



IMPACTOS DO *EL NIÑO* 1997/1998 SOBRE A DINÂMICA DA CORRENTE DO BRASIL

Vivian Mendonça de Azeredo

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Rio de Janeiro
Dezembro de 2017

IMPACTOS DO *EL NIÑO* 1997/1998 SOBRE A DINÂMICA DA CORRENTE DO BRASIL

Vivian Mendonça de Azeredo

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Prof. Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

Pesq. Carina Stefoni Böck, D.Sc.

Prof. Mauro Cirano, Ph.D.

RIO DE JANEIRO - RJ, BRASIL

DEZEMBRO DE 2017

Azeredo, Vivian Mendonça de

Impactos do *El Niño* 1997/1998 sobre a dinâmica da Corrente do Brasil / Vivian Mendonça de Azeredo. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017.

XVI, 58 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2017.

Referências Bibliográficas: p. 53-58.

1. Corrente do Brasil, 2. *El Niño*, 3. Multivariate ENSO Index, 4. Oceano Atlântico Sul. I. Landau, Luiz *et al.* II. Universidade Federal Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

DEDICATÓRIA

“Aos meus amores: Pietro e Antonella.”

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas me deram suporte para chegar até aqui. Agradeço aos meus pais pelo apoio incondicional, pelo amor, paciência e zelo durante toda a minha vida. À minha mãe que fez o possível e impossível pela minha felicidade quando em vida. À minha irmã que me presenteou com dois dos meus maiores amores: Pietro e Antonella. À minha tia Vanda sempre tão presente em todos os momentos da minha vida.

Não poderia deixar de agradecer aos meus amigos, que são fundamentais na minha vida. Primeiramente, àquela que me ensinou todos os conceitos e valores de amizade: Tamires. Já são quase 17 anos de amizade! À Carina eu me limito a dizer “Obrigada por tudo!”. Gratidão! À Daiane, que mesmo sendo tão recente, já mostrou que eu posso contar com ela para o que der e vier. Aos demais, agradeço pelos momentos prazerosos e felizes que me proporcionaram.

Agradeço, imensamente, a pessoa que contribuiu com parte deste trabalho, Raquel Toste. Obrigada por ter cedido seus resultados e por ter me ajudado nos momentos de dúvida. Ao Luiz Paulo Assad, por toda paciência e atenção dispendidas ao longo desses anos. A sua orientação foi essencial para confecção deste trabalho. Ao Luiz Landau, por ter me dado a oportunidade de entrar no LAMCE há 5 anos e desde então fazer parte dessa família. À Monica, mesmo que de forma indireta, sempre me ajudou e torceu por mim. Ao Mauro Cirano, pelas orientações e instruções na qualificação, que foram de grande valia para o trabalho final e por ter aceitado fazer parte desse momento.

Por fim, agradeço a todos que não enumerei aqui, mas que de alguma forma contribuíram para o meu crescimento pessoal e profissional. Meu muito obrigada a todos vocês!

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

IMPACTOS DO *EL NIÑO* 1997/1998 SOBRE A DINÂMICA DA CORRENTE DO BRASIL

Vivian Mendonça de Azeredo

Dezembro/2017

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Programa: Engenharia Civil

O *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno de interação oceano-atmosfera amplamente estudado, pois as suas consequências possuem impacto global. Apresenta duas fases, uma quente (*El Niño*) e uma fria (*La Niña*). O ENOS influencia remotamente o padrão de ventos da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que é a feição que induz o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). Na borda oeste do GSAS está presente a Corrente do Brasil (CB), a qual tem seu escoamento superficial diretamente influenciado por essa feição atmosférica. Portanto, compreender a dinâmica do ENOS possibilitaria contribuir para uma maior compreensão do potencial impacto desse fenômeno sobre a CB. Com esse propósito, foi analisado a seção de 25°S a fim de investigar potenciais alterações no transporte de volume (TV) e no transporte de calor (TC) integrados da Corrente do Brasil os quais estariam associados a alterações no campo de rotacional da tensão de cisalhamento do vento (RTCV). Para correlacionar os prováveis impactos do *El Niño* nas variáveis oceânicas e atmosféricas foi utilizado o Multivariate ENSO Index (MEI). Os resultados encontrados demonstraram que os transportes sofrem influência do *El Niño* 97-98 dezoito meses após o início do fenômeno e a correlação cruzada entre os transportes com o MEI apresentou uma correlação máxima de, aproximadamente, 46%.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

IMPACTS OF *EL NIÑO* 1997/1998 ON THE DYNAMICS OF THE BRAZIL CURRENT

Vivian Mendonça de Azeredo

December/2017

Advisors: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Department: Civil Engineering

El Niño-Sul Oscillation (ENSO) is a widely studied phenomenon of ocean-atmosphere interaction, due to its global climate impact. The phenomenon has two phases, a hot phase (*El Niño*) and a cold phase (*La Niña*). ENSO remotely influences the South Atlantic's Subtropical High (SASH) winds pattern, which is the main actor forcing the surface South Atlantic Subtropical Gyre (SASG). On the west edge of the SASG is present the Brazil Current (BC), which has its superficial drainage directly influenced by this atmospheric feature. Therefore, understanding the impact of ENSO over the SASG dynamics would be an important contribution to understanding ENSO potential impact over BC flow. For this purpose, the section 25°S was analyzed in order to investigate potential changes in the volume transport and in the heat transport of the BC that could be associated with changes in the local Wind Stress Curl field. To correlate the probable impacts of *El Niño* in the oceanic and atmospheric variables the multivariate ENSO Index (MEI) was used. The obtained results demonstrated that the BC transport is influenced by *El Niño* 97-98 eighteen months after the onset of the phenomenon and cross-correlation between transports with MEI submitted a maximum correlation of approximately 46%.

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1. Justificativa Do Tema.....	2
2. Objetivos	6
2.1. Objetivos Específicos	6
3. Fundamentação Teórica	6
3.1. Circulação Atmosférica do Atlântico Sul.....	6
3.2. Circulação Oceânica do Atlântico Sul	8
3.2.1. Corrente do Brasil.....	9
3.2.1.1. Circulação Termohalina	10
3.3. Variabilidade Oceânica e Atmosférica no Atlântico Sul	11
3.4. <i>El Niño</i> – Oscilação Sul	12
3.4.1. Índices de Caracterização do ENOS	15
3.5. Transporte de Volume e de Calor	17
4. Metodologia	20
4.1. HadGEM2-ES	20
4.2. ROMS.....	23

4.3. Área de Estudo	24
4.4. MEI.....	27
4.5. Cálculo do Transporte de Volume	29
4.6. Transporte de Calor	30
4.7. Rotacional da tensão de cisalhamento do vento.....	30
4.8. Processamento dos resultados do ROMS.....	31
4.9. Análise de Ondaleta	32
4.10. Correlação Cruzada	34
4.11. <i>El Niño</i> 97/98	35
5. Resultados e Discussão	37
5.1. Transformada de Ondaleta	37
5.2. Correlação Cruzada	39
5.3. Estudo de Caso	43
5.3.1. Anomalia do rotacional do vento.....	44
5.3.1.1. Rotacional da tensão de cisalhamento do vento	45
5.3.2. Anomalias do Transporte.....	47
5.3.2.1. Transporte de Volume	49

5.3.2.2. Transporte de Calor	50
6. Conclusões	51
7. Sugestão para trabalhos futuros	52
8. Referências Bibliográficas	53

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Representação da ASAS (em mbar) e da diferença de posicionamento do seu núcleo nos meses de verão (esquerda) e inverno (direita). Extraído de Wainer e Taschetto (2006). 7
- Figura 2 - Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul adaptado de PETERSON & STRAMMA (1991). FONTE: SILVEIRA (2010). 9
- Figura 3 - Esquema das correntes de contorno oeste e massas d'água ao largo da costa sudeste brasileira, extraído de SOUTELINO (2008), segundo os resultados de STRAMMA e ENGLAND (1999). 10
- Figura 4 - Representação do padrão oceanográfico e atmosférico em um período sem El Niño e outro com El Niño. Extraído de Climate Prediction Center-NCEP; NOAA..... 14
- Figura 5 - Localização das áreas onde são calculadas as anomalias que geram os índices representativos de ENOS. Retirado do NOAA (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php). 16
- Figura 6 – Série temporal do MEI. Em vermelho, encontram-se os valores que caracterizam eventos de El Niño. Em azul, os valores que caracterizam eventos de La Niña. Adaptado de <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>. 17
- Figura 7 - Resolução vertical oceânica e atmosférica do HadGEM2-ES. 22

Figura 8 - Localização da grade numérica utilizada para calcular os resultados do presente trabalho. A batimetria utilizada na representação foi a do ETOPO 1. Adaptado de TOSTE et al. (2017).	23
Figura 9 - Posicionamento da seção estudada neste trabalho: 25°S e da costa a 43,5°W.	25
Figura 10- Velocidade média entre os anos de 1995 a 2005 com os resultados do ROMS para a seção de 25°S, que está limitada da costa até 39°W. A CB encontra-se confinada da costa até 43,5°W e até 200m de profundidade.	26
Figura 11 – Velocidade média entre os anos de 1995 a 2005 com os resultados do ROMS recortada para área de estudo deste trabalho (da costa até 43.5°W e até 200m de profundidade).	26
Figura 12 - Representação da área utilizada para o cálculo do RTCV (2,5°S a 30°S e -55°W a -30°W). Os valores estão em N/m ³ e representam o campo médio do RTCV para o período de 1995-2005.....	27
Figura 13 – Séries temporais das anomalias adimensionais dos resultados de transporte de volume (linha vermelha) e calor (linha verde) em 25°S e do rotacional da tensão do cisalhamento do vento (linha rosa) do índice MEI (linha azul).	32
Figura 14 - Evolução das anomalias de TSM no oceano Pacífico durante a ocorrência de três eventos de El Niño: 1986-87, 1997-98 e 2002-03. A escala indica o valor da anomalia.	36
Figura 15- Transformada de Ondaleta para o transporte de volume integrado em 25°S com os resultados do HadGEM2-ES. Escala de energia em Sv ²	38

Figura 16 - Transformada de Ondaleta para o transporte de volume integrado em 25°S com os resultados do ROMS. Escala de energia em Sv ²	39
Figura 17 - Correlação entre as séries de ARTCV e MEI. O eixo y indica o valor de correlação, que pode ser positivo (eventos diretamente proporcionais) ou negativo (eventos inversamente proporcionais). O eixo x indica o tempo de defasagem em meses (lag).....	41
Figura 18 - Correlação entre as séries de ATV em 25°S e MEI. O eixo y indica o valor de correlação, que pode ser positivo (eventos diretamente proporcionais) ou negativo (eventos inversamente proporcionais). O eixo x indica o tempo de defasagem em meses.	42
Figura 19 – Séries temporais das anomalias de transporte de volume e calor em 25°S e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento. A área demarcada refere-se ao período do Estudo de Caso.	44
Figura 20 – Séries temporais do MEI e da Anomalia do Rotacional da tensão de cisalhamento do vento para o período do Estudo de Caso.	45
Figura 21 – Série temporal do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para a região entre 2,5°S e 30°S e 50°W e 30°W.....	46
Figura 22 - Campo médio de tensão de cisalhamento do vento do HadGEM2-ES calculado de março de 1997 a junho de 2000. Os valores encontram-se em N/m ³	47
Figura 23 - Representação das anomalias dos transportes de volume e calor em 25°S x MEI limitado para o período do Estudo de Caso (mar/97 a mar/00).	49

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela I - Estimativas para o transporte de volume para a CB em 25°S. Adaptado de BÖCK (2015).....	18
Tabela II - Índice MEI limitado para o período de estudo do presente trabalho (1995-2005). Em vermelho, os episódios de El Niño. Em azul, os episódios de La Niña.....	29
Tabela III – Valores do MEI com o período de 1995 a 2005. Em vermelho, o período do El Niño que será estudado no presente trabalho. FONTE: www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html	36
Tabela IV - Defasagens máximas e mínimas encontradas na análise da correlação entre as séries do MEI e das variáveis. Valores em meses.....	42
Tabela V - Os valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão do RTCV.....	46
Tabela VI - Valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão do transporte de volume para 25°S. Os valores estão em Sv e os negativos refletem o transporte para sul e os positivos para norte.....	50
Tabela VII - Valores médios, máximos, mínimos, desvio padrão do transporte de calor para 25°S. Os valores estão em TW e os valores negativos refletem o transporte para sul e os positivos para norte.	50

LISTA DE ABREVIATURA

ACAS	Água Central do Atlântico Sul, p.5
AIA	Água Intermediária Antártica, p. 9
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte, p.9
ARTCV	Anomalia do Rotacional da Tensão de Cisalhamento do Vento, p. 31
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul, p.1
AT	Água Tropical, p.5
ATC	Anomalia do Transporte de Calor, p.31
ATV	Anomalia do Transporte de Volume, p. 31
CB	Corrente do Brasil, p.1
CCO	Corrente de Contorno Oeste, p.10
CSE	Corrente Sul Equatorial, p.9
ENOS	<i>El Niño</i> -Oscilação Sul, p.1
GSAS	Giro Subtropical do Atlântico Sul, p.1
IOS	Índice Oscilação Sul, p.15
MEI	<i>Multivariate ENSO Index</i> , p.16
NCEP	Centro Nacional de Previsão Ambiental, p.3
ONI	Índice Oceânico Niño, p.15
OSTIA	<i>Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis</i> , p.24

ROMS	<i>Regional Ocean Modelling System</i> , p.20
RTCV	Rotacional da Tensão de Cisalhamento do Vento, p.2
TC	Transporte de Calor, p.2
TSM	Temperatura da Superfície do Mar, p.2
TV	Transporte de Volume, p.2
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical, p.6

1. Introdução

O *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno de interação oceano-atmosfera, que tem origem no oceano Pacífico Equatorial e é caracterizado por flutuações irregulares entre fases positivas (*El Niño*) e negativas (*La Niña*), com periodicidade de 2 a 8 anos (BROWN *et al.*, 2001). O aquecimento das águas superficiais da região altera a dinâmica da célula de Walker, que induz um reajuste na circulação atmosférica em escala global (BJERKNES, 1969; PHILANDER, 1990). As alterações provenientes do ENOS são capazes de impactar remotamente diversas regiões do planeta por meio das teleconexões, que apresentam uma relação de causa e efeito mesmo a grandes distâncias (HILDEBRANDSSON, 1897; LOCKYER; LOCKYER, 1902; PHILANDER, 1990; CATALDI, 2008; CUNHA *et al.*, 2011).

Um dos eventos de *El Niño* mais intensos já registrados foi o que teve início em 1997 e término em 1998. A intensidade deste evento pode ser mensurada de acordo com a anomalia de temperatura na região do pacífico, que apresentou valores de até 5,5°C acima da média climatológica, e pelos impactos remotos causados. No Brasil, o *El Niño* 97/98 foi responsável pelo excesso de precipitação na região do extremo sul do país e pela redução da precipitação na região leste da Amazônia (OLIVEIRA; SATYAMURTY, 1998).

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala presentes na bacia do Atlântico Sul e é responsável pela circulação atmosférica em baixos níveis em latitudes subtropicais na região (PEZZI *et al.*, 2009). A ASAS induz o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), que é composto na borda oeste pela Corrente do Brasil (CB) (SILVEIRA *et al.*, 2000). A variabilidade da ASAS é

impactada pelo *El Niño* por intermédio da célula de Walker e Hadley, ocasionando variações na dinâmica do GSAS e, conseqüentemente, na CB (BAPTISTA, 2000; TORRES JR., 2005).

A CB pode ser caracterizada como um jato relativamente intenso, com sentido predominante para sul, que flui acompanhando a linha de quebra da plataforma ao longo da costa brasileira (STRAMMA; ENGLAND, 1999). O interesse em compreender mais detalhadamente sua dinâmica aumentou nos últimos anos devido ao fato da região englobar duas importantes bacias petrolíferas, Bacia de Campos e Bacia de Santos. Com isso, informações acerca da região, outrora escassas (STRAMMA, 1989), estão aumentando, principalmente, por meio de projetos de pesquisa e pelo uso de modelos numéricos. Esse conhecimento sobre o comportamento das variáveis oceanográficas e atmosféricas e o acervo de dados coletados e resultados produzidos são demandados, principalmente, por indústrias petrolíferas, por exemplo, para o cálculo do impacto nas estruturas e também para retenção de eventuais derramamentos de óleo.

Com intuito de contribuir com o aumento do entendimento da dinâmica da região, o objetivo deste trabalho é investigar os possíveis impactos causados pelo *El Niño* 1997/1998 no transporte de volume (TV), no transporte de calor (TC) e no rotacional da tensão de cisalhamento do vento (RTCV) na região oceânica sob domínio da CB.

1.1. Justificativa Do Tema

Diversos trabalhos já foram realizados na região do Atlântico Sul com o intuito de associar as alterações na dinâmica oceânica e atmosférica com os eventos de ENOS (e.g. CAMPOS *et al.*, 1999; COLBERG *et al.*, 2004; SOPPA *et al.*, 2011). Por exemplo, CAMPOS *et al.* (1999) correlacionaram as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) na região da plataforma continental sudeste brasileira com os eventos de ENOS. Os

autores observaram uma região de águas mais frias próximo a 23°S, que se repetia com um padrão não sazonal. Com dados de derivadores e de satélite foi realizada a análise de coerência com o índice Southern Oscillation Index (SOI) para determinar o grau de correlação entre as séries temporais. Os resultados sugeriram uma conexão entre as anomalias frias de TSM da região e os eventos de ENOS.

SOPPA *et al.* (2011) estudaram a relação entre a variabilidade das anomalias de TSM do Atlântico Sudoeste com os eventos de ENOS. A anomalia de TSM foi obtida por imagens de satélites, enquanto o ENOS foi caracterizado pelo *Multivariate ENSO Index* (MEI). Os pesquisadores analisaram as séries temporais com a análise de correlação cruzada e os resultados evidenciaram uma correlação estatisticamente significativa. Porém, entre os anos de 1985 e 2009, que foi o período utilizado nessa análise, não foi observada uma relação direta entre anomalias positivas/negativas com eventos de *El Niño/La Niña*.

COLBERG *et al.* (2004) avaliaram a resposta do oceano Atlântico Sul frente a eventos de ENOS por meio de um modelo de circulação geral, que é um modelo de circulação geral do oceano, forçado com reanálises dos Centros Nacionais para Previsão Ambiental (NCEP) para o período 1948-1999. Os autores sugeriram que as anomalias de ventos decorrentes do ENOS alteram a TSM, o transporte e o bombeamento de Ekman. Eles constataram que as alterações ocorrem, em regra, com um atraso temporal de uma estação do ano.

LENTINI *et al.* (2001) buscaram relacionar o ENOS com anomalias de TSM na região da plataforma continental e talude do Atlântico Sul Sudoeste. Utilizando dados de satélites, os autores identificaram 13 anomalias frias e 7 quentes entre 1982 e 1994 entre as latitudes de 22°S e 42°S. LENTINI *et al.* (2001) sugeriram que águas anormalmente frias/quentes se

deslocariam da Argentina até o Brasil após os eventos de *El Niño/La Niña* em períodos de até um ano após a ocorrência destes.

ASSAD (2006) investigou a resposta da dinâmica e termodinâmica da bacia do Atlântico Sul quando influenciada por anomalias atmosféricas globais associadas à pseudotensão de cisalhamento do vento do tipo ENOS. Através dos resultados produzidos com o modelo MOM 4.0 (*Modular Ocean Model 4.0*) foi constatado que os transportes de volume e calor no oceano Atlântico Sul foram influenciados pelo ENOS. A intensificação do GSAS induziu um aumento nos transportes da CB e contribuiu para o aparecimento de anomalias positivas de temperatura próximas à costa da América do Sul (em aproximadamente 40°S). A desintensificação do GSAS desacelerou os transportes da CB e favorece o aparecimento de anomalias negativas de temperatura, na plataforma continental sudeste, abaixo de 21°S.

ASSAD *et al.* (2015) buscaram identificar e quantificar a variabilidade interanual do TV do sistema Corrente do Brasil sob influência de um sistema de ventos característicos de ENOS. As análises foram realizadas em três seções, 23°S, 25°S e 30°S, para um período de três anos. Os resultados foram gerados pelo modelo numérico MOM 4.0, com uma resolução de 1°latitude x 1°longitude. Os resultados obtidos sob influência do vento anômalo foram comparados com os resultados de um experimento controle. Os autores constataram que no primeiro ano de experimento houve uma desintensificação do TV em relação ao caso controle. Por exemplo, em 23°S houve uma diminuição no TV de $-4,26 \pm 0,16$ Sv para $-3,86 \pm 0,68$ Sv. No segundo ano de experimento todos os resultados demonstraram uma intensificação quando comparado ao primeiro ano, sendo o mais expressivo em 25°S, que se alterou de $-5,27 \pm 0,97$ Sv para $-6,345 \pm 0,89$ Sv. No terceiro ano, novamente foi verificada

uma desintensificação do transporte de massa, exceto em 30°S, que permaneceu intensificando.

BÖCK (2015) investigou os padrões de variabilidade do TV e do TC, dentre outros, nas seções de 25°S e 30°S. O intuito era avaliar as variabilidades destes parâmetros sob influência de um cenário crítico de mudanças climáticas, o A1B, proposto pelo IPCC, com o auxílio de quatro modelos climáticos: HadCM3, GFDL-CM2.1, MIROC3.2 (Hires) e CCSM3. A resolução desses modelos numéricos é variável, sendo a menor igual a 0,2° (MIROC3.2) e a maior 1,25° (HadCM3). Os modelos representaram um aumento no TV em 25°S para a Água Tropical (AT) e para Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e em 30°S apenas o HadCM3 não retratou um aumento do TV para ACAS, todos os demais representaram a intensificação das duas massas d'água. A maior parte dos modelos representou uma redução no TC em 25°S e um aumento em 30°S.

Diante do exposto, percebe-se que ainda há poucos trabalhos que investigaram os transportes associados à CB, quando comparados com os estudos relacionados à anomalia de TSM, influenciados pelo ENOS. Por isso, esse estudo visa contribuir para o entendimento sobre a dinâmica da CB influenciada por eventos de *El Niño*, mais especificamente, o de 1997/1998.

A compreensão dos padrões oceanográficos e atmosféricos é de grande relevância para a sociedade como um todo, pois variabilidades relacionadas a eventos remotos podem influenciar as regiões continentais adjacentes, podendo impactar a agricultura, saúde e a economia de um país. Por isso, quanto maior a gama de trabalhos que visem uma melhor compreensão e caracterização da resposta da CB em face das variabilidades ambientais, maior será a capacidade de atenuar os seus efeitos (SILVA, 2000).

2. Objetivos

O presente trabalho visa identificar e quantificar as variabilidades do transporte de volume e do fluxo advectivo de calor do escoamento associado à CB possivelmente influenciado pelo *El Niño* 97/98.

2.1. Objetivos Específicos

- Identificar a variabilidade interanual no rotacional da tensão do cisalhamento do vento na região da CB frente ao evento de *El Niño* 97/98.
- Quantificar a resposta dos transportes de volume e calor da CB influenciados pelo rotacional da tensão de cisalhamento do vento sob influência do *El Niño* 97/98.
- Identificar o tempo de resposta dos transportes da CB e do RTCV em relação ao ENOS.
- Identificar a correlação entre a variabilidade dos transportes de volume e calor da CB e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento e o ENOS.

3. Fundamentação Teórica

Para alcançar os objetivos desse trabalho é necessário um prévio conhecimento acerca dos padrões oceânicos e atmosféricos do Atlântico Sul, assim como das variabilidades associadas a sua dinâmica. À vista disso, foi realizada uma revisão bibliográfica das circulações atmosférica e oceânica, do escoamento associado à CB e as suas variabilidades e do fenômeno *El Niño*.

3.1. Circulação Atmosférica do Atlântico Sul

A Plataforma Continental Brasileira é influenciada, principalmente, nas regiões norte e nordeste pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e em latitudes tropicais e

subtropicais pela ASAS. A ZCIT é constituída na região de convergência dos ventos alísios, onde se localiza o ramo ascendente da célula de Hadley e está associada aos alísios de nordeste e sudeste na região costeira norte e nordeste do Brasil. Em anos de *El Niño*, a célula de Hadley se intensifica e conseqüentemente há intensificação da ZCIT. Por conseguinte, o rotacional do vento na região do Atlântico Sul também se intensifica e apresenta valores mais negativos (CUNHA *et al.*, 2011).

Em latitudes subtropicais, a ASAS é um sistema semi-permanente com amplitude espacial de aproximadamente 2000 km de diâmetro. É limitado espacialmente pelos ventos alísios ao norte e pelos ventos de oeste ao sul. Apresenta uma extensão vertical da superfície oceânica até a tropopausa (em torno de 10 km) com alguns milhares de quilômetros de ar subsidente seco e quente. A distribuição espacial zonal é bem definida, imposta pela oscilação da ZCIT, com o centro localizado em torno de 32°S e 5°W. No verão a pressão é de aproximadamente 1021 mbar, enquanto no inverno a pressão eleva-se para 1025 mbar e desloca-se para 27°S e 10°W (Figura 1). É responsável pelos ventos predominantes de norte e nordeste que atingem a região costeira do sudeste do Brasil (PETTERSON; STRAMMA, 1991).

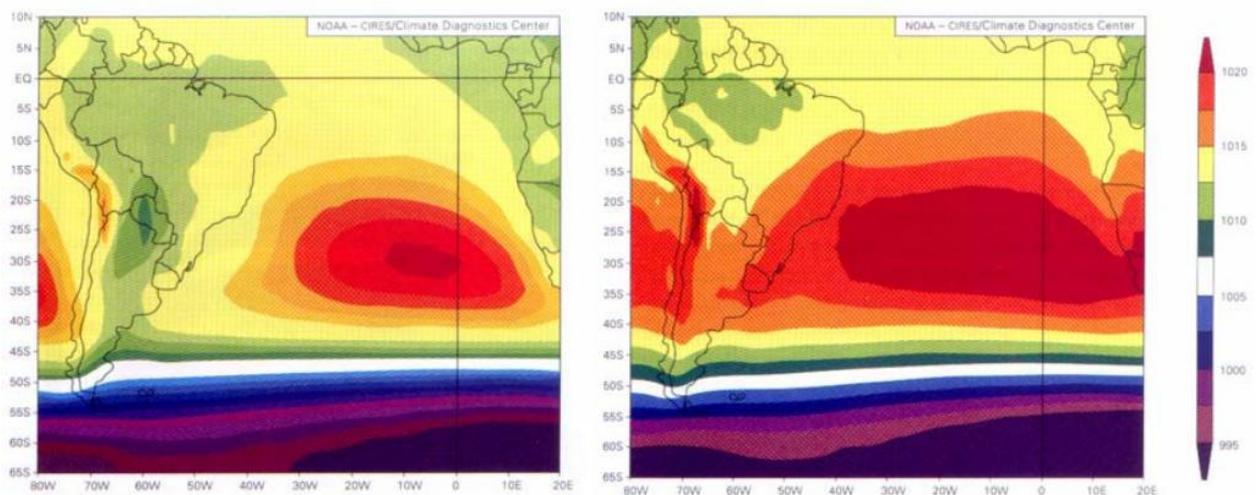


Figura 1 - Representação da ASAS (em mbar) e da diferença de posicionamento do seu núcleo nos meses de verão (esquerda) e inverno (direita). Extraído de Wainer e Taschetto (2006).

A variabilidade sazonal no campo atmosférico do Atlântico Sul pode ser explicada em função da atuação das células convectivas de Hadley e Walker e dos sistemas frontais. A formação da célula de Hadley está associada com a diferença de aquecimento entre a região Equatorial e as latitudes médias, que impulsiona movimentos ascendentes de ar no Equador e descendentes em 30° em ambos os hemisférios. Outra feição que influencia a dinâmica atmosférica da região é a circulação de Walker, que apresenta a ascensão da parcela de ar próxima à costa da Austrália com o ramo descendente na parte leste do Pacífico Equatorial (e.g. BJERKNES, 1966; BJERKNES, 1969; HOREL; WALLACE, 1981; MOY *et al.*, 2002).

3.2. Circulação Oceânica do Atlântico Sul

O oceano Atlântico Sul apresenta características peculiares e únicas. É um importante componente no sistema climático global por receber consideráveis fluxos do Pacífico, através da Passagem de Drake, do Índico, pelo escoamento das Agulhas, do mar de Weddell e da Corrente Circumpolar e todo esse sistema integrado corresponde a 14% do volume total dos oceanos (e.g. PETERSON; STRAMMA, 1991; CAMPOS *et al.*, 1999; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

A circulação de grande escala no Atlântico Sul está relacionada com a dinâmica atmosférica do ASAS. O rotacional da tensão de cisalhamento da componente zonal dos ventos de leste, em baixas latitudes, e de oeste, em médias latitudes, induz uma circulação oceânica anticiclônica denominada GSAS (PIOLA; MATANO, 2001).

O GSAS possui sentido anti-horário influenciado diretamente pela circulação atmosférica junto à superfície do oceano associada à ASAS. Na Figura 2 está representada a circulação superficial esquemática do GSAS.

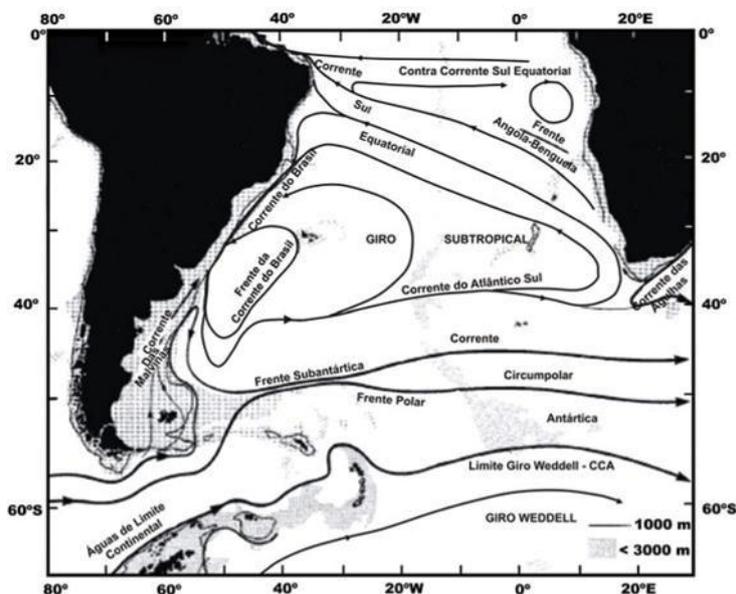


Figura 2 - Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul adaptado de PETERSON & STRAMMA (1991). FONTE: SILVEIRA (2010).

3.2.1. Corrente do Brasil

A Corrente Sul Equatorial (CSE) atinge a costa brasileira em três diferentes níveis em diferentes latitudes de bifurcação e esse padrão confere a CB uma estrutura vertical complexa. Em seu sítio de origem, variando entre 10°S (novembro) e 14°S (julho) até cerca de 20°S a CB é considerada rasa com aproximadamente 200 m de espessura e transporta a AT. A bifurcação da CSE em nível picnoclínico alimenta a CB com a ACAS aumentando a espessura da corrente para 500 m na latitude aproximada de 20°S. A bifurcação na camada intermediária a qual ocorre aproximadamente em 25°S é responsável por incorporar a Água Intermediária Antártica (AIA) à CB, alterando a extensão vertical para aproximadamente 1200 m de profundidade. Na comunidade científica, alguns pesquisadores defendem que a CB também é composta por um fluxo da corrente de contorno profunda localizada a mais de 2000 m, a qual transporta a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (e.g. EVANS; SIGNORINI, 1985; ZEMBA, 1991; SILVEIRA *et al.*, 2000) (Figura 3).

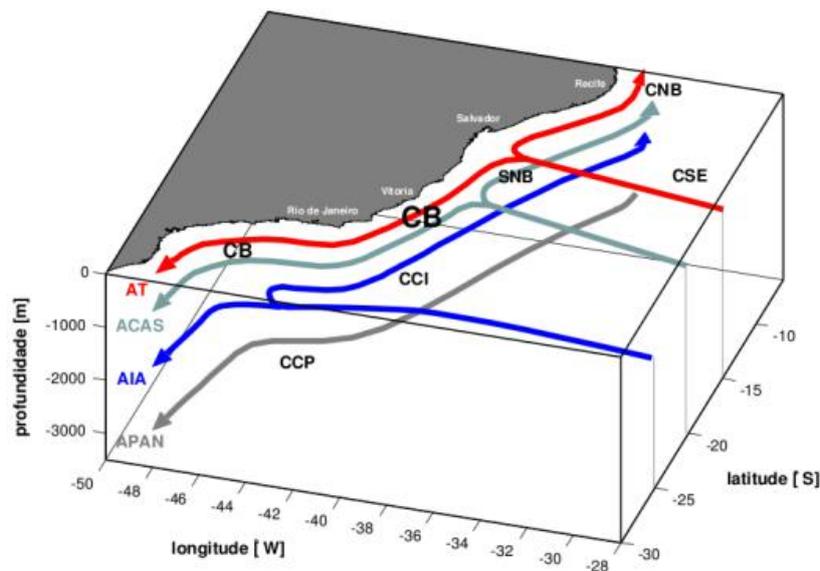


Figura 3 - Esquema das correntes de contorno oeste e massas d'água ao largo da costa sudeste brasileira, extraído de SOUTELINO (2008), segundo os resultados de STRAMMA e ENGLAND (1999).

A definição do escoamento associado à CB pode ser pautada na utilização de diferentes critérios. Ao considerar a CB como uma corrente de contorno oeste (CCO) necessária para finalizar a circulação gerada pelo Giro Subtropical e requerida pelo transporte de Sverdrup, o critério adotado seria o dinâmico. Nesse caso, a CB seria delimitada pelo fluxo da AT e ACAS. Caso seja utilizada a definição de corrente marítima, como um fluxo contíguo fluindo na mesma direção, a CB seria definida pelo critério cinemático e a estrutura vertical englobaria também a AIA e APAN (ZEMBA, 1991; CASTRO *et al.*, 2006).

3.2.1.1. Circulação Termohalina

A AT é descrita como uma massa d'água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul, a qual é transportada ao largo da costa brasileira. É formada devido à intensa radiação e ao excesso de evaporação em relação à precipitação (SILVEIRA *et al.*, 2000). Por ser uma massa d'água superficial, a AT sofre uma direta influência das trocas de calor entre o oceano e a atmosfera, que resultam em uma modificação dos seus valores de temperatura e

salinidade. Dessa forma há uma dificuldade de estabelecer os índices termohalinos adequados para caracterizar essa massa d'água. Usualmente, é caracterizada por ter temperatura maior que 20°C e salinidade acima de 36 e é encontrada, aproximadamente, em até 200 m de profundidade (STRAMMA; ENGLAND, 1999; MÉMERY *et al.*, 2000; BRAGA; NIENCHESKI, 2006; SILVEIRA, 2007).

A ACAS foi caracterizada por SVERDRUP *et al.* (1942) como sendo uma massa d'água formada pela mistura entre AT e a Água Subantártica. Tal mistura gera uma massa d'água mais densa que afunda na região da Convergência Subtropical e se espalha ao longo da superfície de densidade adequada ao seu ajustamento hidrostático. Encontra-se fluindo na região da pinoquina e apresenta um intervalo grande de temperatura e salinidade.

3.3. Variabilidade Oceânica e Atmosférica no Atlântico Sul

Entende-se que a variabilidade oceânica em camadas superficiais observada na região de estudo deste trabalho tem estrita correspondência com as alterações ocorridas no regime de ventos da região. Outro fator seria a alteração das propriedades físico-químicas das massas d'água em decorrência das interconexões que ocorrem com os oceanos adjacentes (WITTER; GORDON, 1999). Segundo TRENBERTH (1997) as alterações atmosféricas ocorridas no período de ENOS impactam todo o globo de forma remota, inclusive, o regime de ventos do Atlântico Sul.

O espectro de frequências dos processos oceânicos e atmosféricos sobre o Atlântico é amplo e engloba as variabilidades interanual, intrasazonal, sazonal e interdecadal das correntes oceânicas e do campo de temperatura das camadas superiores do mar (HASTENRATH, 1985). Porém, a variabilidade característica de fenômenos ENOS apresenta

uma ocorrência interanual (VENEGAS *et al.*, 1997) e o entendimento desta componente é essencial para previsões climáticas (STRAMMA; SCOTT, 1999).

VENEGAS *et al.* (1997) investigaram a variabilidade climática do Atlântico Sul a partir de dados mensais de TSM e pressão atmosférica no nível do mar. Os pesquisadores associaram o enfraquecimento/fortalecimento do GSAS, que oscila no período de 14 a 16 anos, à variabilidade global de TSM e pressão atmosférica no nível do mar. Outro modo de variabilidade identificado, com período entre 6 e 7 anos, está relacionado a variações da TSM no Atlântico Equatorial leste, que ocasiona uma movimentação zonal do centro do GSAS. Por fim, foi identificado um modo de variabilidade com período de 4 anos, que seria uma resposta ao ENOS, e estaria associado a deslocamentos meridionais do GSAS.

O fenômeno ENOS altera a dinâmica das células de Hadley e Walker, que, em conjunto com a anomalia positiva de TSM, atua diretamente na variabilidade de baixa frequência dos campos de pressão ao nível do mar no Atlântico Sul favorecendo a entrada de massas de ar provenientes das altas latitudes. Essas modificações alteram todo o clima tropical (SINCLAIR *et al.*, 1997; HOU, A., 1997). Segundo DIAZ *et al.* (1997), essa anomalia de TSM modifica a circulação atmosférica local e, como consequência, o anticiclone subtropical se aproxima do continente, bloqueando as massas polares.

3.4. *El Niño* – Oscilação Sul

O ENOS é um fenômeno que ocorre devido a uma alteração no sistema oceano-atmosfera na região do Pacífico Equatorial e tem sido muito estudado devido a sua influência em diversos processos oceânicos e atmosféricos em escala global. É composto por uma componente oceânica (*El Niño/La Niña*) e outra atmosférica (Oscilação Sul) (CUNHA *et al.*,

2011; PHILANDER, 1990). Segundo BROWN *et al.* (2001), o *El Niño* ocorre uma vez a cada quatro anos, mas pode ser visto com intervalos variando entre 2 e 8 anos.

De acordo com PHILANDER (1990), os trabalhos pioneiros como o de HILDEBRANDSSON (1897) e LOCKYER & LOCKYER (1902) já documentavam a ocorrência na variação da pressão atmosférica na região do Pacífico Central nas regiões de Taiti e Darwin. Quando há o aumento da pressão no Taiti, decresce em Darwin e vice-versa. Essa diferença barométrica foi denominada de Oscilação Sul (OS) pelo Sir Gilbert Walker (WALKER, 1924). BJERKNES (1966) associou a interação entre a OS e as variações de TSM no oceano Pacífico Tropical ao fenômeno ENOS.

Em uma condição onde não há ocorrência de ENOS, o Pacífico Equatorial é caracterizado por apresentar águas superficiais mais frias próximo à costa oeste da América do Sul e águas mais quentes próximo à Indonésia e a costa da Austrália. Isso porque a fricção entre os ventos alísios e a superfície do mar desloca as águas superficiais em direção ao continente asiático e ocorre o empilhamento dessa água junto à costa oeste do oceano Pacífico. As águas superficiais mais quentes em conjunto com a alta incidência solar favorecem a evaporação e resultam em uma maior precipitação no local. Próximo ao Peru, as águas frias mais profundas alcançam a superfície devido ao deslocamento da massa de água superficial para oeste promovendo a ressurgência (BJERKNES, 1969; HOREL; WALLACE, 1981; MOY *et al.*, 2002; FERREIRA; MELLO, 2005).

A ocorrência do *El Niño* está associada ao enfraquecimento dos ventos alísios. Por consequência, as águas que se encontravam empilhadas na parte oeste do Pacífico Equatorial retornam para leste (Ondas de Kelvin), provocando o aquecimento das águas da região central do oceano estendendo-se até a costa da América do Sul. Com isso, ocorre o aumento dos fluxos de calor sensível e de vapor d'água para a atmosfera e o ramo ascendente da circulação

de Walker encontra-se na parte leste do Pacífico Equatorial e o ramo descendente na parte oeste, resultando em uma inversão total na célula de circulação de Walker e o deslocamento desse sistema atmosférico para leste. Quando as águas superficiais encontram-se anormalmente mais quentes, o padrão de ventos é alterado, afetando assim, o regime de chuvas nas regiões tropicais e de latitudes médias (BJERKNES, 1969; HOREL; WALLACE, 1981) (Figura 4).

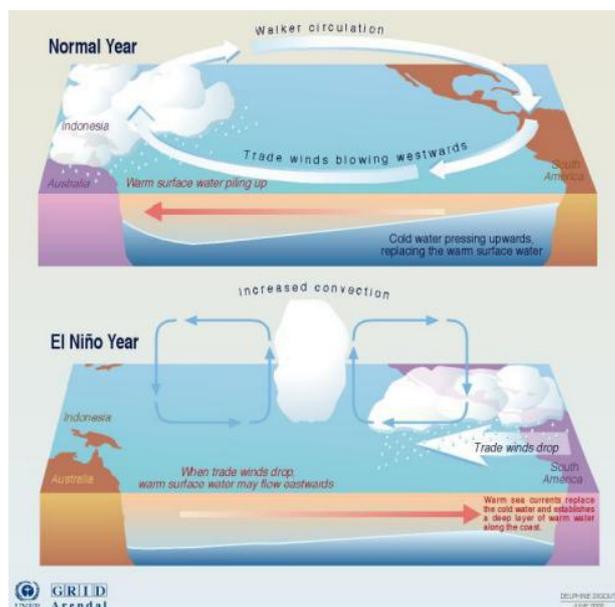


Figura 4 - Representação do padrão oceanográfico e atmosférico em um período sem *El Niño* e outro com *El Niño*. Extraído de Climate Prediction Center-NCEP; NOAA.

O comportamento anormal na circulação de Walker nos períodos de *El Niño* influencia diretamente a dinâmica atmosférica local, principalmente a célula de Hadley. O ramo ascendente da célula de Walker induz uma subsidência na região Norte/Nordeste do Brasil, que por sua vez acarreta em um ramo ascendente na região Sul, onde em uma condição atmosférica padrão observa-se o ramo descendente da célula de Hadley (FERREIRA; MELLO, 2005; WALLACE; HOBBS, 2006).

3.4.1. Índices de Caracterização do ENOS

Historicamente, a ocorrência do ENOS é caracterizada com base na utilização de índices, que consideram, dentre outros fatores, a diferença de pressão e a anomalia de TSM no Pacífico equatorial. Essa anomalia é resultado da diferença entre a temperatura observada e um valor médio de referência, normalmente uma média histórica de 30 anos. Se a temperatura observada for superior ao valor médio, caracteriza uma anomalia positiva, sendo abaixo da média a anomalia é negativa (TRENBERTH, 1997).

Os índices comumente utilizados na comunidade científica são os Índice Oceânico Niño (ONI, do inglês), Índice de Oscilação Sul (IOS), e Índice Multivariado do ENOS (MEI, do inglês).

O ONI é o resultado de um modelo computacional que utiliza médias trimestrais (JFM, FMA, MAM, AMJ e assim sucessivamente) da anomalia de TSM na região do Niño 3.4 para determinar episódios de *El Niño* (Figura 5). O critério adotado é uma anomalia positiva de 0,5°C ou superior em cinco períodos consecutivos. Esse índice também fornece a magnitude da intensidade do *El Niño*, classificando-o como fraco, moderado, intenso e muito intenso. As anomalias negativas de TSM representam os episódios de *La Niña* (TRENBERTH, 1997; TRENBERTH; STEPANIAK, 2001).

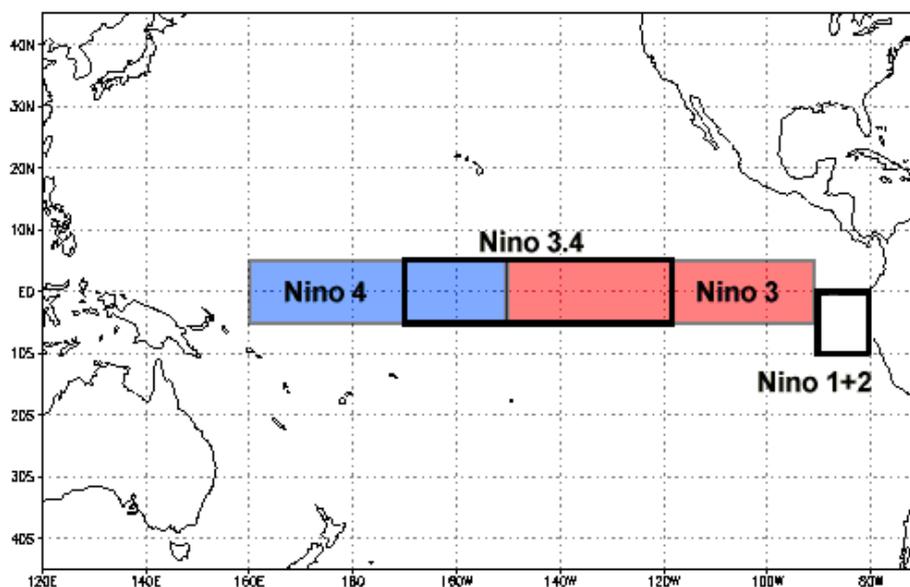


Figura 5 - Localização das áreas onde são calculadas as anomalias que geram os índices representativos de ENOS. Retirado do NOAA (www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php).

O IOS considera as flutuações de grande escala da pressão atmosférica entre as regiões do Taiti (Polinésia Francesa) e Darwin (Austrália), que ocorrem durante os episódios de *El Niño/La Niña*. Em geral, as séries temporais do IOS apresentam uma correlação com as mudanças na temperatura do oceano na região do Pacífico Equatorial. Dessa forma, prolongados períodos de pressão atmosférica abaixo do esperado na região de Darwin coincidem com anomalias positivas/negativas de TSM típico de eventos de *El Niño/La Niña* (PHILANDER, 1990).

O MEI é um índice numérico que integra diferentes fatores de caracterização do fenômeno e que oscila entre valores positivos (*El Niño*) e negativos (*La Niña*) (Figura 6). Esse índice considera as variáveis de pressão ao nível do mar, as componentes zonal e meridional do vento em superfície, a TSM, a temperatura do ar em superfície e um indicador de nebulosidade (LAY; AIELLO, 2001). O MEI tem valores desde início de 1950 até os dias atuais e apresenta índices bimestrais (dez/jan, jan/fev, fev/mar, mar/abr, abr/mai, mai/jun, jun/jul, jul/ago, ago/set, set/out, out/nov, nov/dez).

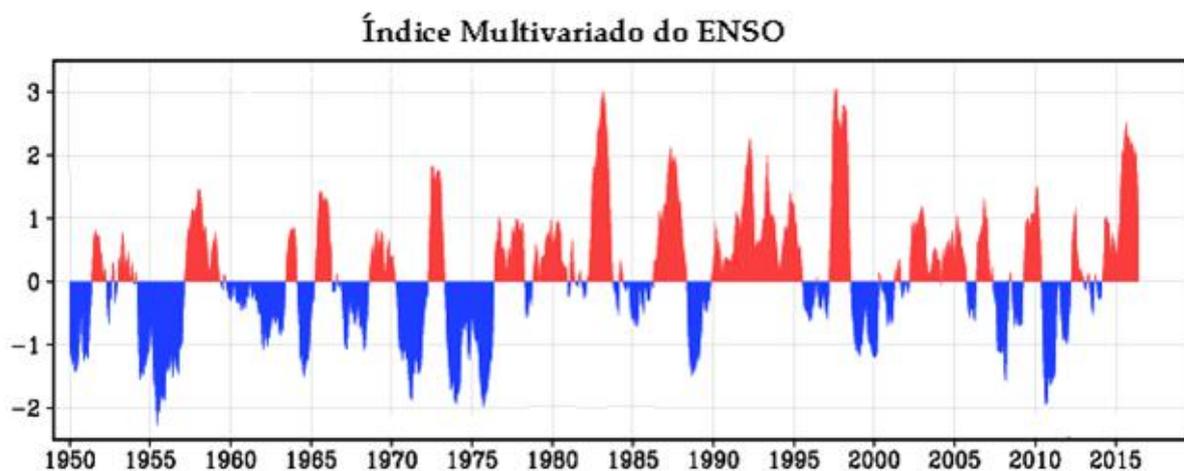


Figura 6 – Série temporal do MEI. Em vermelho, encontram-se os valores que caracterizam eventos de *El Niño*. Em azul, os valores que caracterizam eventos de *La Niña*. Adaptado de <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>.

3.5. Transporte de Volume e de Calor

As análises dos transportes de volume e calor são amplamente utilizadas a fim de compreender as variabilidades de uma região (e.g. EVANS *et al.*, 1983; EVANS; SIGNORINI, 1985; STRAMMA, 1989; STRAMMA *et al.*, 1990).

A CB é reconhecida por apresentar baixa magnitude em termos de transporte, quando comparada à Corrente do Golfo (STRAMMA *et al.*, 1990; PETERSON; STRAMMA, 1991). STOMMEL (1965) propôs uma explicação para essa diferença, associando os menores valores de transporte de massa da CB à ação da circulação termohalina e da circulação gerada pelo vento. No Atlântico Norte, as circulações geradas pelo vento e a termohalina têm a mesma direção, logo se somam. No Atlântico Sul, estão em direção opostas e se subtraem.

Segundo SOUTELINO *et al.* (2011), a CB em seu sítio de formação não tem uma assinatura bem definida e o seu fluxo não apresenta uma prevalência de direção. Em 15°S e 20°S, a CB já pode ser caracterizada como um fluxo predominantemente para sul que bordeja a margem continental e apresenta um jato raso, em torno de 150-200 m de profundidade.

Nessas latitudes a CB é composta pela AT e apresenta um transporte de volume médio entre 2 e 4 Sv (STRAMMA; ENGLAND, 1999; SOUTELINO *et al.*, 2011). Em torno de 20°S, a CB passa a receber contribuição da ACAS e atinge profundidades médias de 400-500 m (EVANS; SIGNORINI, 1985; SILVEIRA *et al.*, 2000). EVANS *et al.* (1983) encontraram valores de transporte de volume de 3,8 Sv para essa região no nível de referência de 500 m. Em 25°S, a CB tem mais um incremento no transporte de massa decorrente da célula de recirculação do giro subtropical, apresentando valores de 7,3 Sv no nível de referência de 750 m. De acordo com GORDON (1986), a célula de recirculação do giro subtropical faz com que a CB tenha um aumento meridional de transporte de 5% a cada 100 km. Taxa similar ao crescimento da Corrente do Golfo.

Entre as latitudes de 25°S e 28°S o sistema Corrente do Brasil recebe novamente a contribuição de mais uma massa d'água, a AIA e apresenta uma profundidade de, aproximadamente, 1000m, transportando cerca de 10 a 12 Sv (MULLER *et al.*, 1998; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Numerosos estudos já foram realizados sobre o transporte de volume ao longo da CB, havendo uma maior concentração nas regiões da plataforma continental sudeste e áreas adjacentes e na CBM. Na Tabela III estão compilados parte dos resultados encontrados para a seção de 25°S.

Tabela I - Estimativas para o transporte de volume para a CB em 25°S. Adaptado de BÖCK (2015).

Latitude	Referência	Objeto de análise	Transporte (Sv)	Profundidade de Referência (m)
23°	Evans e Signorini (1985)	Perfilador Pegasus	11	400
23°	Stramma (1989)	Dados Hidrográficos	10,2	600
23°	Stramma (1989)	Dados Hidrográficos	11	1300

23°	Signorini <i>et al.</i> (1989)	Dados batitermométricos e hidrográficos	2,8-3,3	500
23°5'	Signorini (1978)	Dados Hidrográficos	9,4	600
23°5'-26°5'	Godoi (2005)	Dados Hidrográficos	5,32	480
25°	Campos <i>et al.</i> (1995)	Dados Hidrográficos	7,3	500
25°	Campos <i>et al.</i> (1995)	Dados Hidrográficos	8,8	900
25°	Piterskih (1999)	Dados Hidrográficos	8,8	730
25°	Piterskih (1999)	Dados Hidrográficos	10,1	730
27°	Zemba (1991)	Dados Hidrográficos	11,7	Isopicnal de 27,2
28°	Müller <i>et al.</i> (1998)	Correntômetro	16,2	
28°-30°	Fisher (1964)	Dados Hidrográficos	11,4	1550-1600
29°75'	Servino (2011)	Numérico (SODA)	14,3	
30°	Rodrigues <i>et al.</i> (2010)	GEM	20,9	

A variabilidade do transporte de calor é muito investigada com intuito de aumentar a compreensão a respeito do clima. Comparando a quantidade de resultados disponíveis do TC com o TV, percebe-se que há um número inferior em relação ao TC. Para a região da CB, os estudos são ainda mais escassos. Por isso, este trabalho também tem como objetivo de contribuir com um maior entendimento acerca da variabilidade do TC na CB.

GARZOLI & BERINGER (2007) estudaram o transporte de calor na bacia do Atlântico Sul e constataram que esse parâmetro apresenta uma alta variabilidade interanual, quando comparada com a sazonal.

GARZOLI *et al.* (2013) encontraram uma correlação entre os transportes de volume e calor para a CB. Utilizando dados de XBT coletados entre os anos de 2002 e 2011 na seção de

35°S, os pesquisadores concluíram que o aumento de 1 Sv acarretaria em um aumento de 0,06 \pm 0,01 PW.

4. Metodologia

Os resultados utilizados neste trabalho foram calculados com o modelo hidrodinâmico *Regional Ocean Modelling System* (ROMS), que utilizou os resultados do HadGEM2-ES como condição de contorno oceânica e atmosférica. Tais resultados foram utilizados para as estimativas dos transportes de volume e calor analisados. Foram realizadas análises de ondaleta a fim de verificar as principais periodicidades presentes nos resultados do HadGEM2-ES e do ROMS.

Os resultados do ROMS utilizados foram temperatura, salinidade, velocidades zonal e meridional. A partir dessas informações, foram calculados os transportes de volume e calor para a região de interesse. O RTCV foi calculado a partir dos valores de tensão de cisalhamento zonal e meridional do vento provenientes do HadGEM2-ES, que fornecem valores referentes aos transportes zonal e meridional do vento.

O principal objetivo deste trabalho é investigar se o *El Niño* 97/98 exerce influência remota na variabilidade da CB. Dessa forma, foi escolhido o índice MEI para caracterizar os episódios do fenômeno. Para constatar matematicamente o grau de interdependência entre as séries temporais de transportes e RTCV com os eventos de *El Niño* foram realizados cálculos de correlação cruzada.

4.1. HadGEM2-ES

O HadGEM2-ES é um modelo climático acoplado desenvolvido pelo *UK Met Office Hadley Centre*. É composto pelos módulos atmosféricos e oceânicos, como também pelos

componentes de aerossóis, gelo marinho e terrestre, superfície terrestre e biogeoquímica oceânica (COLLINS *et al.*, 2011).

O componente oceânico do modelo tem resolução zonal horizontal de 1° e meridional variável entre 1° e 1/3°. As regiões que se encontram entre 30° N e S apresentam as maiores resoluções. Em relação à resolução vertical, é utilizado o sistema de coordenadas z e apresenta 40 camadas com diferentes espaçamentos, sendo a maior resolução delimitada às camadas superficiais a fim de melhor resolver a camada de mistura e a termoclina (COLLINS *et al.*, 2011).

O componente atmosférico apresenta resolução espacial de 1,25° em latitude e 1,875° em longitude. O sistema de coordenadas vertical acompanha o terreno, resultado de um modelo de circulação geral compressível, e é dividido em 38 camadas que se estendem até 39 km de altitude. Maiores informações podem ser encontradas em COLLINS *et al.* (2011).

Na Figura 7 estão representadas as resoluções espaciais verticais atmosféricas e oceânicas. A região de maior resolução do oceano estende-se da superfície até aproximadamente 200 m, o que resolveria satisfatoriamente os primeiros 200 m da coluna d'água, profundidade de interesse desde estudo.

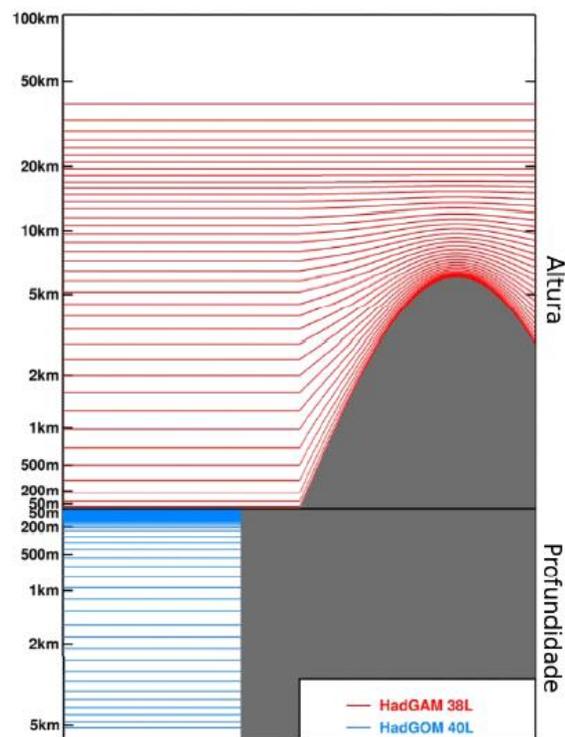


Figura 7 - Resolução vertical oceânica e atmosférica do HadGEM2-ES.

Os modelos oceânicos e atmosféricos do HadGEM2-ES apresentam um desempenho satisfatório e são considerados confiáveis (COLLINS *et al.*, 2011; CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012). De acordo com COLLINS *et al.* (2011), ainda há necessidade de melhorar a representação de algumas feições terrestres representadas no modelo. CAVALCANTI & SHIMIZU (2012), validando os resultados do HadGEM2-ES para a região da América do Sul, constataram que o modelo representa bem a variabilidade da precipitação, temperatura e campos de vento, principalmente as diferenças sazonais. A ZCIT e a Zona de Convergência do Atlântico Sul também foram bem representadas. Os autores constataram erros sistemáticos, dentre eles o relacionado a TSM que foi subestimada para os períodos de MAM e JJA. Porém, os mesmos autores consideraram que o modelo reproduziu bem as feições e variabilidades da precipitação, temperatura e circulação atmosférica. Isso fornece confiança para utilização destes resultados em estudos.

4.2. ROMS

Os resultados numéricos utilizados neste trabalho foram calculados por TOSTES *et al.* (2017) através do modelo hidrodinâmico ROMS. Os autores estudaram os impactos da subida do nível do mar na inundação costeira na costa leste do Brasil, mais especificamente ao litoral sul do Estado da Bahia e na costa do Rio de Janeiro. O ROMS foi executado para 10 grades numéricas aninhadas com resoluções distintas variando de $1/3^\circ$ a 27 m. O modelo foi configurado para que fossem obtidas médias mensais da temperatura, salinidade e velocidades zonais e meridionais para o período de 1995 a 2005.

A grade utilizada apresenta limites variando entre $5,17^\circ\text{S}$ e $34,86^\circ\text{S}$ e $54,83^\circ\text{W}$ e $20,17^\circ\text{W}$ (Figura 8) com resolução de $1/3^\circ$. A batimetria escolhida foi a do ETOPO1. Para a modelagem dessa grade foi utilizada a versão 3.7 do ROMS, que foi configurado de modo baroclínico com passo de tempo interno de 1200s e externo de 40s e 40 níveis verticais. O tempo de integração do modelo teve início em 15 de janeiro de 1995 e foi de dez anos.

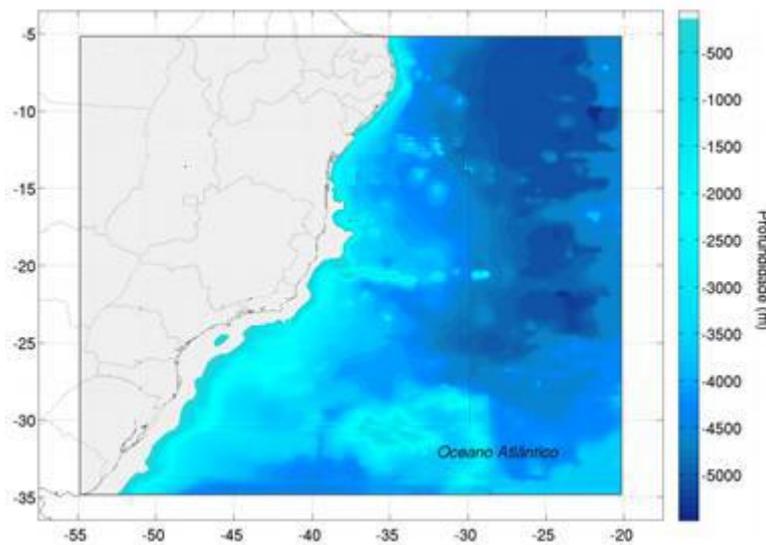


Figura 8 - Localização da grade numérica utilizada para calcular os resultados do presente trabalho. A batimetria utilizada na representação foi a do ETOPO 1. Adaptado de TOSTE *et al.* (2017).

Como já mencionado anteriormente condição inicial e nos contornos abertos (norte, sul e leste) foram utilizados os resultados do HadGEM2-ES, que correspondem a médias mensais com resolução espacial horizontal de 1°. As variáveis oceânicas utilizadas foram a elevação da superfície livre, temperatura potencial, salinidade e componentes da velocidade zonal e meridional. As variáveis atmosféricas foram a pressão, componentes de velocidade do vento, umidade específica, precipitação, radiação de ondas longas, radiação de ondas curtas e temperatura do ar.

TOSTE *et al.* (2017) validaram os resultados de 1/3° com os os resultados da reanálise do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA), que usa dados de satélite e *in situ*, e verificou que os campos de temperatura superficial estavam de acordo com a literatura, ainda que um pouco subestimados.

4.3. Área de Estudo

A CB apresenta uma extensão latitudinal que varia, aproximadamente, de 10°S a 33-38°S (SILVEIRA, 2000). Para alcançar os objetivos propostos foi escolhida uma seção ao longo da plataforma continental brasileira: 25°S (Figura 9). A escolha dessa seção foi pautada devido a gama de estudos nessa região (EVANS *et al.*, 1983; EVANS; SIGNORINI, 1985; STRAMMA; ENGLAND, 1999; ASSAD *et al.*, 2015; BOCK, 2015), o que proporciona um maior entendimento dos padrões oceanográficos e a possibilidade de comparação dos resultados obtidos com trabalhos pretéritos.

Delimitar a área geográfica da CB é um obstáculo, pois é uma corrente com intensa atividade de mesoescala (PETTERSON; STRAMMA, 1991). Diversos autores propõem critérios diferentes para essa delimitação. STRAMMA (1989) considera como transporte da CB somente o fluxo para sul geralmente limitado pela mudança de direção da velocidade

meridional. Já RODRIGUES *et al.* (2010) consideram como transporte da CB o fluxo total integrado nos primeiros 1000 m da coluna d'água.

Para delimitação do limite leste da seção de 25°S foi utilizada a velocidade média calculada a partir dos resultados do ROMS. A partir dessa análise e utilizando a definição de STRAMMA (1989) foi estabelecido o limite longitudinal da seção, que se encontra limitada da costa até 43,5°W e até 200 m de profundidade (Figura 10 e Figura 11).

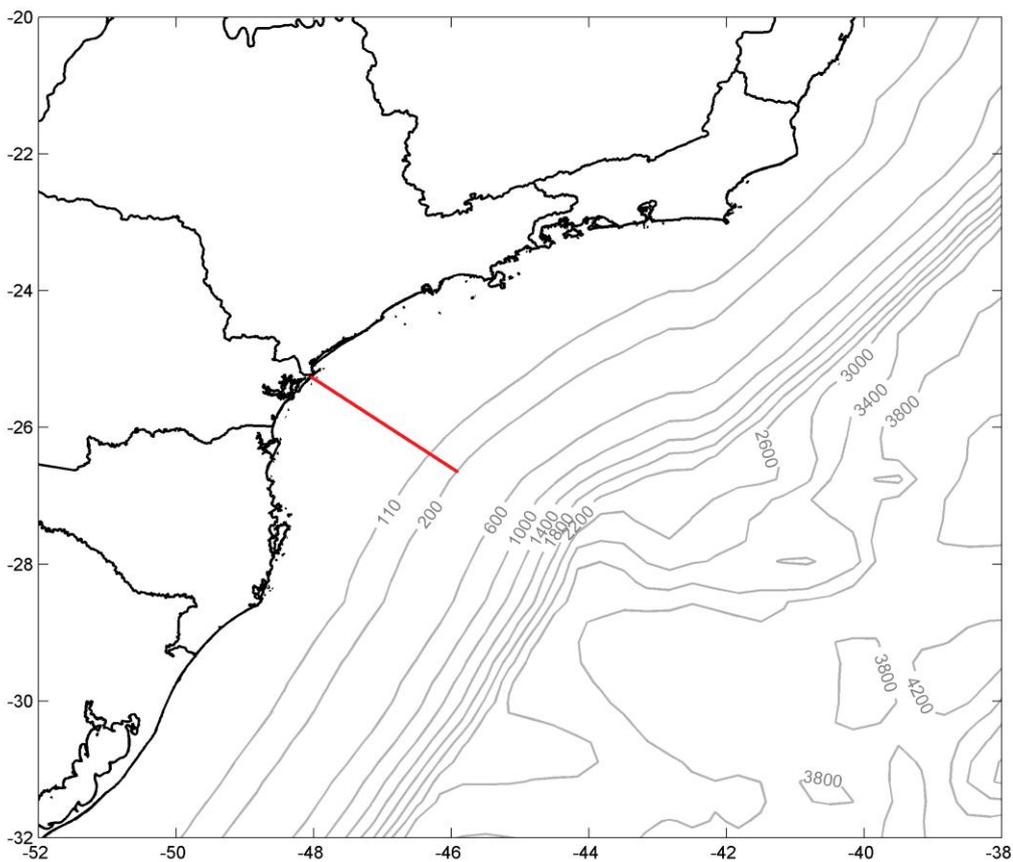


Figura 9 - Posicionamento da seção estudada neste trabalho: 25°S e da costa a 43,5°W.

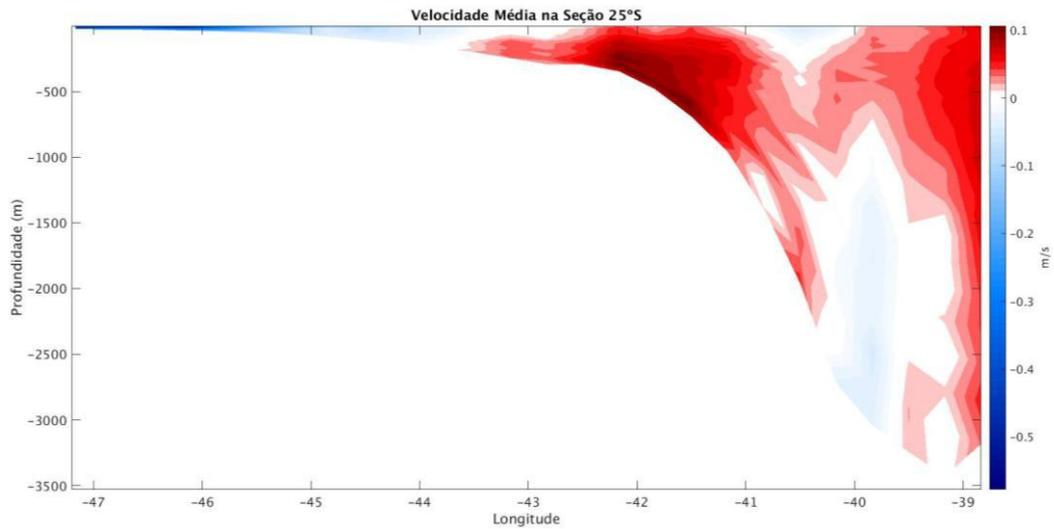


Figura 10- Velocidade média entre os anos de 1995 a 2005 com os resultados do ROMS para a seção de 25°S, que está limitada da costa até 39°W. A CB encontra-se confinada da costa até 43,5°W e até 200m de profundidade.

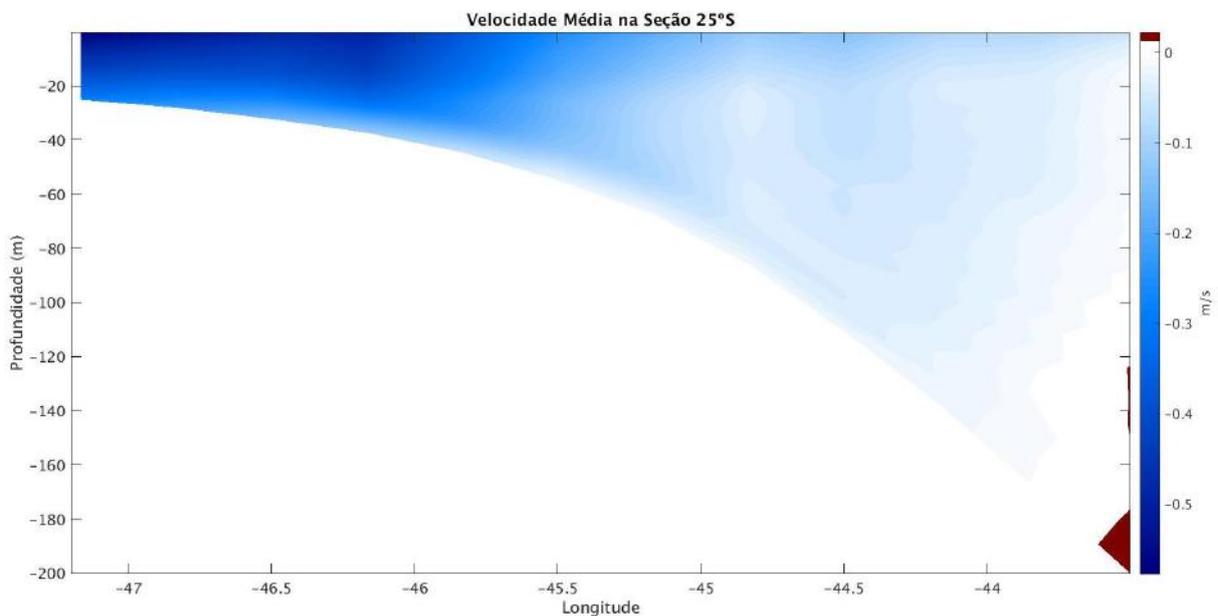


Figura 11 – Velocidade média entre os anos de 1995 a 2005 com os resultados do ROMS recortada para área de estudo deste trabalho (da costa até 43.5°W e até 200m de profundidade).

A área definida para o cálculo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento foi limitada em latitude a -2,5°S e -30°S e em longitude em -30°W e -50°W. A Figura 12 indica

essa região e representa o campo médio do RTCV para o período de 1995 a 2005. Foram desconsiderados os valores sobre o continente. A área foi definida por englobar a parte oeste da ASAS, que influencia de forma direta o escoamento associado à CB.

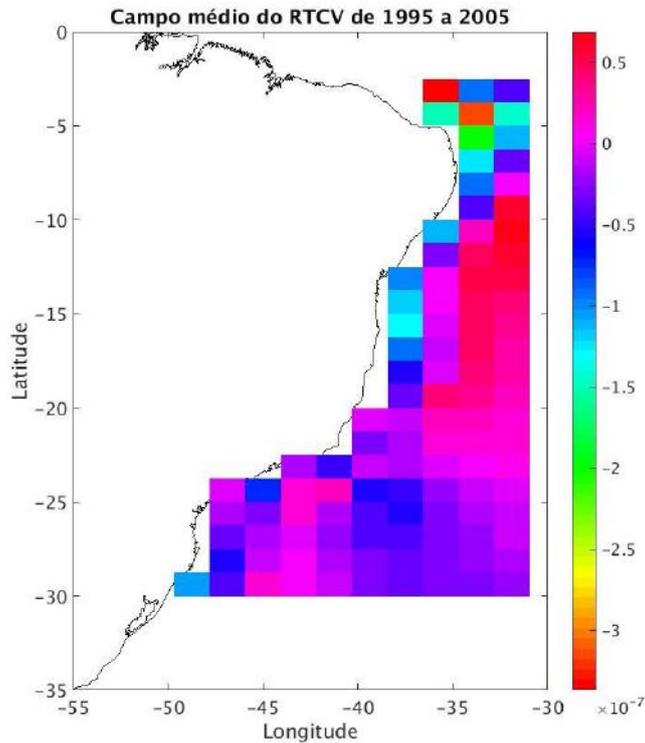


Figura 12 - Representação da área utilizada para o cálculo do RTCV (2,5°S a 30°S e -55°W a -30°W). Os valores estão em N/m^3 e representam o campo médio do RTCV para o período de 1995-2005.

4.4. MEI

Para relacionar as variabilidades nos transportes da CB com aquelas típicas de eventos ENOS, foi utilizado o MEI, um índice representativo do fenômeno ENOS. O MEI foi escolhido por representar o ENOS com base em variáveis oceanográficas e meteorológicas associadas ao fenômeno, como por exemplo, TSM, pressão ao nível do mar, temperatura do ar na superfície, dentre outras (WOLTER; TIMLIN, 1998). A escolha desse índice dentre os outros foi pautada na informação disponibilizada pelo NOAA. Segundo eles, o MEI integra

mais informações do que os outros índices e reflete o sistema oceano-atmosfera de forma mais satisfatória do que os demais. O NOAA disponibiliza para toda comunidade científica o MEI, que pode ser facilmente obtido em seu site (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>).

WOLTER & TIMLIN (2011) comparam o MEI a outros índices do ENOS. Eles consideraram o MEI o índice mais adequado para caracterizar os eventos, até mesmo pela natureza do ENOS, que por ser um fenômeno de interação oceano-atmosfera seria melhor representado por índices que considerem as alterações nos dois meios. Os autores concluíram também, que o MEI é menos vulnerável a erros do que os índices que utilizam apenas uma variável. Problemas na obtenção de dados ou uma amostragem com baixa qualidade afetaria a representatividade do índice de variável única de forma mais significativa.

O MEI apresenta valores positivos que indicam o *El Niño* e negativos que indicam a *La Niña* (Tabela II). A aplicação do MEI neste trabalho considerou o que foi proposto pelo próprio NOAA. O MEI fornece valores bimestrais, porém como a atmosfera demora uma semana ou mais para responder às variações de TSM do Pacífico, os desenvolvedores do MEI recomendam que o mês (i) seja comparado com o índice (i-1). Isso significa, por exemplo, que as anomalias de janeiro foram comparadas com o valor do MEI para dezembro-janeiro do ano de referência.

Tabela II - Índice MEI limitado para o período de estudo do presente trabalho (1995-2005). Em vermelho, os episódios de *El Niño*. Em azul, os episódios de *La Niña*.

ANO	DEZ/JAN	JAN/FEV	FEV/MAR	MAR/ABR	ABR/MAI	MAI/JUN	JUN/JUL	JUL/AGO	AGO/SET	SET/OUT	OUT/NOV	NOV/DEZ
1995	1,216	0,961	0,879	0,437	0,523	0,489	0,191	-0,164	-0,413	-0,471	-0,453	-0,546
1996	-0,63	-0,581	-0,227	-0,495	-0,13	0,053	-0,197	-0,377	-0,443	-0,349	-0,13	-0,325
1997	-0,489	-0,595	-0,222	0,537	1,17	2,339	2,826	3,038	3,049	2,417	2,575	2,368
1998	2,503	2,792	2,768	2,632	2,164	1,239	0,346	-0,36	-0,587	-0,795	-1,099	-0,941
1999	-1,094	-1,176	-1,019	-1,053	-0,66	-0,365	-0,486	-0,767	-0,974	-0,977	-1,042	-1,192
2000	-1,164	-1,207	-1,112	-0,548	0,16	-0,04	-0,169	-0,141	-0,219	-0,372	-0,712	-0,551
2001	-0,502	-0,669	-0,571	-0,156	0,221	0,032	0,292	0,366	-0,108	-0,266	-0,159	0,028
2002	-0,032	-0,176	-0,137	0,356	0,843	0,948	0,684	0,949	0,859	0,976	1,076	1,141
2003	1,199	0,937	0,831	0,325	0,088	0,089	0,165	0,267	0,459	0,519	0,536	0,349
2004	0,322	0,356	-0,056	0,243	0,518	0,283	0,527	0,665	0,531	0,497	0,815	0,665
2005	0,31	0,81	1,055	0,589	0,801	0,519	0,508	0,329	0,288	-0,149	-0,376	-0,576

4.5. Cálculo do Transporte de Volume

O cálculo do transporte de volume consiste, simplificadaamente, em calcular o volume de água que atravessa uma área perpendicular por unidade de tempo. A metodologia escolhida foi a utilizada por BOCK (2015), que calculou o transporte de volume considerando os transportes para norte e para sul.

No presente trabalho o TV foi calculado para a seção de 25°S integrado até 200m. A equação a seguir foi utilizada para o cálculo do TV com a unidade dada em Sverdrup (Sv), que equivale a $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$:

$$Hv = \int_0^L \int_{-h(x)}^0 v(x, y, t) dz dx$$

onde, Hv é o transporte de volume, v é a componente meridional de velocidade, L é a largura da CB e $-h(x)$ é a profundidade.

4.6. Transporte de Calor

Assim como para o TV, o TC também foi calculado para a seção de 25°S considerando o fluxo integrado nos primeiros 200m de coluna d'água. A equação a seguir foi utilizada para o cálculo do TC com a unidade dada em terawatt (TW), que equivale a 10^{12} W:

$$Q = \rho C_p \int_0^L \int_{-h(x)}^0 v \theta dz dx,$$

onde, Q é o transporte advectivo de calor, ρ é a densidade da água do mar, C_p é o calor específico da água do mar, v é a componente meridional da velocidade, θ é a temperatura potencial, z é a dimensão vertical e x é a dimensão horizontal.

4.7. Rotacional da tensão de cisalhamento do vento

O HadGEM-ES é um modelo global com resolução atmosférica horizontal de 1,25° em latitude e 1,875° em longitude. O campo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento foi estimado para área entre 2,5°S e 30°S em latitude e 55°W e 30°W em longitude. Os resultados das componentes zonal e meridional do vento a 10 m do modelo são disponibilizados no formato de médias mensais.

A componente vertical do rotacional da tensão de cisalhamento do vento é calculada de acordo com a seguinte fórmula:

$$(\nabla \times \tau)_k = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$

sendo, k é a componente vertical da tensão de cisalhamento do vento, y a componente meridional da tensão de cisalhamento do vento e x a componente zonal da tensão de cisalhamento. $\frac{\partial}{\partial x}$ $\frac{\partial}{\partial y}$ são as derivadas parciais na direção x e y , respectivamente.

A diferença entre as variações da componente v da tensão de cisalhamento do vento em relação a x e da componente u em relação a y tem como resultado um valor de rotacional. Na atmosfera sobrejacente à CB o vento que predomina é o de nordeste, logo as componentes u e v são negativas, fazendo com que o valor do rotacional também seja negativo. Quando a ASAS se intensifica, u e v ficam mais intensos e o valor do rotacional negativo aumenta, ou seja, fica mais negativo. Esse aumento do rotacional negativo gera um aumento no transporte da CB (TORRES JR., 2005).

4.8. Processamento dos resultados do ROMS

A metodologia deste trabalho foi embasada em SOPPA (2011). O processamento dos resultados do ROMS teve como finalidade calcular as anomalias adimensionais do TV, TC e RTCV com intuito de torná-las comparáveis entre si.

Em um primeiro momento foram calculadas as anomalias de TV (ATV), TC (ATC) e RTCV (ARTCV) subtraindo a média climatológica da média mensal.

Com intuito de normalizar as anomalias calculadas, os valores encontrados de anomalias foram divididos pelo desvio-padrão da respectiva série. O resultado dessa etapa resultou em valores de anomalias normalizados e adimensionais.

As variações de mais altas frequências, tais como as sazonais, foram removidas das séries de ATV, ATC e ARTCV. Através da utilização de um filtro média móvel de 2 pontos.

Na Figura 13 estão sobrepostas as séries temporais da ATV, ATC e a ARTCV e do índice MEI.

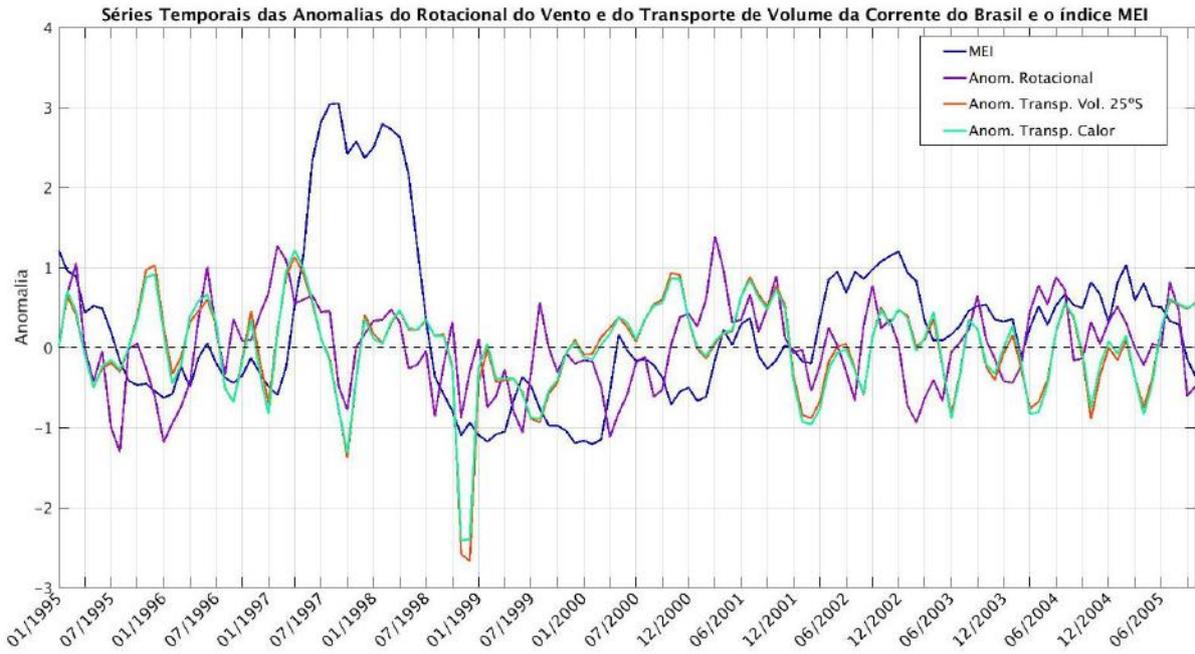


Figura 13 – Séries temporais das anomalias adimensionais dos resultados de transporte de volume (linha vermelha) e calor (linha verde) em 25°S e do rotacional da tensão do cisalhamento do vento (linha rosa) do índice MEI (linha azul).

4.9. Análise de Ondaleta

Essa metodologia foi utilizada neste trabalho com o intuito de identificar os sinais energéticos presentes nos resultados do ROMS. A transformada de ondaleta foi aplicada a série temporal de transporte de volume integrado na seção de 25°S.

O fundamento da ondaleta é decompor um sinal $s(t)$ em componentes de uma função elementar $\psi_{a,b}(t)$. Essa função elementar é derivada da ondaleta-mãe $\psi(t)$ por dilatação e translação. A equação está representada a seguir:

$$W_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{j}} \int_{t=1}^N f(t) \psi_0^* \left(\frac{t-k}{j} \right) dt,$$

onde, j e k são as pequenas ondas geradas por dilatações (j) e translações (k), de uma função simples $\psi(t)$ de variável t (ondaleta-mãe), sendo $f(t)$ a função a ser transformada e o asterisco significa o conjugado complexo (LAU; WENG, 1995).

A definição da ondaleta-mãe deve considerar diversos fatores como o formato da função e se a análise será ortogonal/não ortogonal ou real/complexa (TORRENCE; COMPO, 1998). Segundo LAU e WENG (1995), em séries climáticas comumente é utilizada uma ondaleta-mãe complexa, como é o caso da Morlet, que foi desenvolvida por MORLET (1983). A ondaleta-mãe de Morlet consiste em um plano de onda Gaussiana modificada, não ortogonal e complexa e dentro de um único pico espectral apresenta uma combinação de picos positivos e negativos. Outro fator determinante na escolha dessa ondaleta-mãe para o presente trabalho foi a boa resolução visual apresentada no estudo de TORRENCE e COMPO (1998), que fizeram uso da função de Morlet para caracterizar o fenômeno *El Niño*. A função de Morlet pode ser expressa da seguinte forma:

$$\psi(t) = e^{ik\psi t} e^{-\frac{|t|^2}{2}}$$

Em virtude de estar utilizando séries históricas finitas, erros ocorrerão no início e no fim do período do espectro. Um recurso utilizado para minimizar esses erros é o preenchimento do início e do fim da série com zeros, antes de realizar a transformada de ondaleta e depois removê-los. Esse preenchimento introduz descontinuidades nas extremidades e, em escalas maiores, diminui a amplitude em suas proximidades, na medida em que mais zeros entram na análise. O número de zeros deve ser suficiente para elevar a série até o próximo nível de potência, limitando o efeito de fronteira.

Para não haver interpretação errônea nas representações da transformada de ondaleta, admite-se a limitação por um cone de influência das regiões suscetíveis aos erros. Essa feição pode ser observada com uma curva em formato de U, em que o efeito da borda diminui a confiabilidade da análise, ou seja, os períodos fora deste cone devem ser negligenciados por não possuírem uma confiança estatística adequada. Essa é a região do espectro de ondaleta onde os efeitos da extremidade tornam-se relevantes e são definidos como o tempo de

envelopamento (*e-folding time*) para a autocorrelação da ondaleta em cada escala. Esse período de envelopamento é determinado de modo que a energia da ondaleta para uma descontinuidade na extremidade do espectro decaia a um fator e^{-2} e garanta que o efeito de fronteira seja desprezível (SANTOS *et al.* 2013).

Outra observação pertinente da análise de ondaleta é que esta permite demarcar as áreas que apresentam confiança estatística igual a 95% e, no caso deste trabalho, foi utilizado um espectro de fundo branco (SANTOS *et al.* 2013). Essas regiões são observadas nas figuras demarcadas com contornos em negrito.

4.10. Correlação Cruzada

O método das correlações cruzadas permite correlacionar matematicamente duas séries temporais e conhecer o atraso entre uma série e outra. O objetivo de utilizar a correlação cruzada neste trabalho é de avaliar se as séries de transportes de volume e calor e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento apresentam correlação matemática com o índice MEI. A outra finalidade era inferir o tempo de resposta das variáveis oceânicas e atmosféricas em relação ao evento de *El Niño* 97/98.

De acordo com SOPPA (2011), para realizar a correlação matemática entre duas séries temporais x e y é necessário que uma delas fique fixa no tempo (x) e a outra se desloque no tempo (y). Pois, dessa forma, seria possível conhecer a correlação em cada ponto da série.

O atraso entre as séries temporais é representado pelo *lag*, que pode ser negativo ou positivo e a unidade depende da resolução temporal dos dados utilizados (diário, mensal, anual). O lag negativo significa que a série deslocada ocorreu n tempos antes da série fixada. O lag positivo é o inverso, a série deslocada ocorreu n tempos depois da série fixada.

Os valores de correlação podem ser negativos ou positivos. Uma correlação positiva indica que, naquele ponto, as séries temporais eram diretamente proporcionais. Já os valores negativos representam uma relação de proporcionalidade inversa.

4.11. *El Niño* 97/98

Segundo MCPHADEN (1999), o *El Niño* 97-98 destacou-se por ser um dos eventos mais intensos já registrados e ter como consequência impactos climáticos marcantes.

O *El Niño* 97-98 teve início no começo de 1997 com o enfraquecimento dos alísios e o aquecimento das águas superficiais próximas à região da linha internacional de data (180°), que se expandiram para leste. Em março do mesmo ano, as águas superficiais do Pacífico Leste se aqueceram e espalharam para oeste, encontrando uma região com a TSM já aquecida. As anomalias positivas de TSM das duas regiões se fundiram e formaram uma extensa área aquecida no Pacífico Central e Leste. Esses fatores somados fizeram com que o *El Niño* 97-98 fosse um dos mais intensos já registrados. Uma característica marcante desse evento foi o seu rápido desenvolvimento e seu abrupto decaimento. O evento atingiu o pico em dezembro de 1997, e seu decaimento, em fevereiro-abril de 1998. Mesmo na fase de decaimento houve a permanência das anomalias positivas de TSM próximas à costa da América do Sul (MCPHADEN, 1999; WANG; WEISBERG, 2000; KAYANO *et al.*, 2016).

KAYANO *et al.* (2016) fizeram uma comparação entre os eventos de *El Niño* de 1986-87, 1997-98 e 2002-03 (Figura 14). Na Figura abaixo é possível notar que de fato o *El Niño* 97-98 apresentou anomalias de TSM muito maiores do que os outros eventos e uma região mais extensa.

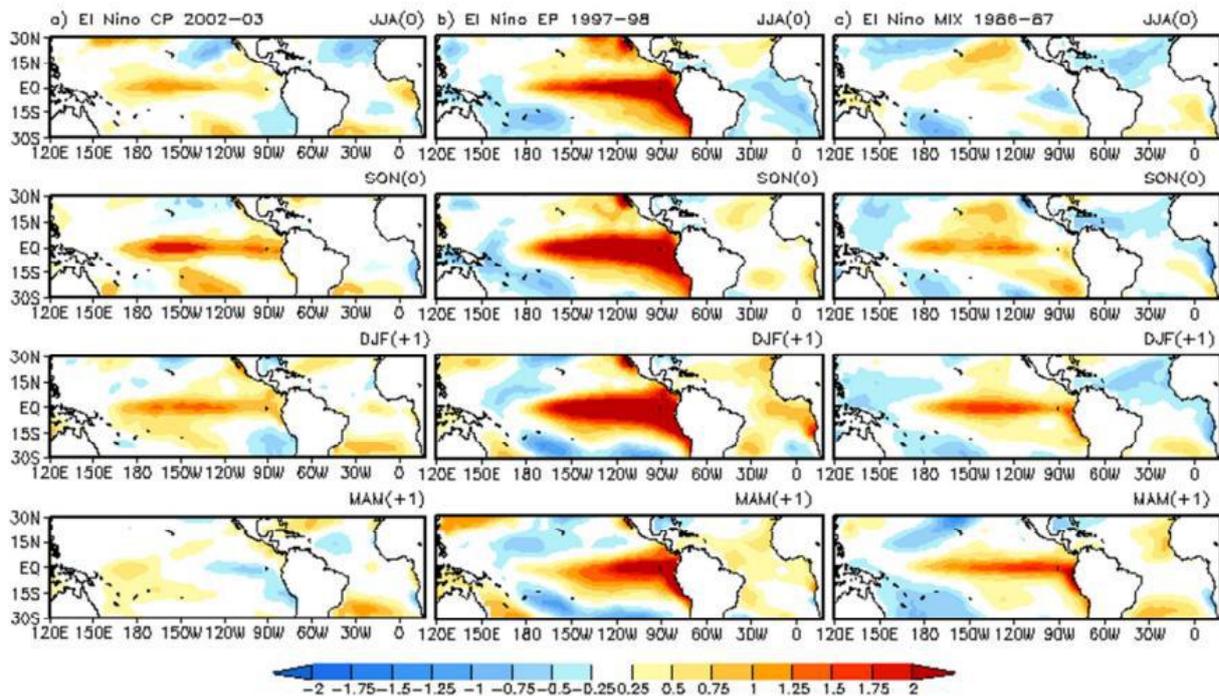


Figura 14 - Evolução das anomalias de TSM no oceano Pacífico durante a ocorrência de três eventos de *El Niño*: 1986-87, 1997-98 e 2002-03. A escala indica o valor da anomalia.

Para definir a duração do *El Niño* 97-98 considerou-se como ponto inicial e final do fenômeno a inversão entre os eventos de *La Niña* e *El Niño* retratado pelo MEI. A Tabela IV demarca o período de duração do evento, que teve início em março de 1997 e fim em julho de 1998 tendo uma duração, portanto, de 16 meses. O ápice do *El Niño* 97-98 ocorreu em setembro de 1997.

Tabela III – Valores do MEI com o período de 1995 a 2005. Em vermelho, o período do *El Niño* que será estudado no presente trabalho. FONTE: www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html

ANO	DEZ/ JAN	JAN/ FEV	FEV/ MAR	MAR/ ABR	ABR/ MAI	MAI/ JUN	JUN/ JUL	JUL/ AGO	AGO/ SET	SET/ OUT	OUT/ NOV	NOV/ DEZ
1995	1,22	0,946	0,853	0,469	0,576	0,53	0,234	-0,13	-0,416	-0,477	-0,478	-0,554
1996	-0,612	-0,58	-0,238	-0,386	-0,044	0,111	-0,173	-0,358	-0,426	-0,349	-0,146	-0,336
1997	-0,49	-0,621	-0,252	0,543	1,14	2,287	2,827	3,037	3,057	2,401	2,542	2,335
1998	2,466	2,761	2,755	2,661	2,237	1,356	0,392	-0,319	-0,6	-0,798	-1,086	-0,922
1999	-1,053	-1,14	-0,971	-0,903	-0,601	-0,31	-0,477	-0,725	-0,937	-0,973	-1,05	-1,161
2000	-1,139	-1,21	-1,113	-0,409	0,257	0,02	-0,157	-0,129	-0,21	-0,387	-0,714	-0,566
2001	-0,505	-0,661	-0,56	-0,055	0,288	0,071	0,299	0,35	-0,147	-0,275	-0,153	0,019
2002	0,009	-0,171	-0,121	0,414	0,891	0,945	0,716	1,025	0,921	1	1,09	1,145

2003	1,218	0,935	0,833	0,421	0,214	0,131	0,178	0,329	0,492	0,516	0,57	0,351
2004	0,327	0,359	-0,035	0,374	0,56	0,327	0,574	0,639	0,591	0,508	0,805	0,667
2005	0,32	0,81	1,067	0,637	0,893	0,612	0,519	0,362	0,329	-0,167	-0,392	-0,57

Segundo PHILANDER (1990), os impactos decorrentes do *El Niño* são observados certo tempo após o início do fenômeno no oceano Pacífico, demonstrando que a atmosfera demora um determinado período de tempo para se reajustar às alterações. Por isso, para estudar os impactos do *El Niño* 97-98 na dinâmica da CB é fundamental que seja considerada essa defasagem entre o fenômeno e a respectiva resposta.

Para realizar as análises propostas neste trabalho foi limitado um período dentro da série temporal que, provavelmente, estaria sob influência do *El Niño* 97-98. Este período, denominado Estudo de Caso, terá início concomitantemente ao *El Niño* 97-98 e, devido a defasagem constatada por PHILANDER (1990), será finalizado alguns meses após o fenômeno. Esse tempo além do fim do *El Niño* será determinado com o auxílio do cálculo de correlação cruzada, que será discutido nos resultados.

5. Resultados e Discussão

5.1. Transformada de Ondaleta

A transformada de ondaleta foi realizada para os resultados do HadGEM2-ES e do ROMS com o intuito de verificar a variabilidade presente nas séries temporais. Como o HadGEM2-ES foi utilizado como condição de contorno do modelo numérico era necessário investigar se os resultados estavam representando o fenômeno ENOS.

A Figura 15 retrata a transformada de ondaleta com os resultados do HadGEM2-ES para o transporte de volume integrado até 200m. Na Figura 15 há uma região entre 32 e 64 meses (aproximadamente de 3 a 5 anos) com alta energia, que apresenta três núcleos acima de

95% de significância estatística demarcados pelo contorno preto: 1912 a 1924, 1962 a 1971 e 1991 a 2002. Essa período de alta energia está de acordo com BROWN *et al.* (2001), que estimaram uma variabilidade de 2 a 8 anos para o ENOS.

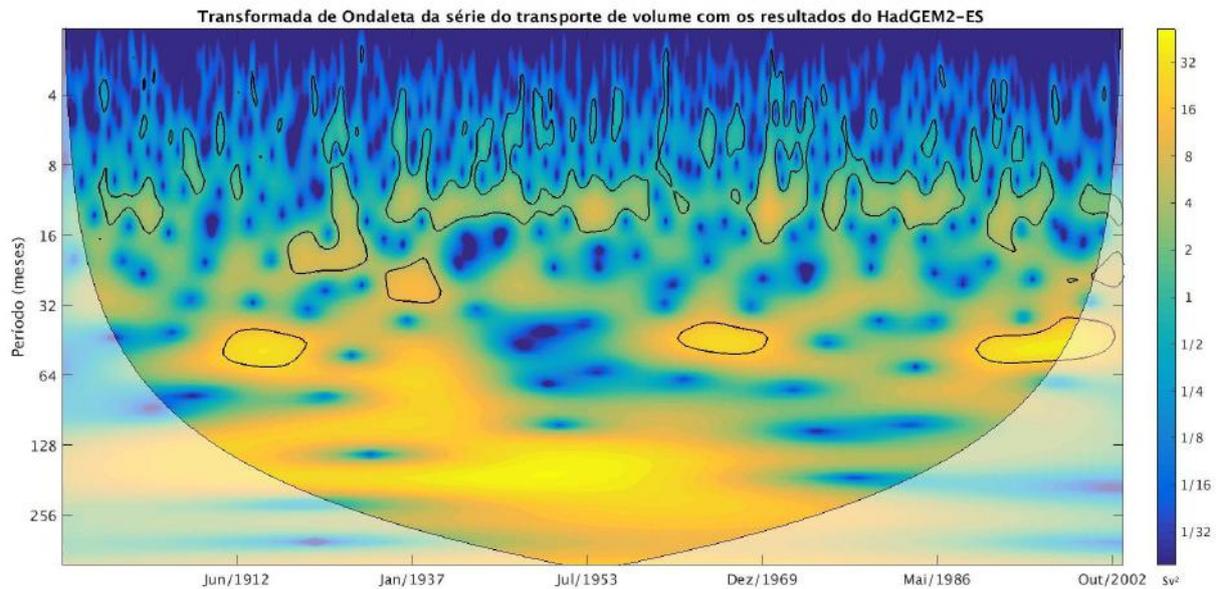


Figura 15- Transformada de Ondaleta para o transporte de volume integrado em 25°S com os resultados do HadGEM2-ES. Escala de energia em Sv².

A análise de ondaleta também foi realizada para o TV com os resultados do ROMS (Figura 16), a fim de verificar os sinais energéticos presentes na série. Na Figura 16 há duas regiões com alta energia e significância estatística acima de 95%, uma entre 8 e 16 meses presente em toda série temporal. A segunda entre 1998 e 1999 com período entre 1 e 16 meses. O período encontrado não está dentro do estimado por BROWN *et al.* (2001), provavelmente pela série temporal ser de curta duração (10 anos) para investigar eventos de ENOS. Contudo, como o HadGEM2-ES apresentou um sinal energético típico do ENOS estima-se que essa região de alta energia também esteja associada ao fenômeno.

O estudo realizado por MORAES *et al.* (2009) sobre a influência do *El Niño* sob o regime de precipitação nos Estados da Paraíba e Santa Catarina utilizou a transformada de ondaleta cruzada com os dados de estações pluviométricas localizadas nos respectivos Estados e o índice SOI. Os resultados dos autores demonstraram uma região altamente energética entre 8-16 meses, que apresentava alta correlação com o índice SOI, inferindo que essa alta energia era proveniente do *El Niño*.

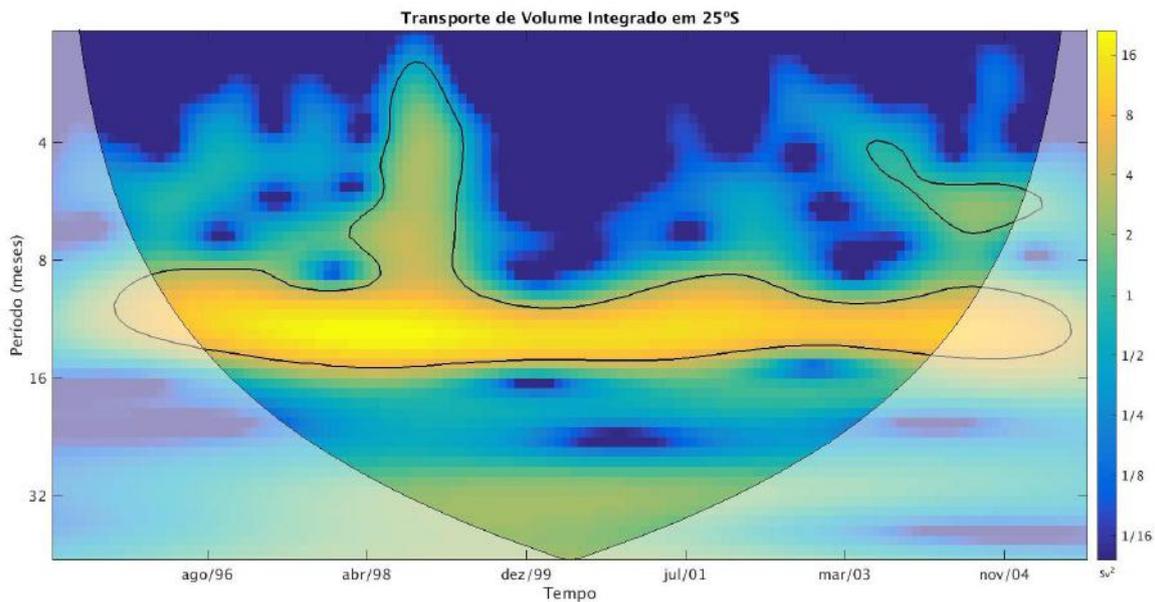


Figura 16 - Transformada de Ondaleta para o transporte de volume integrado em 25°S com os resultados do ROMS. Escala de energia em Sv^2 .

5.2. Correlação Cruzada

As considerações a seguir sobre correlação cruzada foram adaptadas para os objetivos deste trabalho. A série escolhida para ficar fixa foi a do MEI ao passo que as séries das anomalias de TV, TC e RTCV se deslocaram no tempo. Dessa forma, foi possível saber o tempo de resposta das anomalias em relação ao ENOS.

Só foram considerados os pontos com mais de 95% de confiança estatística, ou seja, os que se encontram além da faixa azul. Apenas os *lags* positivos foram considerados, pois eles refletem a resposta da anomalia em função da alteração causada pelo ENOS, como também somente os valores negativos de correlação foram considerados.

Os resultados da correlação cruzada entre as ARTCV e ATV e o MEI estão representados a seguir. Os resultados para ATC foram omitidos por apresentarem a mesma correlação do ATV. O círculo preto delimita a região que preenche os requisitos expostos acima.

A Figura 17 demonstra a correlação entre ARTCV x MEI. É possível identificar dois períodos de correlações estatisticamente confiáveis. O primeiro período ocorre entre o lag 10 e 14. Ou seja, entre 10 e 14 meses após variações no MEI, a série de ARTCV apresentou valores que poderiam ser associados ao fenômeno. Nesse intervalo, a correlação entre as séries varia entre 18% a 27%. O segundo período ocorreu entre 30 e 32 meses após os eventos de ENOS, apresentando uma correlação entre 17-18%. A correlação máxima entre as duas séries foi de 27% quando as séries estavam defasadas 12 meses.

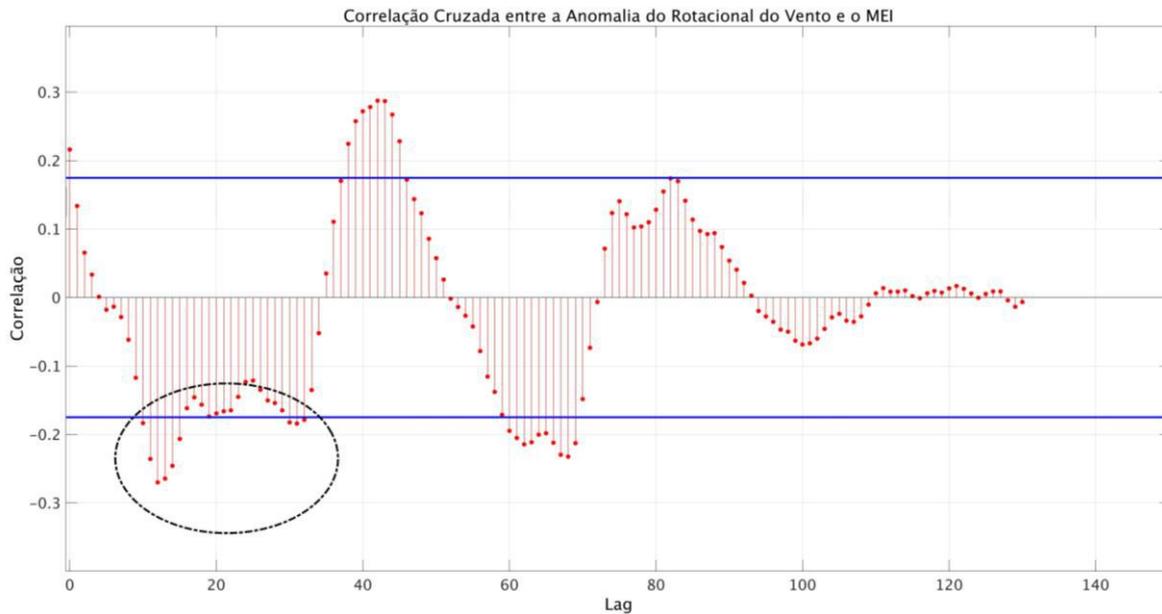


Figura 17 - Correlação entre as séries de ARTCV e MEI. O eixo y indica o valor de correlação, que pode ser positivo (eventos diretamente proporcionais) ou negativo (eventos inversamente proporcionais). O eixo x indica o tempo de defasagem em meses (lag).

Na Figura 18 encontram-se os resultados obtidos com a correlação cruzada para as séries de ATV em 25°S e o MEI. Analisando os resultados para 25°S percebe-se um período de defasagem entre 13 a 20 meses com os valores de correlação variando entre 18-42%. A ATV apresentou valores de correlação próximos a 18% treze meses após os eventos de ENOS. O maior valor de correlação encontrado (42%) ocorreu quando as séries de ATV e MEI estavam defasadas 17 meses. A maior defasagem foi de 20 meses e as séries apresentaram uma correlação de 25% neste ponto.

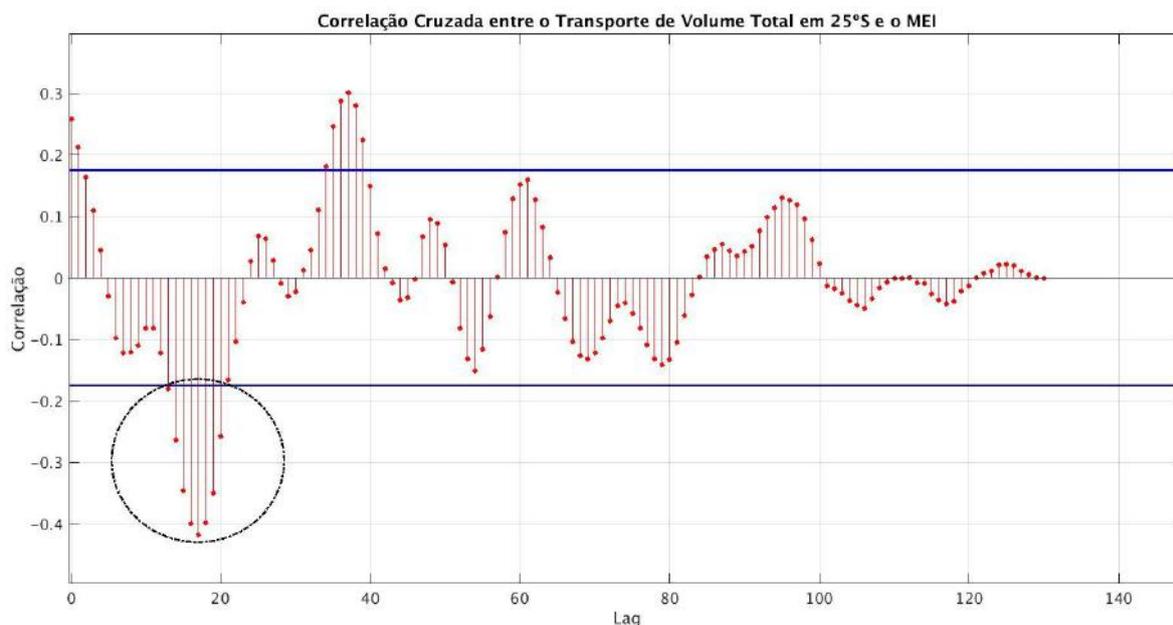


Figura 18 - Correlação entre as séries de ATV em 25°S e MEI. O eixo y indica o valor de correlação, que pode ser positivo (eventos diretamente proporcionais) ou negativo (eventos inversamente proporcionais). O eixo x indica o tempo de defasagem em meses.

A Tabela V sintetiza os principais resultados em termos de defasagem encontrados na análise de correlação.

Tabela IV - Defasagens máximas e mínimas encontradas na análise da correlação entre as séries do MEI e das variáveis. Valores em meses.

	Mín	Máx
ATV em 25°S	13	20
ATC em 25°S	13	20
ARTCV	10	32

Até o presente momento não há nenhum trabalho que investigue a correlação entre a ARTCV, ATV e ATC da CB e eventos de *El Niño*, o que dificulta a comparação com trabalhos pretéritos. Mas trabalhos como o de SOPPA *et al.* (2011) calcularam as correlações entre as anomalias de temperatura da superfície do mar e o *El Niño* 97-98. Foram encontrados valores próximos a 53% em regiões relativamente próximas a 25°S com uma defasagem de

nove meses. Por mais que as variáveis do presente trabalho e de SOPPA *et al.* (2011) sejam diferentes, os valores de correlação e de defasagem entre os séries temporais são muito próximos. Então, infere-se que os resultados encontrados neste trabalho corroboram que os previstos na literatura.

5.3. Estudo de Caso

Após os resultados da correlação cruzada foi possível estimar o período completo do Estudo de Caso. Como dito anteriormente, o período tem início junto com o *El Niño* 97-98, ou seja, março/97 e o final seria o mês do fim do *El Niño* 97-98 somado com o valor da maior defasagem entre os sinais. Dessa forma, espera-se que seja contemplado todo o período sob a influência do fenômeno.

A maior defasagem encontrada para a ATV foi 20 meses e de 32 meses para ARTCV. Então, foi considerada a maior defasagem em comum entre as variáveis, ou seja, 20 meses. Com isso, o período do Estudo de Caso se inicia em março de 1997 e termina em março de 2000 (Figura 19).

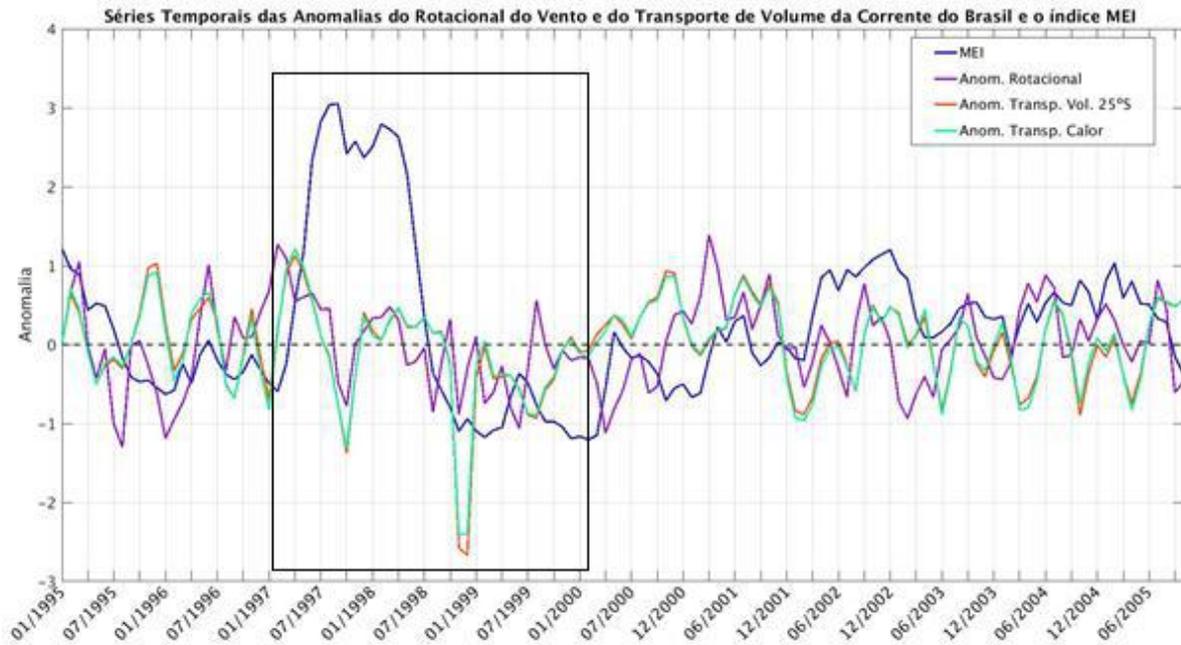


Figura 19 – Séries temporais das anomalias de transporte de volume e calor em 25°S e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento. A área demarcada refere-se ao período do Estudo de Caso.

5.3.1. Anomalia do rotacional do vento

A Figura 20 representa a ARTCV e o MEI apenas para o período do Estudo de Caso. A análise das anomalias permite observar se houve intensificação (anomalia negativa) ou desintensificação (anomalia positiva) do RTCV para a região considerada.

A ARTCV oscilou entre valores positivos e negativos ao longo de toda série temporal, mas, mesmo com esse padrão, a ARTCV permaneceu grande parte do tempo negativa, demonstrando que houve uma intensificação do RTCV. Em novembro/98 ocorreu uma intensificação da ARTCV com anomalias em torno de -0,67, 14 meses após o maior valor retratado de *El Niño* pelo MEI. O pico da ARTCV foi em março/99, quando alcançou valores próximos a -1.17.

Como dito anteriormente, Em anos de *El Niño*, a célula de Hadley se intensifica e conseqüentemente há intensificação da ZCIT. Por conseguinte, o RTCV na região do

Atlântico Sul também se intensifica e apresenta valores mais negativos (CUNHA *et al.*, 2011). O predomínio de anomalias negativas no período do Estudo de Caso pode estar associado ao *El Niño* 97-98, pois, como descrito por CUNHA *et al.* (2011) é esperado esse comportamento.

O maior valor de anomalia encontrado para o período foi em março/99, que pode estar associado ao deslocamento da ZCIT mais para sul, que segundo UVO (1989) ocorre nos meses de março e abril.

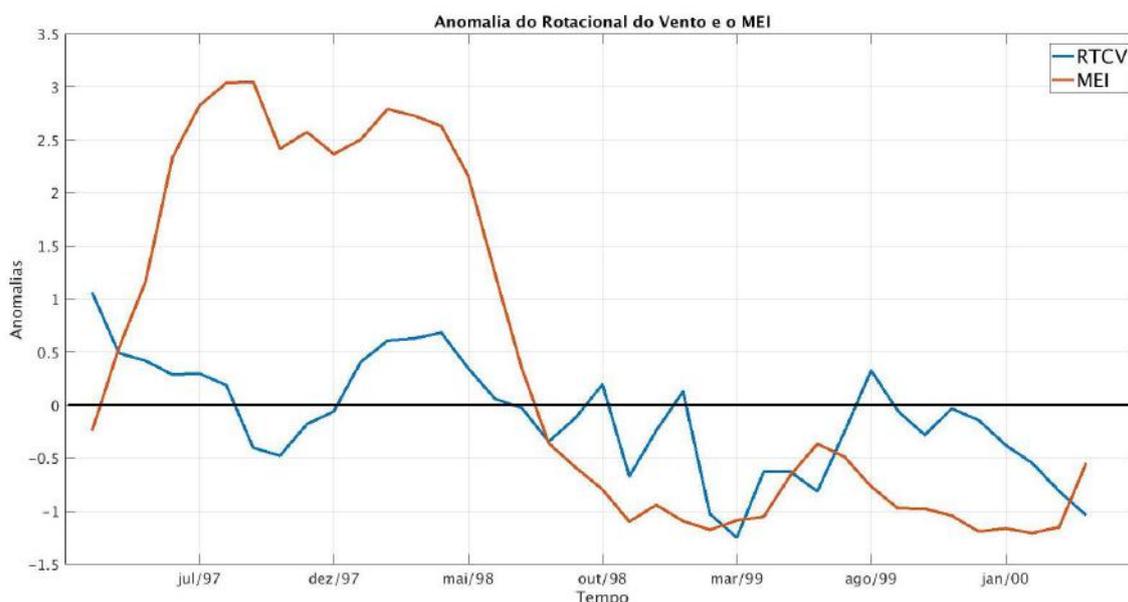


Figura 20 – Séries temporais do MEI e da Anomalia do Rotacional da tensão de cisalhamento do vento para o período do Estudo de Caso.

5.3.1.1. Rotacional da tensão de cisalhamento do vento

O RTCV ao longo de toda costa brasileira apresentou valores predominantemente negativos para o período do estudo de caso (Figura 21). A máxima magnitude do RTCV foi de $-6,80 \times 10^{-8} \pm 1,70 \times 10^{-8} \text{ N/m}^3$ em novembro de 1998. A média para toda a região foi de $-3,22 \times 10^{-8} \pm 1,70 \times 10^{-8} \text{ N/m}^3$ com valores máximos de $-5,48 \times 10^{-9} \pm 1,70 \times 10^{-8} \text{ N/m}^3$. A

Tabela VI indica os valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão encontrados para o RTCV durante o período do Estudo de Caso.

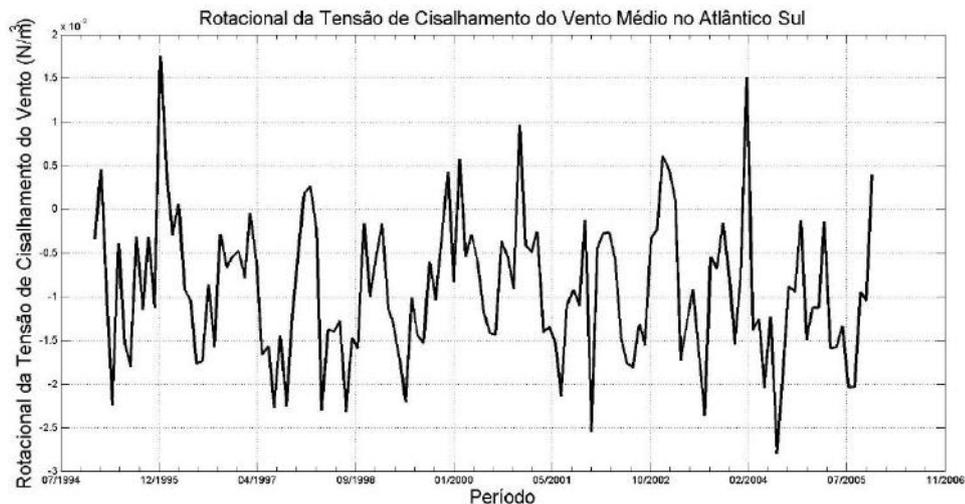


Figura 21 – Série temporal do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para a região entre 2,5°S e 30°S e 50°W e 30°W.

Tabela V - Os valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão do RTCV.

	Média	Mín	Máx	Desvio Padrão
RTCV	$-3,22 \times 10^{-8}$	$-6,80 \times 10^{-8}$	$-5,48 \times 10^{-9}$	$1,70 \times 10^{-8}$

A Figura 22 representa o campo do RTCV, onde os vetores representam a direção e a escala de cor representa a magnitude (N/m^3). Não há muitos estudos sobre o RTCV em áreas setorizadas do Atlântico Sul, mas sim, sobre ele como um todo. Isso dificulta comparar com trabalhos pretéritos, uma vez que os resultados sobre todo o Atlântico Sul apresentam médias mais suaves e valores mínimos e máximos que podem estar além da área deste trabalho.

De toda forma, trabalhos semelhantes aos objetivos deste serão utilizados para fins de comparação. CARVALHO (2014) avaliou as mudanças no transporte da CB em decorrência da migração e intensificação dos ventos de oeste. Para alcançar este objetivo, analisou o

RTCV no Atlântico Sul utilizando resultados da Reanálise I do NCEP/NCAR. O trabalho calculou o RTCV para toda a área do Atlântico Sul com valores médios mensais de 1960 a 2010. Os resultados obtidos apresentaram valores do RTCV negativos ao longo de toda costa brasileira, atingindo em alguns pontos $-0,5 \text{ N/m}^3$.

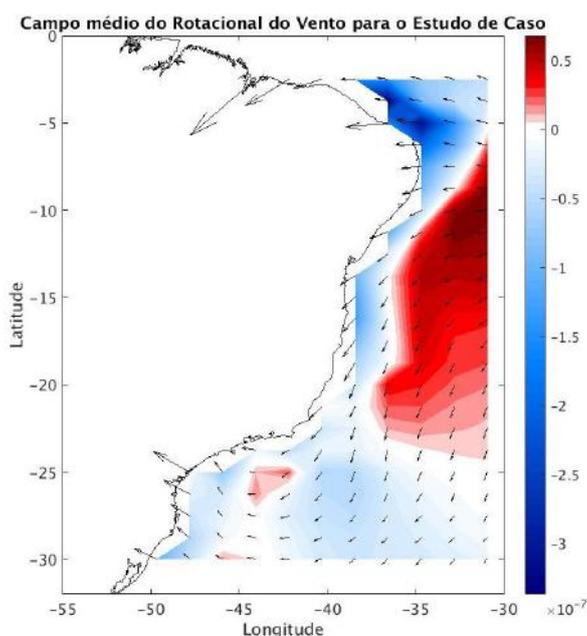


Figura 22 - Campo médio de tensão de cisalhamento do vento do HadGEM2-ES calculado de março de 1997 a junho de 2000. Os valores encontram-se em N/m^3 .

5.3.2. Anomalias do Transporte

A análise das séries de anomalias de transporte permite verificar se houve um aumento ou diminuição dos transportes nas seções. TORRES JR. (2005) constatou em seus estudos que as alterações decorrentes de fenômenos de *El Niño* aumentam os transportes da CB. Então, em tese, provavelmente o escoamento da CB seria intensificado frente a cenários de *El Niño*.

Na Figura 23 são apresentadas as séries do MEI e da ATV em 25°S. A anomalia de TC para a seção foi omitida por apresentar o mesmo comportamento de TV. As anomalias negativas presentes na série indicam que houve aumento nos transportes, em direção sul e a anomalia positiva indica redução nos transportes para sul. A ATV no início do período não

apresentou um padrão bem definido, oscilando entre anomalias positivas e negativas, inclusive pode ser visto um pico de anomalia negativa em setembro/97, 6 meses após o início do *El Niño* 97-98. Provavelmente esse pico não foi influenciado pelo evento em análise, pois de acordo com os resultados da correlação, o menor valor de defasagem estatisticamente confiável encontrado foi de 9 meses. Logo, esse pico de anomalia negativa provavelmente não estaria matematicamente correlacionado ao *El Niño* 97-98. A partir de setembro/98, a ATV teve uma intensificação brusca até atingir o seu ápice, em novembro/98. Após o ápice, a ATV desintensificou, mas permaneceu negativa até novembro/99. A partir de dezembro/99, a anomalia oscilou entre valores positivos e negativos até ficar predominantemente positiva, provavelmente sendo influenciada por variabilidades que não foram abordadas neste trabalho.

A ATC apresentou um comportamento similar à ATV, exceto em novembro/98, no momento do pico de anomalia, que a magnitude da ATC foi menor quando comparada com a ATV.

A anomalia de TV demonstrou que houve um período que se manteve predominantemente negativo, isso significa que houve uma intensificação do TV. Esse período teve início em setembro/98, 18 meses após o início do *El Niño* 97-98, e se manteve até novembro/99, ou seja, 16 meses após o fim do *El Niño* 97-98. O tempo de duração desse período foi de 14 meses. O maior valor de anomalia de transporte foi encontrado em novembro/98, mesmo período do maior valor encontrado para a anomalia do RTCV, ou seja, 14 meses após o maior valor positivo reportado no MEI.

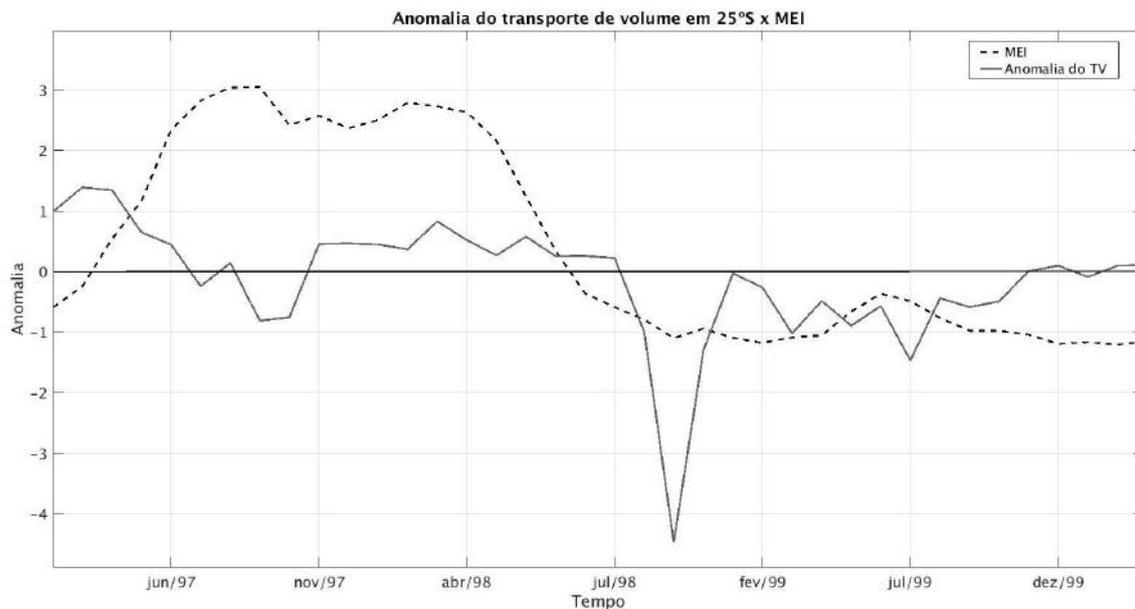


Figura 23 - Representação das anomalias dos transportes de volume e calor em 25°S x MEI limitado para o período do Estudo de Caso (mar/97 a mar/00).

5.3.2.1. Transporte de Volume

O transporte de volume médio para a seção foi de $-4,0 \pm 3,8$ Sv atingindo valores máximos de $1,2 \pm 3,8$ Sv em abril/97 e mínimos de $-19,6 \pm 3,8$ em novembro/98. A Tabela VII sumariza os valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão encontrados para o TV durante o período do Estudo de Caso.

Alguns trabalhos realizados na seção de 25°S, como CAMPOS *et al.* (1995), encontraram valores de 7,3 Sv em 500 m de profundidade e 8,8 Sv em 900 m utilizando dados hidrográficos. PETERSKIH (1999), também utilizando dados hidrográficos, encontrou valores de 10,1 Sv para a profundidade de 730 m. Como pode-se perceber, todos esses trabalhos estudaram a CB em uma profundidade muito superior a estudada no presente trabalho, então uma comparação com os resultados deste trabalho não seria adequada.

Tabela VI - Valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão do transporte de volume para 25°S. Os valores estão em Sv e os negativos refletem o transporte para sul e os positivos para norte.

TV	Média	Mín	Máx	Desvio Padrão
CB	-4,0	-19,6	1,2	3,8

5.3.2.2. Transporte de Calor

Os valores médios, máximos e mínimos de TC para CB foram, respectivamente, -360,7, 82,5 e -1585,3 \pm 380,1 TW. A Tabela VIII retrata os valores médios, máximos, mínimos e o desvio padrão encontrados para o TC durante o período do Estudo de Caso.

Não há muitos trabalhos que tenham investigado o TC somente da CB. Um deles é o de VIANNA (2012), que a partir de resultados da reanálise oceânica do SODA estimou o TC em três seções limitadas pela costa brasileira até a borda exterior da plataforma continental brasileira: 23°S, 25°S e 30°S. O valor médio encontrado para a seções de 25°S foi de -0,23 \pm 0,27 PW. Sendo que 1 PW = 1000 TW. Ou seja, convertendo os valores encontrados pelo autor em 25°S este seria próximo a -230 \pm 270 TW. Deve-se considerar que VIANNA (2012) utilizou 44 anos de resultados.

Tabela VII - Valores médios, máximos, mínimos, desvio padrão do transporte de calor para 25°S. Os valores estão em TW e os valores negativos refletem o transporte para sul e os positivos para norte.

TC	Média	Mín	Máx	Desvio Padrão
CB	-360,7	-1585,3	82,5	380,1

6. Conclusões

O objetivo principal deste trabalho foi avaliar a variabilidade do transporte de volume e calor da CB sob influência de um episódio do *El Niño* 97/98 e o tempo de defasagem entre a ocorrência de anomalias de variáveis atmosféricas e oceanográficas associadas ao ENSO no Pacífico Equatorial (representadas pelo MEI) e anomalias de variáveis atmosféricas e oceânicas no Atlântico Sul. Os resultados obtidos neste trabalho revelaram a ocorrência de variabilidade interanual nos transportes oceânicos associados à CB e sua potencial associação com o evento de *El Niño* 97-98.

As análises de ondaleta com o transporte de volume com os resultados do ROMS não apresentaram a variabilidade esperada para os fenômenos *El Niño*, ou seja, entre 2 e 8 anos. Os resultados apresentaram uma região de alta energia entre 8 e 16 meses, que em tese, não seria característica do fenômeno. Porém, tal fato pode estar associado a pequena extensão da série das variáveis analisadas (10 anos) para estudar um fenômeno que possui uma variabilidade que pode chegar a 8 anos e isso pode ter influenciado nos resultados obtidos pelo método utilizado. Porém, a mesma análise foi realizada para os resultados do HadGEM2-ES e foi encontrada uma região de alta energia entre aproximadamente 3 e 5 anos. Indicando que os resultados estavam representando a variabilidade associada ao fenômeno ENOS.

Considerando o estudo de caso, as análises das séries temporais das anomalias em conjunto com a análise da correlação cruzada permitiram estimar a defasagem entre o episódio de *El Niño* 97-98 e a possível resposta no TV, TC e RTCV. A resposta nos transportes, possivelmente, ocorreu após 18 meses do início do *El Niño* 97/98, ou seja, em setembro/98. O *El Niño* 97-98 teve fim em julho/98. Isso significa que os transportes da CB foram provavelmente influenciados pelo fenômeno após 2 meses do término dele e que permaneceram sob sua influência por 14 meses (set/98 a nov/99), quase o tempo de duração

do *El Niño* 97-98 que foi de 16 meses. A ARTCV por mais que tenha permanecido negativa grande parte do período oscilou muito, provavelmente influenciada por outras variabilidades não abrangidas neste trabalho. Apesar desse fato dificultar a estimativa exata da intensificação é possível observar que junto ao pico da ATV e ATC houve também um pico de ARTCV, ou seja, o RTCV apresentou uma intensificação em conjunto com os picos de TV e TC.

Na análise da correlação cruzada também foi possível identificar, além da defasagem entre as séries, a correlação entre elas. Foram encontrados valores de correlação entre ATV e ATC e o MEI variando entre 18-41% quando as séries estavam deslocadas no tempo entre 10-20 meses (25°S). Para ARTCV e o MEI foram encontrados valores de correlação entre 18-27% quando as séries estavam defasadas 10-14 meses e 17-18% quando estavam defasadas 30-32 meses. Ou seja, os valores de defasagem encontradas nas análises das anomalias (18 meses entre o *El Niño* 97-98 e a resposta da TV e TC; 14 meses entre o pico do MEI e o do TV, TC e RTCV; TV e TC permaneceram provavelmente sob influência do *El Niño* 97-98 por 14 meses) estão dentro dos limites encontrados com os cálculos de correlação.

Por fim, esse trabalho conseguiu estimar que as séries de transportes de volume e calor e do rotacional do vento apresentam uma relação de interdependência com o evento *El Niño*.

7. Sugestão para trabalhos futuros

Para aumentar a compreensão das variabilidades da CB associadas ao *El Niño* sugere-se como melhorias para trabalhos futuros utilizar uma série temporal maior e com resolução superior a 1/3°. Outro ajuste que poderia melhorar a consistência dos resultados seria estudar o sistema Corrente do Brasil, que avaliaria os impactos ao longo de toda coluna d'água e também permitiria inferir a resposta de cada massa d'água separadamente. Análisar a CB em mais seções também aumentaria a compreensão da mesma.

8. Referências Bibliográficas

- ASSAD, L. P. F. **Influência do Campo de vento anômalo tipo ENSO na Dinâmica do Atlântico Sul**. 2006. 222 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- ASSAD, L. P. F.; BÖCK, C. S.; CANDELLA, R. N.; LANDAU, L. Influence of *El Niño* Wind Stress Anomalies on South Brazil Bight Ocean Volume Transports. **Int. J. Oceanogr.**, p. 1-15, 2015.
- BJERKNES, J. A Possible Response of the Atmospheric Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature. **Tellus**, V. 18, N. 4, p. 820-829, 1966.
- BJERKNES, J. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. **Mon. Weather Rev.**, v. 97, n. 3, p.163-172.; 1969.
- BOCK, C.; S. **Variabilidade dos Transportes Oceânicos da Corrente do Brasil em um Cenário de Emissões do IPCC**. 2015. 278 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.
- BRAGA, E. S.; NIENCHESKI, L. F. H. Composição das massas de água e seus potenciais produtivos na área entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA L. S. **O ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2006. 161-218. Disponível em: (<http://www.edusp.com.br/detlivro.asp?id=409486>).
- BROWN, E.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D.; WRIGHT, J. **Ocean Circulation**. 2. ed. Boston: Open University, 2001. p. 386.
- CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E.; IKEDA, Y. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight summer of 1991. **J. Geophys. Res.**, 100, n. C9, p. 18537-18550, 1995.
- CAMPOS, E.; BUSALACCHI, A.; GARZOLI, S.; LUTJEHARMS, J.; MATANO, R.; NOBRE, P.; OLSON, D.; PIOLA, A.; TANAJURA, C.; WAINER, I. The south atlantic and the climate. In: CONFERENCE STATEMENT OF THE FIRST INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE OCEAN OBSERVING SYSTEM FOR CLIMATE (OCEANOBS99). 1999, St Raphael, France. **Proceedings...** 1999.
- CARVALHO, J. S. **Variabilidade de longo-termo do transporte da Corrente do Brasil ao longo de 30° S: Um estudo numérico**. 2014. 90 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- CASTRO, B. M.; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S-P. (Eds.). **O ambiente oceanográfico**

da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil. 1. ed. São Paulo: EDUSP, 2006. p. 472.

CATALDI, M. **Estudo numérico da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical e do Pacífico Equatorial no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil**. 203f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

CAVALCANTI, I. F. A., SHIMIZU, M. H., 2012. “Climate fields over South America and variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES”, **American Journal of Climate Change**, v. 1, pp. 132–144.

COLBERG, F., REASON, C. J. C., RODGERS, K., 2004. **South Atlantic response to ENSO induced climate variability in an OGCM**. *J. Geophys. Res.*, 109, C12015, doi:10.1029/2004JC002301.

COLLINS, W. J.; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N.; HALLORAN, P.; HINTON, T.; HUGHES, J.; JONES, C. D.; JOSHI, M.; LIDDICOAT, S.; MARTIN, G.; O’CONNOR, F.; RAE, J.; SENIOR, C.; SITCH, S.; TOTTERDELL, I.; WILTSHIRE, A.; WOODWARD, S. Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2, **Geosci. Model Dev. Discuss.**; v. 4, 997–1062, 2011. DOI:10.5194/gmdd-4-997-2011.

CUNHA, G. R.; PIRES, J. L. F.; DALMAGO, G. A.; SANTI, A.; PASINATO, A.; SILVA, A. A. G.; ASSAD, E. D.; ROSA, C. M.. *El Niño/La Niña: oscilação sul e seus impactos na agricultura brasileira: fatos, especulações e aplicações*. **Revista Plantio Direto**, v. 20, n. 121, p. 18-22, 2011.

DIAZ, A.E.; STUDZINSKI, C.D.; MECHOSO, C.R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climate**, Boston, v.11, n.2, p.251-271, 1998.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MÍRANDA, L. B. A note on the transport of the Brazil Current. **J. Phys. Oceanogr.**; v. 13, n. 9, p.1732-1738, 1983.

EVANS, D.L.; SIGNORINI, S.R. Vertical structure of the Brazil Current. **Nature**, v. 315, n. 6014, p. 48-50, 1985.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N.G.S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **RBCLima**, v. 1, n. 1. p.15-28, 2005.

GARZOLI, S.L.; BARINGER, M.O. Meridional heat transport determined with expandable bathythermographs – Part II: South Atlantic transport. **Deep. Sea. Res. Part 1**, v. 54, p. 1402-1420, 2007.

GARZOLI, S. L.; BARINGER, M. O.; DONG, S.; PEREZ, R. C.; YAO, Q. South Atlantic meridional fluxes, **Deep. Sea. Res. Part 1**, v. 71, p. 21–32, 2013. DOI:10.1016/j.dsr.2012.09.003.

GORDON, A.L. Inter ocean exchange of thermocline water. **J. Geophys. Res.**; v. 91, n. C4, p.5037-5046, 1986.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, 1097-1107, 1984.

HILDEBRANDSSON, H. H. Quelques recherches sur les entres d'action de l'atmosphère. **K. Sven. Vetenskapsakad. Handl.**, v. 29, n. 3, p. 1–33, 1897.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. **Mon. Weather Rev.** v. 109, p. 813-829, 1981.

HOU, A. Y. Hadley Circulation as a Modulator of the Extratropical Climatic. **J. Atmospheric Sci.**, v. 55, p. 2437-2457, 1997.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; SOUZA, R.A.F.; GARCIA, S.R.; CALHEIROS, A.J., 2016. *El Niño e La Niña* dos últimos 30 anos: diferentes tipos. **Revista Climanalise**. Edição Comemorativa de 30 anos.LAU, K. M.; WENG, H. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 76, p.2391–2402, 1995.

LAY, J. A.; AIELLO, J. L. Relaciones entre el MEI (Multivariate ENSO Index) y las precipitaciones en la Argentina continental. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE METEOROLOGIA, 2001, Buenos Aires, Argentina. **Anais...** 2001.

LENTINI, C.A.D., PODESTÁ, G.G., CAMPOS, E.J.D., OLSON, D.B., 2001. Sea surface temperature anomalies on the Western South Atlantic from 1982 to 1994. **Continental Shelf Research**. v.21. p89-112.

LOCKYER, N.; LOCKYER, W. J. S. On some phenomena which suggest a short period of solar and meteorological changes, **Proc.Roy. Soc. London**, v. 70, p.500–504, 1902.

MÉMERY, L.; ARHAN, M.; ALVAREZ-SALGADO, X. A.; MESSIA, M. J.; MERCIER, H.; CASTRO, C. G.; RIOS, A. F. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. **Prog. Oceanogr.**, v. 47, 69–98, 2000.

MCPHADEN, M. J., 1999. Genesis and evolution of the 1997-98 *El Niño*. **Science** 283: 950-954.

MORAES, B. S.; SANTOS, C. A. G.; SILVA, G. B. L., 2009. Análise da influência do ENOS na precipitação da Paraíba e Santa Catarina através da cross wavelet transform, **XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**.

- MORLET J. (1983) Sampling Theory and Wave Propagation. In: CHEN C.H. (eds). **Issues in Acoustic Signal — Image Processing and Recognition. NATO ASI Series (Series F: Computer and System Sciences)**, 1 ed. Berlin: Springer, 1983, p. 233-261.
- MOY, C. M.; SELTZER, G. O.; RODBELL, D. T.; ANDERSON, D. M. Variability of *El Niño*/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, **Nature**, v. 420, p. 162-165, 2002.
- MULLER, T. J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N.; NONATO, L. V. Direct measurements of the western boundary currents between 20°S and 28°S. *J. Geophys. Res.*, v. 103, n. C3, p. 5429–5437, 1998.
- OLIVEIRA, G.S.; SATYAMURTY, P., 1998. O *El Niño* de 1997/98: evolução e impactos no Brasil. **X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, realizado de 26 a 30 de outubro de 1998. Brasília-DF. Resumos expandidos.
- PETTERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level Circulation in the South Atlantic. **Ocean.Prog. Oceanogr.**, v. 26, p.1–73, 1991.
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R.; AZEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R., 2009. Multi-year measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the brazil-malvinas confluence region. **Journal Geophysical Research**, 114, 19103-19122.
- PIOLA, A. R.; MATANO, R. P. Brazil and Falklands (Malvinas) currents. In: STEELE, J. H. (eds). **Encyclopedia of Ocean Sciences**, Oxford: Academic Press, 2001. p. 340–349.
- PITERSKIH, A. Variação espacial em lrga escala do transporte de volume geostrófico na região oeste do Atlântico Sul em: Santos (25°S45°W), Rio Grande (31°S50°W) e Canal de Vema (31°S39°W). Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, 1999. 134 p.
- PHILANDER, S.G.H. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press inc., 1990. p.293.
- SANTOS, C. A. G.; FREIRE, P. K. M. M.; TORRENCE, C. A transformada wavelet e sua aplicação na análise de séries hidrológicas. **Rev. Bras. Recur. Hídricos**, v. 18, n. 3, p.271-280, 2013.
- SILVA, J. F.; 2000. *El Niño, o fenômeno climático do século*. 1.ed. Brasília: Thesaurus Editora, 2000. 139p.
- SILVEIRA, I. C. A. D., A. C. K. SCHMIDT, E. J. D. CAMPOS, S. S. D. GODOI, E Y. IKEDA, 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Rev bras. oceanogr.*, 48(2), p. 171–183.
- SILVA, J. F., 2000. *El Niño, o fenômeno climático do século*. 1.ed. Brasília: **Thesaurus Editora**, 2000. 139p.

SILVEIRA, I. C. A. **O Sistema Corrente do Brasil na Baía de Campos, RJ.** 2007. 181 f. Tese (Livre Docência) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

SINCLAIR, M. R.; RENWICK, J. A.; KIDSON, J. W. Low-Frequency Variability of Southern Hemisphere Sea Level Pressure and Weather System Activity, **Mon. Weather Rev.**, v. 125, p. 2532-2543, 1997.

SOPPA, M.A.; SOUZA, R.B.; PEZZI L.P., 2011. Variabilidade das anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Sudoeste e sua relação com o fenômeno *El Niño*-Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 347-363.

SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; MIRANDA, J. A. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S?. **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, L03607, 2011.

STOMMEL, H. **The Gulf Stream: a physical and dynamical description.** Berkeley : University of California Press. 1965. P. 202.

STRAMMA, L. The Brazil Current Transport South of 23°S. **Deep Sea Res.**, v. 36, n. 4, p. 639-646, 1989.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**; v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999.

STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep Sea Res.**, v. 46, n. 3, p. 279-303, 1999.

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. **The Oceans: their physics, chemistry and general biology.** Englewood Cliffs: Prentice-Hall Inc., 1942. p.1087.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 79, 61-78, 1998.

TORRES JUNIOR, A.R. *Estudo numérico sobre tele-conexão atmosférica entre fenômenos oceânicos do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul.* Tese de D.Sc., Programa de Engenharia Oceânica da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2005.

TOSTE, R., ASSAD, L.P.F., LANDAU, L. Downscaling of the global HadGEM2- ES results to model the future and present- day ocean conditions of the southeastern Brazilian continental shelf. **Clim. Dyn.** 2017. DOI 10.1007/s00382-017-3911-7.

TRENBERTH, K. E. The definition of *El Niño*. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 78, p. 2771–2777, 1997.

TRENBERTH, K. E.; STEPANIAK, D. P. Indices of *El Niño* evolution. **J. Clim.**, v. 14, p. 1697–1701, 2001.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A., 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, 4(7), p. 34-40.

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **J. Climate**. v. 10, p. 2904–2920, 1997.

VIANNA, V.P.D., 2012. Variabilidades interanuais do transporte de volume e fluxo advectivo de calor sobre a plataforma continental brasileira entre as latitudes de 23°S e 30°S. Dissertação de mestrado. Programa de Engenharia Civil - COPPE/UFRJ. 71 p

WALKER, G. T. Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather. **Mem. Indian Meteorol. Dep.**, v. 24, p. 275-332, 1924.

WANG, C.; WEISBERG, R.H., 2000. The 1997-98 *El Niño* evolution relative to previous *El Niño* events. **Journal of Climate** 13: 488-501.

WITTER, D. L.; GORDON, A. L. Interannual variability of South Atlantic circulation from four years of TOPEX/POSEIDON satellite altimeter observations. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. 20, p. 927-948, 1999.

WOLTER K.; TIMLIN M. S., 1998. Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? **Weather**, v. 53, p. 315-324.

WOLTER, K.; TIMLIN, M. S., 2011: *El Niño*/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). **Intl. J. Climatology**, 31, 14p., 1074-1087.

ZEMBA, J. C. **The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South**. 1991. 160 f. Tese (Doutorado). Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 1991.