet, N., Le Traon, P. Y. & Riverdin, G., (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and 2. **J. Geophys. Res.**, vol. 105(C8), pp. 19477– 19498.
- Everett, J.D., Baird, M.E., Oke, P.R. & Suthers, I.M. (2012). An avenue of eddies: Quantifying the biophysical properties of mesoscale eddies in the Tasman Sea. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 39, L16608. DOI: 10.1029/2012GL053091.
- Ferrari, R. & Wunsch, C. (2009). Ocean circulation kinetic energy: reservoirs, sources, and sinks. **Ann. Rev. Fluid Mech**, vol. 41, pp.253–282.
- Flierl, G.R. (1979). A Simple Model for a Structure of Warm and Cold Core Rings. **J. Geophys. Res.**, vol 84(C2), pp.781–785.
- Flierl, G. R. (1984). Rossby Wave Radiation from a Strongly Nonlinear Warm Eddy. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 14, pp. 47-58.
- Fu, L.L. (2006). Pathways of eddies in the south atlantic ocean revealed from satellite altimeter observations. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 33, Issue 14, 14610. DOI: 10.1029/2006GL026245.
- Garrett, C. (1979). Topographic Rossby waves off east Australia: identification and role in shelf circulation. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 9(2), pp. 244–253.
- Garzoli, S. L. & Simionato, C. 1990. Baroclinic instabilities and forced oscillations in the Brazil/Malvinas confluence front. **Deep-Sea Research**, vol. 37, pp. 1053-1074.
- Godfrey, J.S., Cresswell, G.R., Golding, T.J., Pearce, A.F. & Boyd, R. (1980). The Separation of the East Australian Current. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 10, pp.430–440.
- Goni, G.J., Garzoli, S.L., Roubicek, A.J., Olson, D.B. & Brown, O.B. (1997). Agulhas ring dynamics from TOPEX/POSEIDON satellite altimeter data. **Journal of Marine Research**, vol 55, pp. 861-483.
- Gordon, A.L. & Haxby, W.F. (1990). Agulhas eddies invade the South Atlantic – evidence from GEOSAT altimeter and shipboard conductivity–temperature– depth survey. **Geophys. Res. Lett**, vol. 95 (C3), pp. 3117–3125.
- Jia, F., L. Wu, J. Lan, and B. Qiu (2011). Interannual modulation of eddy kinetic energy in the southeast Indian Ocean by Southern Annular Mode, **J. Geophys. Res.**, vol. 116, C02029, DOI:10.1029/2010JC006699.
- Lentini, C.A.D., Olson, D.B. & Podesta, G.P. (2002). Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. **Geophys. Res. Lett**, vol 29 (16). DOI: 10.1029/2002GL015221.
- Lentini, C.A.D., Goni, G.J. & Olson, D.B. (2006). Investigation of Brazil Current Rings in the Confluence Region. **J. Geophys. Res.**, vol 111, C06013. DOI:10.1029/2005JC002988.

- Lutjeharms, J.R.E. (2006). *The Agulhas Current*. Heidelberg: Springer–Verlag. 329 p.
- Lutjeharms, J.R.E. & Valentine, H.R. (1984). Southern Ocean thermal fronts south of Africa. **Deep-Sea Research**, vol 31(12), pp. 1461–1476.
- Lutjeharms, J.R.E. & Van Ballegooyen, R.C. (1988). Anomalous upstream retroflexion in the Agulhas Current. **Science**, vol. 240(4860), pp. 1770–1772.
- Mata, M.M., Tomczak, M., Wijffels, S. & Church, J. A. (2000). East Australian Current Volume Transports at 30°S: Estimates from the WOCE Hydrographic Sections P6/PR11 and the PCM3 Current Meter Array. **J. Geophys. Res.**, vol. 105, n.C12, pp. 28509–28526.
- Mata, M.M., Wijffels, S., Tomczak, M. & Church, J.A. (2006a). Eddy shedding and energy conversions in the East Australian Current. **J. Geophys. Res.**, vol 111, C09034. DOI:10.1029/2006JC003592.
- Mata, M.M.; Wijffels, S.; Church, J.A. & Tomczak, M. (2006b). Statistical description of the East Australian Current low-frequency variability from the WOCE PCM3 array. **Marine and Freshwater Research**, vol. 57, pp. 273–290.
- Matano, R.P. (1993). On the separation of the Brazil Current from the coast. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 23, pp. 79–90.
- Miranda, A.P., Barnier, B. & Dewar, W.K. (1999). On the dynamics of the Zapiola Anticyclone. **Geophys. Res. Lett.**, vol 104, pp. 21137–21150
- Morrow, R., Birol, F., Griffen, D. & Sudre, J. (2004a). Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic eddies. **Geophys. Res. Lett.**, vol 31(24): L24311. DOI: 10.1029/2004GL020974.
- Morrow, R.; Donguy, J.R.; Chaigneau, A & Rintoul, S. R. (2004), Coldcore anomalies at the subantarctic front, south of Tasmania, **Deep Sea Res. I**, vol. 51, pp. 1417–1440.
- Nilsson, C.S. & Cresswell, R.G. (1981). The formation and evolution of East Australian Current warm-core eddies. **Prog. Oceanogr.**, vol 9, pp. 133 – 183.
- Nof, D. (1991). Fission of Single and Multiple Eddies. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 21, pp. 40–53.
- Nof, D. (1988). The fusion of isolated non-linear eddies. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 18, pp. 887–905.
- Nof, D., Pichevin, R. & Sprintall, J. (2002). “Teddies” and the Origin of the Leeuwin Current. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 32, pp. 2571 – 2588.
- Ridgway, K. R., & Dunn, J. R. (2003). Mesoscale structure of the mean East Australian Current System and its relationship with topography. **Prog. Oceanogr**, vol 56, pp. 189– 222.
- de Ruijter, W.P.M., van Aken, H.M., Beier, E.J., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P. & Schouten, M.W. (2004). Eddies and dipoles around South Madagascar: formation, pathways and large-scale impact. **Deep-Sea Research I**, vol. 51, pp 383–400. DOI:10.1016/j.dsr.2003.10.011.

Saraceno, M., Provost, C. & Zajaczkovski, U. (2009). Long-term variation in the anticyclonic ocean circulation over the Zapiola Rise as observed by satellite altimetry: evidence of possible collapses. **Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers**, vol 56(7), pp. 1077-1092.

Saraceno, M. & Provost, C. 2012. On eddy polarity distribution in the Southwestern Atlantic, **Deep-Sea Research I**, vol. 69, pp.62-69. DOI: 10.1016/j.dsr.2012.07.005

Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., van Leeuwen, W.P.M. & Lutjeharms, J.R.E. (2000). Translation, decay and splitting of Agulhas rings in the south-eastern Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, vol 105(C9), pp. 21.913–21.925.

Schouten, M.W., De Ruijter, W.P.M. & Van Leeuwen, P.J. (2002). Upstream control of the Agulhas ring shedding. **J. Geophys. Res.**, vol, 107, No. C8, 3109. DOI: 10.1029/2001JC000804.

Schouten, M.W., de Ruijter, P.M., van Leeuwen, P.J., Ridderinkhof, H. (2003) Eddies and variability in the Mozambique Channel. **Deep-Sea Res. II**, vol 50:1987.

Souza, J. M. A. C., Boyer-Montégut, C. de, Cabanes, C. & Klein, P. (2011), Estimation of the Agulhas ring impacts on meridional heat fluxes and transport using ARGO floats and satellite data. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 38, L21602, DOI:10.1029/2011GL049359.

Speich, S., Blanke, B., Vries, P. de, Drijfhouté, S., Döös, K., Ganachaud, A. & Marsh, R. (2002). Tasman leakage: A new route in the global ocean conveyor belt. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 29, 1416, DOI:10.1029/2001GL014586.

Stammer, D. (1997). Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 27, 1743–1769.

de Steur, L. & van Leeuwen, P.J. (2009). The influence of bottom topography on the decay of modeled Agulhas rings. **Deep-Sea Research I**, vol. 56, pp. 471–494. DOI:10.1016/j.dsr.2008.11.009

Tomczak, M. & Godfrey, J.S. (1994). *Regional Oceanography: an Introduction*. Pergamon, Oxford, 422pp.

Vivier, F. & Provost, C. (1999). Direct velocity measurements in the Malvinas Current. **J. Geophys. Res.**, vol. 104, No. C9, pp. 21,083-21,103.

Vivier, F.; Provost, C. & Meredith, M.P. (2001), Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Region, **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 31(4), pp. 892-913.

4. SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram analisados vórtices ciclônicos e anticiclônicos em regiões associadas às correntes de contorno oeste de giros subtropicais do HS. Para isso, utilizou-se um banco de dados construído a partir de dados de SSH, descrito em CHEL11, que abrange o período entre outubro de 1992 e janeiro de 2011. Apenas vórtices com tempo de vida superior a 10 semanas foram considerados, sendo esse limite determinado após testes realizados nas três áreas de estudo. Essa limitação foi realizada a fim de eliminar feições não vorticais, como ondas costeiras aprisionadas e outros meandros de corrente, consideradas pelo algoritmo de identificação como vórtices.

Um total de 1291, 1099 e 1551 vórtices foram considerados na Bacia do Cabo, na Bacia Argentina e nos Mares de Coral e da Tasmânia, respectivamente. Características médias dos vórtices estudados apresentaram grandes desvios-padrão, devido ao grande espectro de raios abordado no estudo. Na Bacia Argentina, duas regiões preferenciais de formação destacaram-se, estando uma delas associada à região da retroflexão da CB. Nas outras duas regiões, contudo, não foi identificado um padrão em termos de áreas preferenciais de formação de vórtices. A região *offshore* em frente à Namíbia, contudo, apresentou-se com altos valores de vórtices formados ao longo dos anos estudados. Regiões de maiores valores de última ocorrência (final de trajetória) foram encontradas, como esperado, próximas às costas do Brasil e da Austrália, devido à auto-propagação de vórtices para oeste. Esses altos valores podem ocorrer devido à coalescência de vórtices ao encontrar a plataforma, perda da precisão dos dados de altimetria e alterações nas estruturas vorticais, dificultando o reconhecimento das feições pelo algoritmo de identificação. Altas frequências de última ocorrência de vórtices são mais comuns na região sul da costa leste Australiana do que na região norte, uma vez que vórtices que alcançam a costa norte tendem a ser advectados para sul pela CLA e apresentam sua última ocorrência

próximo aos 41°S. A Bacia do Cabo, por sua vez, apresentou-se como um local de altas frequências de primeiras e últimas ocorrências de vórtices oceânicos.

Apesar das diferenças físicas e batimétricas, uma segregação geográfica de vórtices de acordo com o seu tamanho foi evidente em todas as regiões estudadas. Os mecanismos de segregação que agem sobre feições de raios superiores e inferiores aos raios da população parecem ser os mesmos tanto para vórtices ciclônicos quanto anticiclônicos. Contudo, são necessários estudos futuros capazes de identificar tais mecanismos.

Na Bacia do Cabo, o corredor de vórtices descrito por Goni *et al.* (1997) fica evidente através de uma alta concentração de valores de raios superiores aos da população, tanto ciclônicos quanto anticiclônicos. Uma faixa zonal de alta concentração de raios grandes também pode ser identificada aos 45°S, local de ocorrência da Frente Subantártica nessa região.

A segregação entre vórtices grandes e pequenos na região da Bacia Argentina ocorre de maneira meridional, com vórtices maiores localizados na parcela norte da bacia, na região da CBM, e vórtices menores ocorrendo na parcela inferior. Essa segregação meridional também ocorre na região adjacente à Austrália, contudo, com a Frente da Tasmânia atuando como uma barreira segregadora. Vórtices de maior escala ocorreram na região do Mar de Coral e da retroflexão da CLA, enquanto vórtices de raios menores agruparam-se no Mar da Tasmânia. Em todas as regiões de estudo vórtices de pequena escala ocorreram sobre as plataformas e taludes continentais.

Tendências meridionais de propagação foram evidentes em vórtices originados na Bacia do Cabo e no Mar da Tasmânia, com feições ciclônicas propagando-se para o pólo e feições anticiclônicas propagando-se para o equador. A imposição do continente Sul Americano impediu a propagação para oeste dos vórtices da Bacia Argentina, assim como o desenvolvimento de sua deriva meridional. Contudo, nessa região foi evidenciado um padrão claro de propagação, acompanhando o Fluxo Zapiola. Isso explica a alta porcentagem de vórtices com propagação para leste nessa região, quando comparada

com as duas outras áreas de estudo, uma vez que esse fluxo assume essa direção na parcela sul da bacia. Na parcela radial média, ao redor Elevação Zapiola, notou-se uma ausência de feições. Contudo, é importante ressaltar que vórtices com período de vida entre 4 e 10 semanas constam no banco de dados aqui utilizado, podendo apresentar raios próximos ao limite inferior da resolução. Isso sugere que os vórtices presentes nessa região possam ser menores do que a capacidade de resolução do banco de SSH unificado.

Ao transladar para oeste ao longo do Oceano Atlântico Sul, vórtices das Agulhas sofreram aumento de seus raios após cruzarem a Cordilheira Meso-Oceânica e alcançarem a Bacia do Brasil. Esse crescimento, contudo, não foi acompanhado pelos valores de amplitude e de velocidade rotacional. Esse evento pode ser atribuído ao método de identificação utilizado em CHEL11, baseado em contornos de SSH, ou pela resolução do banco de dados altimétricos.

No Mar da Tasmânia, altas taxas de crescimento foram encontradas próximas à retroflexão da CLA, quando considerados vórtices que cruzam essa região. Esse resultado parece dar suporte a Mata *et al.* (2006a), que sugere que instabilidades baroclínicas próximas à costa alimentam o crescimento de anomalias do nível do mar, atuando na formação de vórtices da CLA. Aqui apresentamos que instabilidades baroclínicas associadas à CLA também podem atuar no crescimento de vórtices provenientes de regiões a norte da retroflexão.

Diversas feições ocorreram no sul da Tasmânia, propagando-se para noroeste, devido à deriva meridional atuante em vórtices anticiclônicos, e até alcançando a *Great Australian Bight*. Essas feições podem atuar em processos de mistura oceânica, advectando águas costeiras para regiões profundas, como sugerido em Baird e Ridgway (2012). Uma análise detalhada do transporte de massa e calor dado por esses vórtices auxiliaria na compreensão do fluxo para oeste que ocorre nessa região. Este, por sua vez, contribui para o ramo superior da circulação termohalina, sendo de grande importância no contexto global.

Apesar de dados de altimetria terem se provado eficientes na identificação e rastreamento de vórtices oceânicos, a oceanografia por satélite não é capaz de determinar a estrutura tridimensional dos vórtices, impossibilitando o estudo de advecção de massa e calor dada por essas feições. Uma análise tridimensional dos vórtices das agulhas, por exemplo baseada em estudos de modelagem numérica ou análise de dados *in situ*, auxiliaria a compreender se, de fato, ocorre aumento de seus raios ao longo do percurso ou se isso decorre dos dados altimétricos.

A maior parte dos resultados aqui apresentados relacionados à propagação dos vórtices não condizem com mecanismos de deslocamento dessas feições descritos na literatura, como a deriva meridional e a auto-propagação para oeste. Isso indica que a propagação de vórtices no oceano pode ser muito mais complexa do que esperado.

Enquanto esse estudo apresenta uma análise descritiva de vórtices primeiramente identificados em três importantes regiões do HS, uma análise quantitativa acerca dessas feições ainda é necessária. A compreensão da estrutura vertical desses vórtices, especialmente na Bacia Argentina e nos Mares de Coral e da Tasmânia, auxiliariam na compreensão do papel dessas feições na mistura oceânica local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Azevedo, J.L.L. & Mata, M.M. (2010). O Mecanismo de Autopropulsão de vórtices oceânicos: uma revisão. **Revista Brasileira de Geofísica**, vol 28(3), p. 331-347.
- Baird, M.E., Suthers, I.M., Griffin, D.A., Hollings, B., Pattiaratch C., Everet J.D., Rougha M., Oubelkhei K. & Dobl M.A. (2011). The effect of surface flooding on the physical-biogeochemical dynamics of a warm core eddy off southeast Australia. **Deep-Sea Research II**, vol 58 (5), pp. 592–605.
- Baird, M.E. & Ridgway, K. R. (2012). The southward transport of sub-mesoscale lenses of Bass Strait Water in the centre of anti-cyclonic mesoscale eddies. **Geophys. Res. Lett**, vol 39 (2). DOI:10.1029/2011GL050643.
- Beal, L.M; De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Zahn, R. & SCOR/WCRP/IAPSO Working Group. (2011). On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. **Nature**, vol. 472, pp. 429-436. DOI:10.1038/nature09983.
- Boebel, O., Lutjeharms, J., Schmid, C., Zenk, W., Rossby, T. & Barron, C. (2003). The Cape Cauldron: a regime of turbulent inter-ocean exchange. **Deep-Sea Research II**, vol. 50(1), pp. 57–86.
- Boland, F. M. & Church, J. A. (1981). The East Australian Current. **Deep-Sea Research**, vol. 28, pp. 937–957.
- Brassington, G.B., Summons & N., Lumpkin, R. (2011). Observed and simulated Lagrangian and eddy dynamical processes of the East Australian Current and Tasman Sea. **Deep Sea Res. II**, vol 58(5), pp. 559-573. DOI: 10.1016/j.dsr2.2010.10.001
- Broecker, W.S. (1991). The great ocean conveyor. **Oceanography**, vol 4(2), pp. 79–89.
- Byrne, D. A., Gordon, A. L. & Haxby, W.F. (1995). Agulhas Eddies: A synoptic view using Geosat ERM data. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 25, pp. 902-917.
- Campos, E.J.D. & Olson, D.B. (1991). Stationary Rossby waves in western boundary currents extensions, **J. Phys. Oceanogr.**, vol 21, pp. 1202–1224.
- Chaigneau, A., A. Gizolme, & C. Grados (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. **Prog. Oceanogr.**, vol. 79, pp. 106–119. DOI:10.1016/j.pocean.2008.10.013.
- Chaigneau, A., Eldin, G. & Dewitte, B. (2009). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). **Prog. Oceanogr.**, vol 83, pp. 117–123. DOI:10.1016/j.pocean.2009.07.012.
- Chassignet, E.P., and B. Cushman-Roisin, 1991. On the influence of a lower layer on the propagation of nonlinear oceanic eddies. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 21, pp. 939-957.
- Chelton, D.B., Schlax, M.G., Samelson, R.M. & de Szoeke, R.A. (2007). Global observations of large oceanic eddies. **Geophys. Res. Lett**, vol 34, L15606. DOI: 10.1029/2007GL030812.

- Chelton, D.B., Gaube, P., Schlax, M.G., Early, J.J. & Samelson, R.M. (2011a). The Influence of Nonlinear Mesoscale Eddies on Near-Surface Oceanic Chlorophyll. **Science**, vol 334, no 6054, pp. 328-332. DOI: 10.1126/science.1208897
- Chelton, D.B., Schlax, M.G. & Samelson, R.M. (2011b). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. **Prog. in Oceanogr.**, vol 91(2), pp. 167-216, DOI: 10.1016/j.pocean.2011.01.002.
- Cresswell, G. (2000). Currents of the continental shelf and upper slope of Tasmania. **Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania**, vol.133(3), pp. 21-30.
- Cresswell, G.R. & Legeckis, R. (1986). Eddies off southeastern Australia. **Deep-Sea Research**, vol 33, Nos 11/12, pp. 1527-1562.
- Cushman-Roisin, B. & Beckers, J-M. (2006). Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects. Academic Press. 739 p.
- Dewar, W.K., 1998. Topography and barotropic transport control by bottom friction. **J. Mar. Res.** Vol 56, pp. 295–328.
- Doglioli, A. M., Blanke, B., Speich, S., & Lapeyre, G. (2007). Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies. **J. Geophys. Res.**, vol. 112, C05043. DOI:10.1029/2006JC003952.
- Ducet, N., Le Traon, P,Y, & Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of the ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. **J. Geophys. Res.**, vol 105, No. C8, pp.19477-19498.
- Everett, J.D., Baird, M.E., Oke, P.R. & Suthers, I.M. (2012). An avenue of eddies: Quantifying the biophysical properties of mesoscale eddies in the Tasman Sea. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 39, L16608. DOI: 10.1029/2012GL053091.
- Firing E, Beardsley RC. (1976). The behavior of a barotropic eddy on a β -plane. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 6, pp.57-65.
- Flierl, G.R. (1979). A Simple Model for a Structure of Warm and Cold Core Rings. **J. Geophys. Res.**, vol 84(C2), pp.781–785.
- Flierl, G. R. (1984). Rossby Wave Radiation from a Strongly Nonlinear Warm Eddy. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 14, pp 47-58.
- Fu, L.L., B. Cheng, and B. Qiu. (2001). 25-day period large-scale oscillations in the Argentine Basin revealed by the TOPEX/Poseidon altimeter. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 31, pp. 506–517.
- Fu, L.L. (2006). Pathways of eddies in the south atlantic ocean revealed from satellite altimeter observations. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 33(14), 14610. DOI: 10.1029/2006GL026245.
- Fu, L.L. (2007). Interaction of Mesoscale Variability with Large-Scale Waves in the Argentine Basin. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 37, pp. 787-793. DOI: 10.1175/JPO2991.1
- Fu, L.L & Cazenave, A. (2001). Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications. Academic Press, 464 p.

Garcia, C.A.E., Sarma, Y.V.B., Mata, M.M. & Garcia, V.M.T. (2004). Chlorophyll variability and eddies in the Brazil-Malvinas Confluence region. **Deep-Sea Research II**, vol 51, pp. 159-172. DOI:10.1016/j.dsr2.2003.07.016

Garzoli, S.L.; Richardson, P.L. ; Duncombe Rae, C.M.; Fratantoni, D.M.; Goñi G.J. & Roubicek, A.J. (1999). Three Agulhas rings observed during the Benguela Current Experiment. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104(C9), pp.20971–20985.

Garzoli, S.L., Piola, A., Speich, S., Baringer, M., Goni, G., Donohue, K., Meinen, C. & Matano, R. (2008). A monitoring system for heat and mass transports in the South Atlantic as a component of the Meridional Overturning Circulation. Workshop Report. ICPO Publication Series no.125. WCRP Informal Report No. 1/2008

Garzoli, S. L. & Simionato, C. 1990. Baroclinic instabilities and forced oscillations in the Brazil/Malvinas confluence front. **Deep-Sea Research**, vol. 37, pp. 1053-1074.

Gill, A.E. (1974). Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies. **Deep-Sea Research**, vol. 21, pp. 499-528.

Godfrey, J.S., Cresswell, G.R., Golding, T.J., Pearce, A.F. & Boyd, R. (1980). The Separation of the East Australian Current. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 10, pp.430–440.

Goni, G.J., Garzoli, S.L., Roubicek, A.J., Olson, D.B. & Brown, O.B. (1997). Agulhas ring dynamics from TOPEX/POSEIDON satellite altimeter data. **Journal of Marine Research**, vol 55, pp. 861-483.

Gordon, A. L.; Weiss, R. F.; Smethie, W. M. & Warner, M. J. (1992) Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. **J. Geophys. Res.** Vol. 97, pp. 7223–7240.

Gordon, A.L. & Haxby, W.F. (1990). Agulhas eddies invade the South Atlantic – evidence from GEOSAT altimeter and shipboard conductivity–temperature– depth survey. **Geophys. Res. Lett**, vol. 95 (C3), pp. 3117–3125.

Griffies, S.M., A. Gnanadesikan, R.C. Pacanowski, V.D. Larichev, J.K. Dukowicz and R.D. Smith, 1998: Isonutral diffusion in a z-coordinate ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 805-830.

Hogg, N. G., 1992: On the transport of the Gulf Stream between Cape Hatteras and the Grand Banks. **Deep-Sea Res.**, vol. 39A, pp. 1231-1246.

Isern-Fontanet, J., Garcia-Ladona, E., & Font, J. (2006). Vortices of the Mediterranean Sea: An altimetric perspective. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 36, pp. 87–103.

Jia, F., L. Wu, J. Lan, and B. Qiu (2011). Interannual modulation of eddy kinetic energy in the southeast Indian Ocean by Southern Annular Mode, **J. Geophys. Res.**, vol. 116, C02029, DOI:10.1029/2010JC006699.

Lee, M.-M., Nurser, A.J.G., Coward, A.C., De Cuevas, B.A., 2007. Eddy advective and diffusive transports of heat and salt in the Southern Ocean. **J. Phys. Oceanogr.** Vol. 37, pp. 1376–1393.

Le Traon, P.Y., Faugère, Y., Hernandez, F., Dorandeu, J., Mertz, F. & Ablain, M. (2003). Can we merge GEOSAT follow-on with TOPEX/Poseidon and ERS-2 for an improved description of the ocean circulation? **J. Atmos. Oceanic Technol**, vol 20, pp. 889-895.

Legeckis, R. & Gordon, A.L. (1982). Satellite observations of the Brazil and Falkland currents – 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, vol. 29, No 3A, pp.375–401.

Lehahn, Y.; d’Ovidio, F.; Lévy, M.; Amitai, Y. & Heifetz, E. (2011), Long range transport of a quasi isolated chlorophyll patch by an Agulhas ring. **Geophys. Res. Lett**, vol 38(16), pp. 1–6, DOI:10.1029/2011GL048588.

Lentini, C.A.D., Olson, D.B. & Podesta, G.P. (2002). Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. **Geophys. Res. Lett**, vol 29 (16). DOI: 10.1029/2002GL015221.

Lentini, C.A.D., Goni, G.J. & Olson, D.B. (2006). Investigation of Brazil Current Rings in the Confluence Region. **J. Geophys. Res.**, vol 111, C06013. DOI:10.1029/2005JC002988.

Lutjeharms, J.R.E. (1981). Features of the southern Agulhas Current circulation from satellite remote sensing. **South African Journal of Science**, vol 77(5), pp. 231–236.

Lutjeharms, J.R.E.; Gründlingh, M.L. & Carter, R.A. (1989). Topographically induced upwelling in the Natal Bight. **South African Journal of Science**, vol. 85(5), pp. 310– 316.

Lutjeharms, J.R.E. (2006). The Agulhas Current. Heidelberg: Springer–Verlag. 329 p.

Lutjeharms, J.R.E. and R.C. van Ballegooyen (1984). Topographic control in the Agulhas Current system. **Deep-Sea Research**, vol. 31(11), pp. 1321–1337.

Lutjeharms, J.R.E. & Van Ballegooyen, R.C. (1988). Anomalous upstream retroflection in the Agulhas Current. **Science**, vol. 240(4860), pp. 1770–1772.

Mata, M.M. (2000). On the Mesoscale Variability of the East Australian Current at Subtropical Latitudes. Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy to School of Physics, Chemistry and Earth Sciences Faculty of Science and Engineering The Flinders University of South Australia. 259 p.

Mata, M.M., Wijffels, S., Tomczak, M. & Church, J.A. (2006a). Eddy shedding and energy conversions in the East Australian Current. **J. Geophys. Res.**, vol 111, C09034. DOI:10.1029/2006JC003592.

Mata, M.M.; Wijffels, S.; Church, J.A. & Tomczak, M. (2006b). Statistical description of the East Australian Current low-frequency variability from the WOCE PCM3 array. **Marine and Freshwater Research**, vol. 57, pp. 273–290.

McGillicuddy, D. J., Jr., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Jonhson, R, Dosckey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F. & Knap, A.H. (1998). Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, **Nature**, vol. 394, pp. 263–266.

Miranda, A.P., Barnier, B. & Dewar, W.K. (1999). On the dynamics of the Zapiola Anticyclone. **Geophys. Res. Lett.**, vol 104, pp. 21137-21150

- Morrow, R., Birol, F., Griffen, D. & Sudre, J. (2004). Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic eddies. **Geophys. Res. Lett.**, vol 31(24): L24311. DOI: 10.1029/2004GL020974.
- Müller, T. J.; Ikeda, Y.; Zangenberg, N. & Nonato, L. V. (1998). Direct measurements of the western boundary currents between 200S and 28°S, **J. Geophys. Res.**, vol. 103(C3), pp. 5429-543.
- Nilsson, C.S. & Cresswell, R.G. (1981). The formation and evolution of East Australian Current warm-core eddies. **Prog. Oceanogr.**, vol 9, pp. 133 – 183.
- Nilsson, C.S.; Andrews, J.C. & Scully-Power. (1977). Observations of Eddy Formation off East Australia. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 7, pp. 659-669.
- Nof, D. (1982). On the β -induced Movement of Isolated Baroclinic Eddies. **J. Phys. Oceanogr.**, vol.11, pp. 1662–1672.
- Nof, D. (1988). The fusion of isolated non-linear eddies. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 18, pp. 887-905.
- Nof, D. (1991). Fission of Single and Multiple Eddies. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 21, pp. 40-53.
- Olson, D.B. (1991). Rings in the Ocean. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, vol. 19, pp.283.
- Richardson, P.L., J.R.E. Lutjeharms and O. Boebel (2003). Introduction to the “Inter-ocean exchange around southern Africa”. **Deep-Sea Research II**, vol. 50(1), pp.1–12.
- Ridgway, K.R. & Godfrey, J.S. (1997). Seasonal cycle of the East Australian Current. **J. Geophys. Res.**, vol. 102, No C10, pp. 22921-22936.
- Ridgway, K. R., & Dunn, J. R. (2003). Mesoscale structure of the mean East Australian Current System and its relationship with topography. **Prog. Oceanogr**, vol 56, pp. 189– 222.
- Ridgway, K. & Hill, K. (2009). The East Australian Current. In A Marine Climate Change Impacts and Adaptation Report Card for Australia 2009 (Eds. E.S. Poloczanska, A.J. Hobday and A.J. Richardson), NCCARF Publication 05/09, ISBN 978-1-921609-03-9.
- Robinson, I.S. (2010). *Discovering the Ocean from Space: The Unique Applications of Satellite Oceanography*. Springer, Berlin. 638 p.
- De Ruijter, W. (1982). Asymptotic analysis of the Agulhas and Brazil Current systems. **J. Phys. Oceanogr.**, vol 12(4), pp. 361–373.
- de Ruijter, W.P.M., van Aken, H.M., Beier, E.J., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P. & Schouten, M.W. (2004). Eddies and dipoles around South Madagascar: formation, pathways and large-scale impact. **Deep-Sea Research I**, vol. 51, pp 383–400. DOI:10.1016/j.dsr.2003.10.011.

- Saunders, P. M., A. C. Coward, and B. A. de Cuevas (1999), Circulation of the Pacific Ocean seen in a global ocean model: Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling project (OCCAM), **J. Geophys. Res.**, vol. 104(C8), pp. 18281 – 18299.
- Saraceno, M., C. Provost, and A. R. Piola (2005), On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll a in the western South Atlantic, **J. Geophys. Res.**, vol. 110, C11016, DOI:10.1029/2004JC002736.
- Saraceno, M., Provost, C. & Zajaczkovski, U. (2009). Long-term variation in the anticyclonic ocean circulation over the Zapiola Rise as observed by satellite altimetry: evidence of possible collapses. **Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers**, vol 56(7), pp. 1077-1092.
- Saraceno, M. & Provost, C. 2012. On eddy polarity distribution in the Southwestern Atlantic, **Deep-Sea Research I**, vol. 69, pp.62-69. DOI: 10.1016/j.dsr.2012.07.005
- Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., van Leeuwen, W.P.M. & Lutjeharms, J.R.E. (2000). Translation, decay and splitting of Agulhas rings in the south-eastern Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, vol 105(C9), pp. 21.913–21.925.
- Schouten, M.W., De Ruijter, W.P.M. & Van Leeuwen, P.J. (2002). Upstream control of the Agulhas ring shedding. **J. Geophys. Res.**, vol, 107, No. C8, 3109. DOI: 10.1029/2001JC000804.
- Siedler, G, J. Church and J. Gould (Eds.) 2001: Ocean Circulation and Climate - Observing and Modelling the Global Ocean. Academic Press , International Geophysics Series No 77, 715 pp.
- Siegel, D. A., Peterson, P., McGillicuddy D.J.Jr., Maritorena, S. & Nelson, N.B. (2011). Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the Sargasso Sea. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 38, L13608, DOI:10.1029/2011GL047660.
- Souza, R.B.; Mata, M.M.; Garcia, C.A.E.; Kampel, M.; Oliveira, E.N. & Lorenzetti, J.A. (2006) Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region. **Remote Sensing of Environment**, vol. 100, pp.52 – 66.
- Souza, J. M. A. C., Boyer-Montégut, C. de, Cabanes, C. & Klein, P. (2011), Estimation of the Agulhas ring impacts on meridional heat fluxes and transport using ARGO floats and satellite data. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 38, L21602, DOI:10.1029/2011GL049359.
- de Steur, L. & van Leeuwen, P.J. (2009). The influence of bottom topography on the decay of modeled Agulhas rings. **Deep-Sea Research I**, vol. 56, pp. 471–494. DOI:10.1016/j.dsr.2008.11.009
- Tilburg, C.E., Hurlburt, H.E., O’Brien, J.J. & Shriver, J.F. (2001). The Dynamics of the East Australian Current System: The Tasman Front, the East Auckland Current, and the East Cape Current. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 31, pp. 2971 – 2943.
- Tomczak, M. & Godfrey, J.S. (1994). Regional Oceanography: an Introduction. Pergamon, Oxford, 422pp.
- B.J. Thompson & Gotthardt, G.A. (1971). Life cycle of a North Atlantic eddy. **Trans. Am. Geophys. Un.**, vol52 (4), pp. 241.
- Vallis, G.K. (2006). Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 773 p.

Vivier, F., Provost, C. & Meredith, M.P. (2001). Remote and Local Forcing in the Brazil–Malvinas Region. **J. Phys. Oceanogr.**, vol. 31, pp.892-913.

Vivier, F. & Provost, C. (2011). Direct velocity measurements in the Malvinas Current. **J. Geophys. Res.**, vol. 104, No. C9, pp. 21,083-21,103.

Wunsch, C., 1999: Where do ocean eddy heat fluxes matter? *J. Geophys. Res.*, **104**, 13 235–13 249.

Xu, C., Shang, X. & Huang, R.X. (2011). Estimate of eddy energy generation/dissipation rate in the world ocean from altimetry data. **Ocean Dynamics**, vol 61, pp. 525–541. DOI 10.1007/s10236-011-0377-8