

Eric Nardi

**Análise da energética da Corrente do Brasil na
região do Cone do Rio Grande**

Rio Grande

2013

Eric Nardi

Análise da energética da Corrente do Brasil na região do Cone do Rio Grande

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto de Oceanografia da Universidade Federal do Rio Grande como requisito para a obtenção do grau de Mestre em Oceanografia Física, Química e Geológica.

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

Orientador: José Luiz Lima de Azevedo

Rio Grande

2013

[folha de aprovação]

Resumo

A Corrente do Brasil, enquanto flui ao longo da costa Sul do Brasil, possui alta atividade de mesoescala. Frequentemente é observado sobre a região do Cone do Rio Grande, na Bacia de Pelotas, grande quantidade de atividade de mesoescala, com meandros e formação de vórtices, que influenciam na troca de água entre o oceano aberto e a plataforma continental. O presente trabalho mostra um estudo da influência desta feição batimétrica, o Cone do Rio Grande, sobre os processos de instabilidade da Corrente do Brasil.

Foi utilizado, como ferramenta para esse estudo, a modelagem numérica, com simulações em uma grade de alta resolução ($1/32^\circ$) contendo o Cone do Rio Grande, aninhada em uma simulação global de resolução menor. Para se entender o efeito que o Cone do Rio Grande causa sobre a Corrente do Brasil, foram criados dois experimentos: um experimento utiliza uma batimetria realística, e o outro contempla uma batimetria onde o Cone do Rio Grande foi artificialmente removido.

Com os dados obtidos das simulações, utilizou-se da teoria energética para cálculo das principais formas de energia dos oceanos, bem como dos diferentes termos que compõem as equações de balanço de cada forma de energia. A partir desses termos, é possível entender como ocorrem as conversões de uma forma de energia para outra. Essas conversões estão diretamente ligadas com processos de instabilidade, sendo que uma instabilidade barotrópica envolve a conversão de energia cinética média para energia cinética turbulenta, e uma instabilidade baroclínica envolve conversão de energia potencial média para turbulenta, que pode então se converter em energia cinética turbulenta.

As quantidades de energia e as taxas de conversão foram quantificadas e comparadas entre os dois experimentos numéricos, e constatou-se que o Cone do Rio Grande tem influência direta sobre os processos de conversão de energia na Corrente do Brasil. Quando a corrente passa sobre o Cone do Rio Grande, a energia do campo médio é convertida para o campo turbulento, tanto por conversão barotrópica quanto baroclínica e, de forma similar à Corrente do Golfo, que já foi bastante estudada nesse aspecto, as conversões baroclínicas se mostram mais intensas. As altas taxas de conversão de energia na Corrente do Brasil, ao fluir pelo Cone do Rio Grande, sugerem que grande parte da atividade de mesoescala da região está associada a esta feição batimétrica.

Palavras-chaves: Corrente do Brasil, Cone do Rio Grande, energia cinética, energia potencial, conversão de energia, instabilidades barotrópicas, instabilidades baroclínicas.

Abstract

The Brazil Current, flowing by Brazil's Southern Coast, shows high mesoscale activity. It is frequently observed around the region of Rio Grande's Cone, in Pelotas Bight, a high amount of mesoscale activity, with meanders and eddy formation that influence the exchange of water between the open ocean and the continental shelf. The present work shows a study of the influence of this bathymetric feature — the Rio Grande's Cone — over instability processes on Brazil Current.

Numerical modeling was used as a tool to this study, with simulations on a high resolution grid ($1/32^\circ$) containing Rio Grande's Cone, nested on a lower resolution global simulation. To understand the effect of Rio Grande's Cone over Brazil Current, two experiments were created: one with a realistic bathymetry, and another one in which Rio Grande's Cone was artificially removed.

With data obtained from the simulations, the energetic theory was used for calculation of the main forms of energy in the oceans, as well as the many terms in the budget equation of each form of energy. From these terms, it is possible to understand the way energy is converted from one form to another. These conversions are directly related to instability processes. A barotropic instability involves conversion of mean kinetic energy to turbulent, or eddy kinetic energy, and a baroclinic instability involves conversion of mean potential energy to eddy potential energy, which can be converted into eddy kinetic energy.

The energy quantities and the conversion rates were quantified and compared between the two numerical experiments, and it was stated that Rio Grande's Cone directly influences energy conversion processes on Brazil Current. When the current flows over Rio Grande's Cone, energy from the mean field is converted into the turbulent field, by both barotropic and baroclinic conversions, the latter being intenser, similarly to the Gulf Stream, that has been widely studied in this aspect. The high rates of energy conversion on Brazil Current when flowing over Rio Grande's Cone suggest that great portion of the region's mesoscale activity is associated with this bathymetric feature.

Key-words: Brazil Current, Rio Grande's Cone, kinetic energy, potential energy, energy conversion, barotropic instabilities, baroclinic instabilites.

Lista de ilustrações

| | |
|--|----|
| Figura 1 – Representação esquemática da circulação de larga escala superficial para o Outono no oceano Atlântico Sul | 8 |
| Figura 2 – Imagem tridimensional da batimetria na região do Cone do Rio Grande . . . | 10 |
| Figura 3 – Imagens de satélite da temperatura superficial do mar | 11 |
| Figura 4 – Mapa batimétrico da região da <i>South Atlantic Bight</i> , evidenciando o <i>Charleston Bump</i> | 13 |
| Figura 5 – Disposição das variáveis em um ponto da grade do ROMS | 16 |
| Figura 6 – Grade numérica criada para as simulações | 19 |
| Figura 7 – Seção vertical mostrando a discretização vertical no domínio | 19 |
| Figura 8 – Mapas da batimetria utilizada nas simulações | 21 |
| Figura 9 – Localização do transectos | 24 |
| Figura 10 – Seção vertical da velocidade média de corrente | 26 |
| Figura 11 – Linhas de Corrente e Velocidade Média em 200m | 27 |
| Figura 12 – Perfis verticais da velocidade média | 28 |
| Figura 13 – Mapas da Energia Cinética Média em 200m | 30 |
| Figura 14 – Perfis verticais da Energia Cinética Média | 31 |
| Figura 15 – Mapas da Energia Cinética Turbulenta em 200m | 33 |
| Figura 16 – Perfis verticais da Energia Cinética Turbulenta | 34 |
| Figura 17 – Mapas da Energia Potencial Média em 200m | 36 |
| Figura 18 – Perfis verticais da Energia Potencial Média | 37 |
| Figura 19 – Perfis verticais da temperatura média | 38 |
| Figura 20 – Mapas da Energia Potencial Turbulenta em 200m | 39 |
| Figura 21 – Perfis verticais da Energia Potencial Turbulenta | 40 |
| Figura 22 – Mapas do termo de Conversão Barotrópica em 200m | 42 |
| Figura 23 – Perfis verticais do termo de Conversão Barotrópica | 43 |
| Figura 24 – Perfis horizontais da velocidade perpendicular aos transectos | 44 |
| Figura 25 – Mapas do termo de Conversão Baroclínica em 200m | 46 |
| Figura 26 – Perfis verticais do termo de Conversão Baroclínica | 47 |
| Figura 27 – Perfis verticais da velocidade perpendicular aos transectos no núcleo da Corrente do Brasil | 48 |
| Figura 28 – Mapas do termo de $TECM_TR$ em 200 m de profundidade | 50 |
| Figura 29 – Diagramas de Lorenz para cada transecto | 51 |
| Figura 30 – Diagrama de Lorenz parcial | 65 |
| Figura 31 – Diagrama de Lorenz completo | 67 |

Sumário

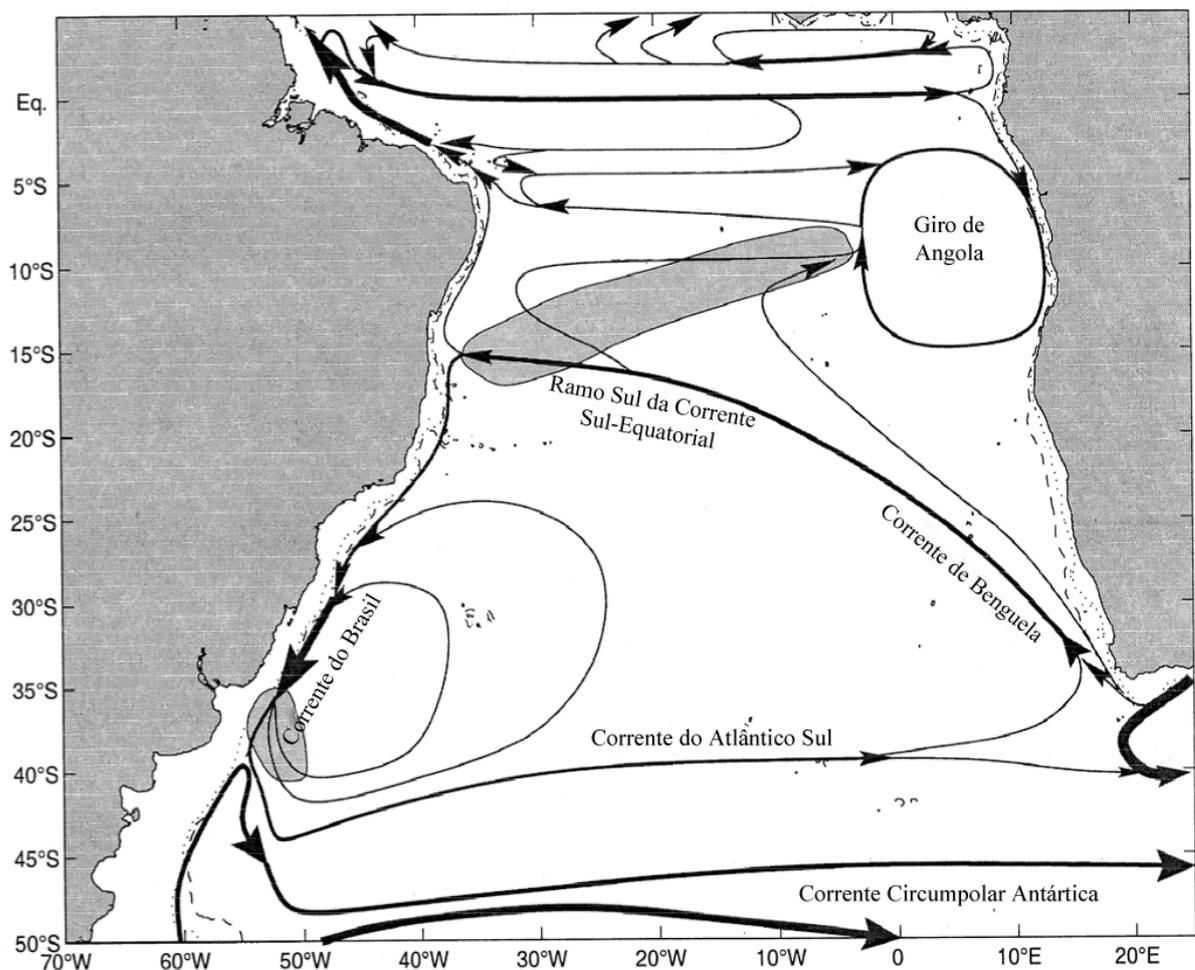
| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introdução | 8 |
| 1.1 | Corrente do Brasil | 9 |
| 1.2 | Cone do Rio Grande | 9 |
| 1.3 | Motivação | 10 |
| 1.4 | Antecedentes | 12 |
| 1.5 | Objetivo | 14 |
| 2 | Material e Métodos | 15 |
| 2.1 | Modelo Numérico | 15 |
| 2.1.1 | O ROMS | 15 |
| 2.2 | Conjunto de Dados Utilizados | 16 |
| 2.2.1 | Linha de Costa | 17 |
| 2.2.2 | Batimetria | 17 |
| 2.2.3 | Forçantes Superficiais | 17 |
| 2.2.4 | Condição Inicial e de Contorno | 17 |
| 2.3 | Configuração do modelo e cenários simulados | 18 |
| 2.3.1 | Grade numérica | 18 |
| 2.3.2 | Batimetria | 20 |
| 2.3.3 | Forçantes superficiais | 20 |
| 2.3.4 | Condições iniciais e de contorno | 21 |
| 2.3.5 | Relaxamento e camada de esponja | 22 |
| 2.3.6 | Outras configurações e procedimentos | 22 |
| 2.4 | Cálculos energéticos | 23 |
| 2.5 | Diagramas de Lorenz | 24 |
| 3 | Resultados e Discussão | 25 |
| 3.1 | Validação dos resultados da simulação do cenário realístico | 25 |
| 3.2 | Velocidade média da corrente | 26 |
| 3.3 | Energia Cinética Média | 29 |
| 3.4 | Energia Cinética Turbulenta | 32 |
| 3.5 | Energia Potencial Média | 35 |
| 3.6 | Energia Potencial Turbulenta | 39 |
| 3.7 | Conversão Barotrópica | 41 |
| 3.8 | Conversão Baroclínica | 45 |
| 3.9 | Diagramas de Lorenz | 49 |

| | |
|--|-----------|
| 4 Conclusão | 52 |
| Referências | 53 |
| Anexos | 58 |
| ANEXO A Fundamentos Teóricos | 59 |
| A.1 Formas de energia dos oceanos | 59 |
| A.2 Instabilidades barotrópicas e baroclínicas | 60 |
| A.3 Equações de balanço de energia | 61 |
| A.3.1 Energia cinética média | 63 |
| A.3.2 Energia cinética turbulenta | 64 |
| A.3.3 Energia potencial média | 65 |
| A.3.4 Energia potencial turbulenta | 66 |

1 Introdução

No oceano Atlântico Sul está situado um dos grandes giros anticiclônicos subtropicais, o qual tem seu movimento forçado principalmente pela ação dos ventos sobre a superfície dos oceanos. Como Stommel (1948) e Munk (1950) mostraram, a circulação dos grandes giros é assimétrica. Na porção oeste destes giros flui um jato estreito e intenso, inexistente do lado leste, denominado Corrente de Contorno Oeste. No Atlântico Sul, o giro anticiclônico subtropical é constituído por quatro principais correntes superficiais: a Corrente do Atlântico Sul, ao sul, a Corrente de Benguela, a leste, a Corrente Sul-Equatorial, ao norte e a Corrente de Contorno Oeste chamada Corrente do Brasil, fechando o giro (Figura 1).

Figura 1: Representação esquemática da circulação de larga escala superficial para o Outono no oceano Atlântico Sul



Fonte: Modificado de Stramma e England (1999).

1.1 Corrente do Brasil

Pelas costas leste, sudeste e sul do Brasil flui a Corrente do Brasil, formada a partir de um ramo da Corrente Sul-Equatorial em cerca de 10°S, se estendendo até cerca de 35°S, onde forma a Confluência Brasil-Malvinas, e se separa da costa.

Quando comparada com as outras correntes de contorno oeste, como a Corrente do Golfo no Atlântico Norte, a Corrente de Kuroshio no Pacífico Norte ou até mesmo a Corrente Leste Australiana no Pacífico Sul, a Corrente do Brasil não é muito intensa. Silveira et al. (2000) mostram que o transporte da Corrente do Brasil varia de pouco mais de 4 Sv¹ em seu local de formação a até cerca de 20 Sv próximo à Confluência. Cálculos inversos feitos a partir de dados hidrográficos mostram um transporte um pouco maior, de até 27 Sv (FU, 1981). Quando comparados com dados de transporte da Corrente do Golfo, por exemplo, que pode chegar a 100 Sv (FOFONOFF; HALL, 1983), com picos maiores que 120 Sv (HALKIN; ROSSBY, 1985), a Corrente do Brasil se mostra relativamente mais fraca. Ainda não se sabe ao certo o motivo de tal diferença entre os transportes da Corrente do Brasil e das outras correntes de contorno oeste. Em 1958, Stommel já tentava explicar esse fato separando a circulação em duas componentes, uma termo-halina e outra gerada pelo vento, que teriam sentidos opostos na superfície do oceano Atlântico Sul, e assim reduziriam a intensidade da Corrente do Brasil. Uma parte dessa diminuição no transporte é devido à perda de uma grande quantidade do transporte da Corrente Sul-Equatorial para o Hemisfério Norte e para as contracorrentes equatoriais (PETERSON; STRAMMA, 1991).

Composta inicialmente apenas por Água Tropical ao sul do seu local de formação, a Corrente do Brasil vai ganhando extensão vertical em seu trajeto, devido ao aporte de massas d'água mais profundas, como a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que começa a fazer parte da Corrente do Brasil a partir dos 20°S, e a Água Intermediária Antártica, a partir dos 25°S. Em seu caminho, atravessa diversas feições topográficas de fundo, como o Banco de Abrolhos, o Banco de Royal-Charlotte e a Cadeia de Vitória-Trindade, através da qual ela reparte-se em três ramos e, após reorganizar-se, recebe aporte da ACAS, aumentando sua extensão vertical e transporte (SOARES, 2007; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

1.2 Cone do Rio Grande

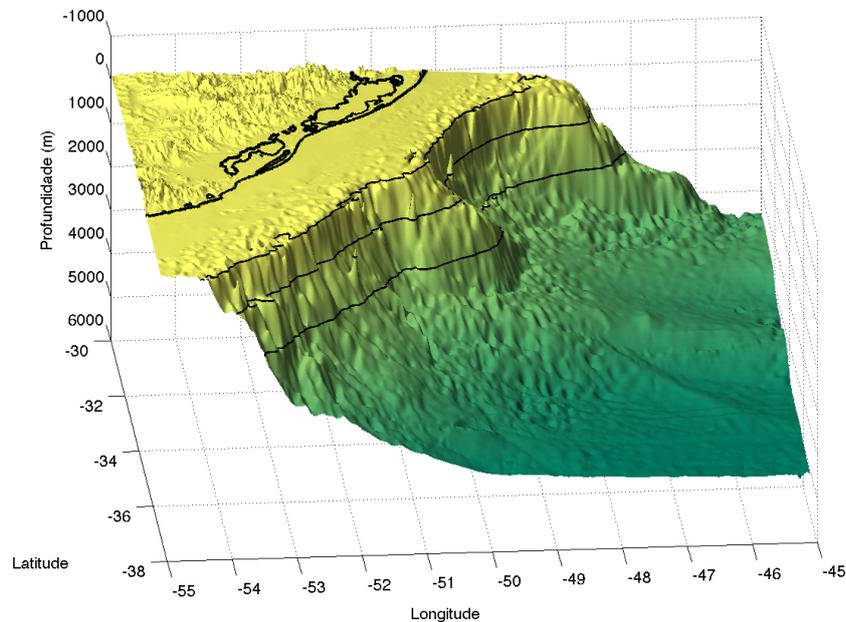
Na porção sudoeste do oceano Atlântico Sul fica a região denominada por alguns autores como Plataforma Continental Sul do Brasil. Essa região é compreendida pela plataforma continental entre o Cabo de Santa Marta e o Chuí, no extremo Sul do Brasil.

O talude da Plataforma Continental Sul do Brasil é marcado por uma feição batimétrica conhecida como Cone do Rio Grande (Figura 2). Os cones submarinos são feições localizadas

¹ Unidade de vazão (transporte de volume) utilizada em oceanografia, Sverdrup (Sv), onde $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

nos taludes e sopé das margens continentais do tipo passiva, associados a deposições deltaicas e depósitos de matéria orgânica (SANTOS, 2010).

Figura 2: Imagem tridimensional da batimetria na região do Cone do Rio Grande



A linha de costa e as isóbatas de 200 m, 1000 m e 2000 m estão destacadas. Fonte: Elaborada pelo autor.

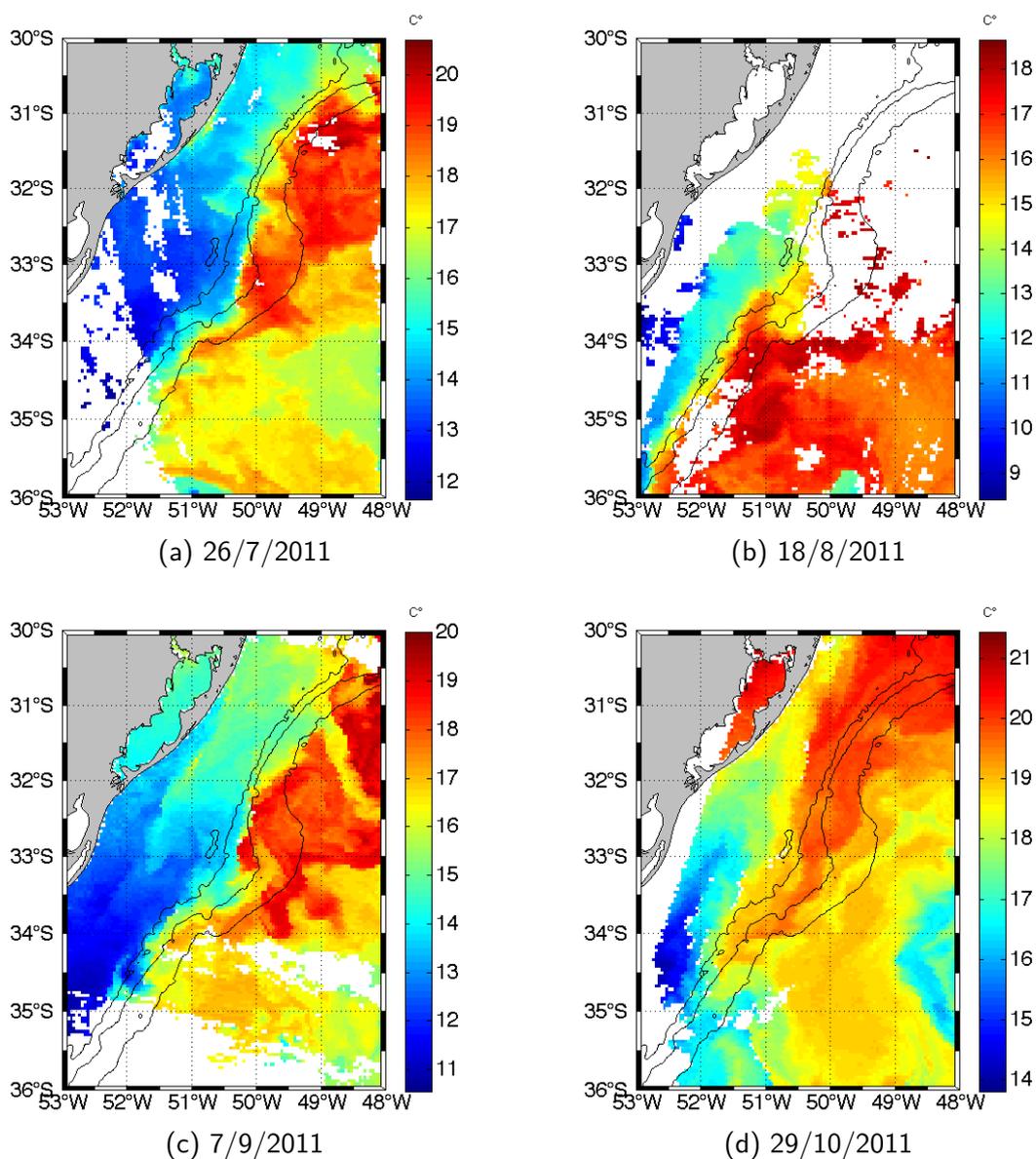
O Cone do Rio Grande iniciou sua formação no início do Mioceno Superior, sendo uma feição tipicamente deposicional terrígena, com predominância de lamas relíquias proveniente da drenagem das Terras Altas do Rio Grande do Sul com contribuição da drenagem Platina. Esta origem sedimentar foi comprovada através de análises de mineralogia realizadas por Martins (1984 apud SANTOS, 2010). Segundo o mesmo autor, correntes de turbidez, outros tipos de fluxos e correntes geostróficas de contorno modelaram estes sedimentos em várias regiões do Cone do Rio Grande. Esta feição apresenta maior sedimentação na parte distal como consequência de fornecimento de material fluído capaz de migrar para regiões mais profundas.

1.3 Motivação

Soares (2005) constatou, em imagens de satélite, que a Corrente do Brasil sofre frequentemente eventos de meandramento e formação de vórtices durante seu percurso sobre o Cone do Rio Grande. Alguns exemplos desses eventos podem ser vistos nas imagens de temperatura superficial do mar da Figura 3.

Feições como meandros e vórtices, que fornecem um mecanismo de transferência de energia, podem ser de importância fundamental na manutenção do escoamento de maior escala (MILLER; LEE, 1995). Por trás deste fato está a motivação para análise energética da

Figura 3: Imagens de satélite da temperatura superficial do mar



Os dados são provenientes do sensor MODIS. Fonte: Elaborada pelo autor.

Corrente do Brasil na região do Cone do Rio Grande. Esta pode ser utilizada para identificar processos dinâmicos responsáveis pela variabilidade observada, como os meandros e vórtices já citados, e assim melhor entender a interação entre o escoamento médio, de grande escala, e o escoamento turbulento, de mesoescala².

As ressurgências de borda de plataforma (MESQUITA, 1983) causadas por vórtices frontais ciclônicos da Corrente do Brasil (BRANDINI; MORAES; THAMM, 1988; MATSUURA, 1986) fertilizam a base da zona eufótica com nutrientes inorgânicos, modificando provisoriamente o sistema de produção regenerada, típico das áreas oceânicas oligotróficas, para o sistema de “produção nova” em áreas sobre o talude continental. Acredita-se que essas ressurgências possam ocorrer em uma faixa extensa da Região Sul (MESQUITA, 1983) e suportam os estoques de sardinha, dourado e atuns em áreas oceânicas do talude (MATSUURA, 1982; MATSUURA, 1986)

Além da importância biológica, a região do Cone do Rio Grande e toda a Bacia de Pelotas é de grande interesse para a indústria energética (CORREIA, 2012). As atividades *offshore* associadas à indústria do petróleo em suas fases de exploração, produção e transporte, dependem do monitoramento sistemático de parâmetros oceanográficos e meteorológicos. Acidentes com vazamento de óleo no mar são uma possibilidade permanente. Desta forma, o conhecimento prévio da dinâmica da região é necessário para o estabelecimento dos planos de contingência e de emergência, assim como nas medidas mitigadoras dos efeitos ambientais associados a estes eventos. Este conhecimento também pode ser relevante aos portos, terminais e estruturas costeiras.

1.4 Antecedentes

Apesar de já ter sido estudada do ponto de vista geológico (MARTINS, 1984; SANTOS, 2009; SANTOS, 2010; CORREIA, 2012), devido à importância para a indústria do petróleo e gás, a região do Cone do Rio Grande foi objeto de poucos estudos do ponto de vista da Oceanografia Física.

Um estudo numérico anterior (SOARES, 2003 apud SOARES, 2005) mostrou que existe uma tendência de ocorrerem instabilidades na Corrente do Brasil próximo à latitude de Rio Grande, em torno de 33°S, que possivelmente estão associadas ao Cone do Rio Grande.

Soares (2005) estudou os vórtices frontais da Corrente do Brasil na região através de imagens de satélite e dados hidrográficos, além de realizar simulações numéricas idealizadas com foco na importância de uma feição como o Cone do Rio Grande em gerar ou intensificar instabilidades na corrente. Os dados deste trabalho mostraram que os vórtices frontais foram comuns no ano de 2003, e que sua estrutura vertical apresentaram a indução de uma

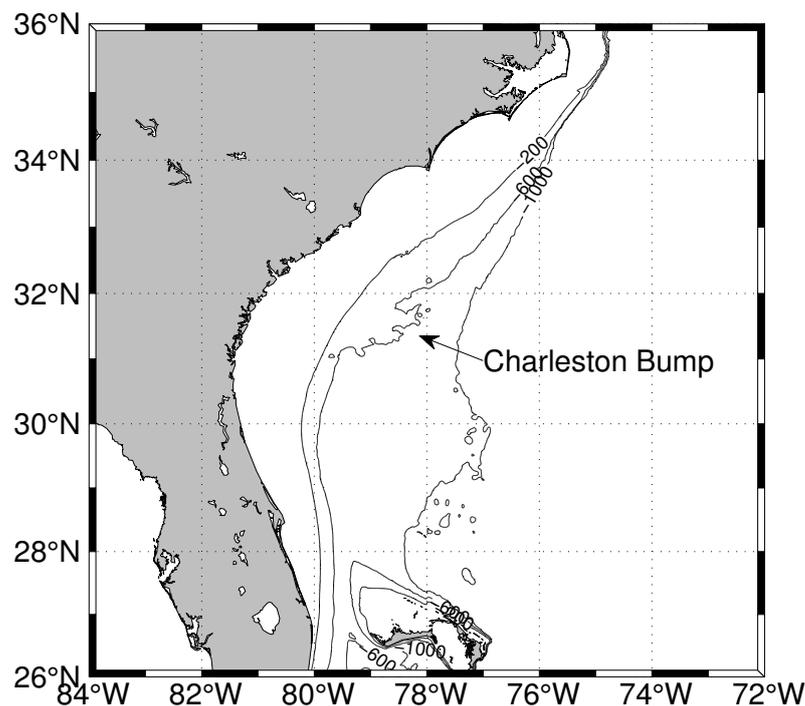
² Os processos de mesoescala são caracterizados por períodos de semanas a meses, com extensão espacial de dezenas a centenas de quilômetros

ressurgência. As simulações numéricas demonstraram que o Cone do Rio Grande tem um papel na formação desses vórtices, mas apenas sugerem que o mecanismo de formação é uma combinação de instabilidades barotrópicas e baroclínicas.

A energética com foco na região ainda não foi estudada de forma mais detalhada, porém, Oliveira (2008) estudou a energética superficial do oceano Atlântico Sudoeste a partir de dados lagrangeanos provenientes de bóias de deriva e também com simulações numéricas. Apesar de não focar no Cone do Rio Grande, seus resultados contemplam um transecto exatamente sobre a feição, os quais serão de grande valia durante a discussão do presente trabalho.

Se, por um lado, essa feição batimétrica foi pouco estudada em termos de dinâmica e energética da corrente que flui sobre ela, por outro, muitos trabalhos já foram publicados a respeito de uma feição semelhante pela qual a Corrente do Golfo flui, conhecida como *Charleston Bump* (Figura 4).

Figura 4: Mapa batimétrico da região da *South Atlantic Bight*, evidenciando o *Charleston Bump*



As isóbatas de 200 m, 6000 m e 1000 m estão destacadas. Fonte: Elaborada pelo autor.

Diversos estudos apontaram esta região como um centro de atividade dinâmica, com uma deflexão persistente da Corrente do Golfo em direção ao oceano profundo (BROOKS; BANE, 1978), e onde meandros laterais passam por grande amplificação (BANE; BROOKS, 1979; BANE, 1983; OLSON; BROWN; EMMERSON, 1983). Os meandros são frequentemente formados na região após a passagem da corrente pelo *Bump* (BANE, 1983). Estudos numéricos

mostraram que instabilidades dinâmicas (em particular a baroclínica) são importante para o desenvolvimento desses meandros (ORLANSKI; COX, 1972; OEY, 1988)

Miller e Lee (1995) mostraram que o crescimento de vórtices da Corrente do Golfo é atribuído a processos de instabilidades baroclínica e barotrópica de pequenos meandros, de igual contribuição, e os processos de instabilidade barotrópica se tornam mais importantes nos estágios finais de crescimento do vórtice, quando ocorrem mais processos não-lineares .

Finalmente, um estudo numérico mais recente (XIE; LIU; PIETRAFESA, 2007) mostrou que, na região do *Charleston Bump*, a formação de meandros é o resultados da combinação dos efeitos do próprio *Bump* e da curvatura das isóbatas da região. A curvatura das isóbatas tem um papel principal no aumento das taxas de conversão baroclínica e barotrópicas, mas o *Bump* fornece um mecanismo localizado que maximiza as conversões após a passagem da corrente pela feição.

1.5 Objetivo

O objetivo principal deste trabalho é avaliar a influência do Cone do Rio Grande na formação de atividade de mesoescala da sua região, isto é, meandramento e formação de vórtices na Corrente do Brasil, mediante a utilização de cálculo de energias e seus termos de conversão.

De forma a atingir satisfatoriamente o objetivo principal deste trabalho, os objetivos específicos são:

- Quantificar as conversões de energia barotrópicas e baroclínicas na região do Cone do Rio Grande associadas com a Corrente do Brasil; e
- Determinar quais os tipos de instabilidades mais propensas a ocorrer na região.

2 Material e Métodos

Neste capítulo, será feita uma breve descrição do modelo numérico utilizado para realizar as simulações numéricas deste trabalho, assim como dos conjuntos de dados utilizados e dos passos para a configuração dos experimentos simulados. Após, são explicados os métodos utilizados para o cálculo dos termos energéticos e para a elaboração dos diagramas de Lorenz.

2.1 Modelo Numérico

Na realização deste trabalho foram realizadas simulações numéricas com um modelo numérico hidrodinâmico para se estudar os processos energéticos envolvidos com a Corrente do Brasil na região onde está localizada a feição conhecida como Cone do Rio Grande.

O modelo utilizado é o ROMS (Regional Ocean Modeling System), desenvolvido na Universidade de Rutgers, New Jersey, EUA.

2.1.1 O ROMS

O ROMS é um modelo de superfície livre, que resolve as equações primitivas considerando a aproximação hidrostática e de um oceano incompressível, utilizando coordenadas horizontais curvilíneas e uma coordenada vertical sigma generalizada, que pode ser configurada para melhorar a resolução próximo à superfície e/ou ao fundo. É um modelo amplamente utilizado pela comunidade científica para diversos tipos de aplicações¹.

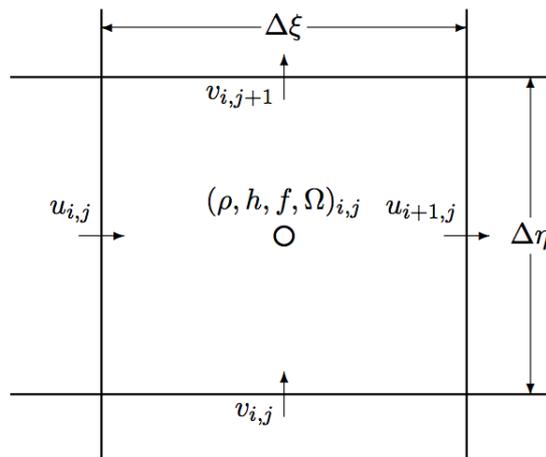
Os algoritmos que compreendem o *kernel* não-linear computacional do ROMS são descritos em detalhe em Shchepetkin e McWilliams (2003, 2005). O ROMS inclui algoritmos físicos e numéricos eficientes, diversos modelos acoplados para aplicações biogeoquímicas, bio-ópticas, de sedimento e gelo marinho, diversos esquemas de mistura vertical, múltiplos níveis de aninhamento e grades compostas.

Na horizontal, a discretização do domínio é feita com uma grade de Arakawa do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977). Como pode ser visto na Figura 5, as diferentes variáveis do modelo são dispostas em pontos diferentes, de forma intercalada.

O sistema de coordenadas σ , utilizado pelo ROMS, é sujeito a um erro sistemático especial, associado com a possibilidade de erros significativos no gradiente de pressão horizontal (BECKMANN; HAIDVOGEL, 1993). De acordo com Haidvogel et al. (2000), algum grau de suavização deve ser feito sobre a batimetria para que simulações estáveis e precisas sejam

¹ por exemplo Haidvogel et al. (2000), Marchesiello, McWilliams e Shchepetkin (2003), Peliz, Dubert e Haidvogel (2003), Di Lorenzo (2003), Dinniman, Klinck e Smith (2003), Budgell (2005), Warner et al. (2005), Warner, Geyer e Lerczak (2005), Wilkin et al. (2005).

Figura 5: Disposição das variáveis em um ponto da grade do ROMS, equivalente à grade de Arakawa tipo C



As variáveis u e v são as componentes horizontais da velocidade, ρ é a densidade, h é a profundidade, f é o parâmetro de Coriolis e Ω é a velocidade vertical em coordenadas sigma. ξ e η são as coordenadas horizontais no domínio numérico, e os subíndices i e j indicam o ponto da grade numérica. Fonte: Manual do ROMS².

realizadas a partir de uma batimetria realística. Um dos parâmetros utilizados para medir o grau de suavização adequado no ROMS é o r , o qual é expresso por:

$$r = \frac{\Delta h}{2\bar{h}} = \frac{(h_i - h_{i-1})}{(h_i + h_{i-1})}$$

onde h é a batimetria e o subíndice i indica o ponto da grade. O limite de 0,2 é frequentemente utilizado pois estudos empíricos mostraram que resultados robustos são obtidos quando r não o excede significativamente (HAIDVOGEL et al., 2000).

2.2 Conjunto de Dados Utilizados

Conjuntos de dados externos foram utilizados para gerar os arquivos de entrada necessários para a realização das simulações. Para o caso de uma simulação realística como a deste trabalho, são necessários dados batimétricos, dados das forçantes superficiais, como tensão de cisalhamento do vento e fluxos de calor e salinidade, além dos campos de temperatura, salinidade velocidade de corrente e elevação do nível do mar durante o período simulado, para uso nas condições iniciais e de contorno.

² http://www.people.arsc.edu/~kate/ROMS/manual_2012.pdf

2.2.1 Linha de Costa

Foram utilizados os dados do GSHHG³ para a representação da linha de costa na região de estudo. O GSHHG é um conjunto de dados geográficos de alta resolução, que surgiu da união de dois bancos de dados do domínio público: *World Vector Shorelines* (WVS) e *CIA World Data Bank II* (WDBII). O primeiro é a base para a linha de costa e o segundo é a base para os lagos, rios e fronteiras políticas. As linhas de costa são totalmente construídas a partir de polígonos fechados hierarquicamente organizados. Os dados do GSHHG podem ser obtidos a partir do site do National Geophysical Data Center da NOAA⁴, tanto em formato binário como em *ESRI Shapefile*.

2.2.2 Batimetria

Os dados batimétricos utilizados na criação da grade numérica foram obtidos do ETOPO5, também disponíveis no site do National Geophysical Data Center da NOAA⁵. O ETOPO5 foi gerado a partir de um banco de dados digital de elevações do terreno e do fundo oceânico em uma grade de 5 minutos de latitude/longitude. A resolução dos dados em grade varia dos verdadeiros 5 minutos para os fundos oceânicos e para as elevações do terreno dos EUA, Europa, Japão e Austrália a até 1 grau em regiões com dados escassos da Ásia, América do Sul, norte do Canadá e África.

2.2.3 Forçantes Superficiais

Os dados utilizados como forçantes superficiais nas simulações são provenientes do NOGAPS⁶, que é um modelo de previsão atmosférica operado pela Marinha dos Estados Unidos. Foram obtidos dados de velocidade do vento, pressão do ar, fluxo de radiação solar de onda curta e onda longa, temperatura do ar, umidade específica e precipitação, todos de 3 em 3 horas, em uma grade global com resolução de 1/2°. Estes dados estão disponíveis no servidor de dados do *HYCOM Consortium*⁷.

2.2.4 Condição Inicial e de Contorno

Dados diários de temperatura, salinidade, elevação da superfície do mar e velocidade de corrente foram obtidos das simulações globais do HYCOM+NCODA, também disponíveis no servidor de dados do *HYCOM Consortium*. Os dados foram extraídos da simulação denominada "GLBa0.08", dos experimentos que compreendem o período entre Janeiro de 2010 e Dezembro de 2011. A resolução horizontal dos resultados é de 1/12°, e na vertical existem 33 camadas.

³ Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database

⁴ <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/shorelines/gshhs.html>

⁵ <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>

⁶ Navy Operational Global Atmospheric Prediction System

⁷ <https://hycom.org/dataserver/nogaps>

O HYCOM+NCODA é um modelo global para previsão da circulação oceânica, que utiliza o modelo HYCOM (BLECK, 2002) para resolver as equações do movimento no oceano, e conta com assimilação de dados provenientes do sistema NCODA⁸ (CUMMINGS, 2005).

2.3 Configuração do modelo e cenários simulados

Toda a configuração do ROMS é feita a partir da criação de arquivos de texto simples e arquivos no formato NetCDF. O software MATLAB® foi utilizado para a manipulação dos dados e arquivos de entrada em NetCDF.

Para a obtenção dos resultados deste trabalho foram criados dois experimentos numéricos. Ambos são idênticos, exceto pela batimetria, onde em um dos experimentos o Cone do Rio Grande foi artificialmente removido. Os experimentos são aninhados⁹ em uma simulação do HYCOM+NCODA, ou seja, os resultados do HYCOM+NCODA serão utilizados como condição de contorno para o modelo. Esse tipo de aninhamento é tratado como *One-Way Offline* — *One-way* pois apenas um dos modelos é influenciado pelos resultados do outro, e *Offline* pois os modelos rodam separadamente, um de cada vez, de forma que ocorre um tratamento nos dados do modelo doador antes que sejam criadas as condições de contorno do modelo aninhado.

O processo de criação e configuração dos experimentos são descritos com maiores detalhes a seguir.

2.3.1 Grade numérica

Para a criação da grade numérica, foram levados em conta a orientação da linha de costa e os dados batimétricos da região. Tentou-se elaborar a grade de forma que o Cone do Rio Grande estivesse localizado no centro desta, longe da influência dos contornos da grade. A grade está rotacionada 45° em relação ao norte, para que sua orientação seja semelhante à da linha de costa da região. Na horizontal, a grade foi discretizada de forma que o espaçamento entre os elementos fosse de 1/32 de grau, ficando assim com 182 elementos de grade na direção perpendicular à linha de costa e 234 elementos na direção paralela à linha de costa. Na vertical a grade numérica é discretizada em 32 elementos.

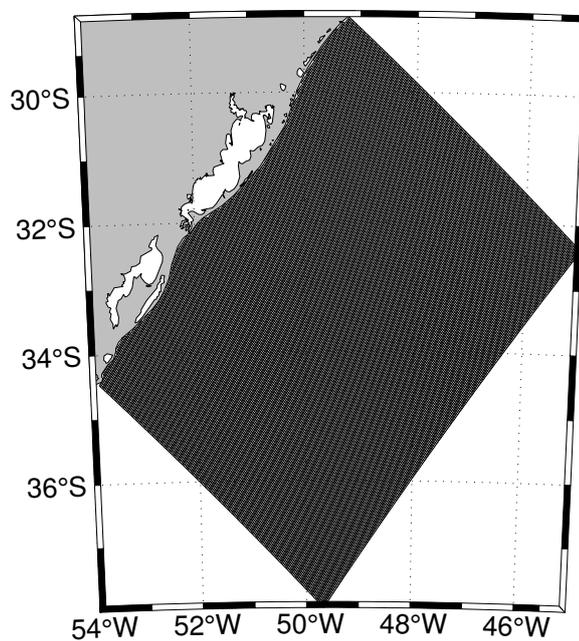
A resolução horizontal varia em torno de 6 e 8 km, o que é suficiente para o modelo resolver os processos de mesoescala, como meandros e vórtices. A grade numérica utilizada pode ser vista na Figura 6.

Na Figura 7 pode ser visto o resultado final da discretização vertical em uma seção em cima do Cone do Rio Grande. Nota-se que a camada superficial possui maior resolução.

⁸ Navy Coupled Ocean Data Assimilation

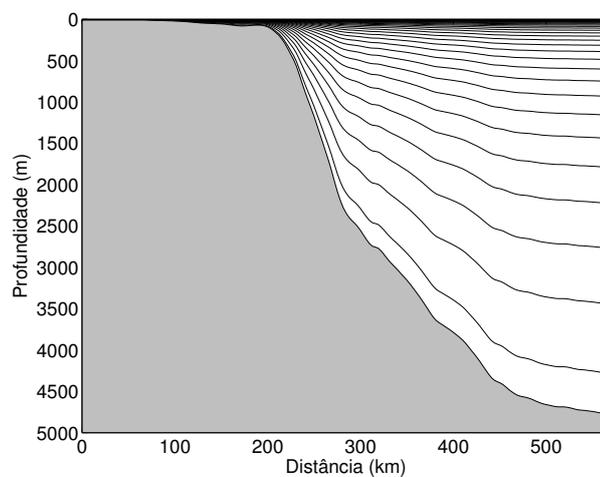
⁹ Tradução livre do termo em inglês, *Nesting*

Figura 6: Grade numérica criada para as simulações



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 7: Seção vertical mostrando a discretização vertical no domínio



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.3.2 Batimetria

No cenário realístico o maior esforço possível foi feito para se representar a região da maneira mais próxima da realidade.

A batimetria foi interpolada linearmente para a grade numérica a partir dos dados provenientes da base de dados do ETOPO. Após a interpolação, um filtro laplaciano simples foi utilizado no campo batimétrico para que o parâmetro r (ver subsecção 2.1.1) ficasse abaixo de 0,2.

Devido ao aninhamento no modelo do HYCOM+NCODA, a batimetria nos 10 pontos mais próximos ao contornos da grade foi modificada para haver uma transição da batimetria utilizada no HYCOM para a batimetria interpolada do ETOPO. Isso é importante para que a condição de contorno imposta esteja de acordo com a batimetria. A transição foi realizada utilizando a seguinte relação, de acordo com Mason et al. (2010):

$$h_{roms} = \alpha h_{roms} + (1 - \alpha) h_{hycom}$$

onde h_{roms} é a batimetria na grade do ROMS (proveniente do ETOPO), h_{hycom} é a batimetria das simulações do HYCOM+NCODA interpolada para a grade do ROMS e α é um parâmetro que varia linearmente de 0 (no contorno da grade numérica) até 1 (em 10 pontos de grade do contorno). A Figura 8 (A) mostra a batimetria do experimento realístico interpolada para os pontos da grade numérica.

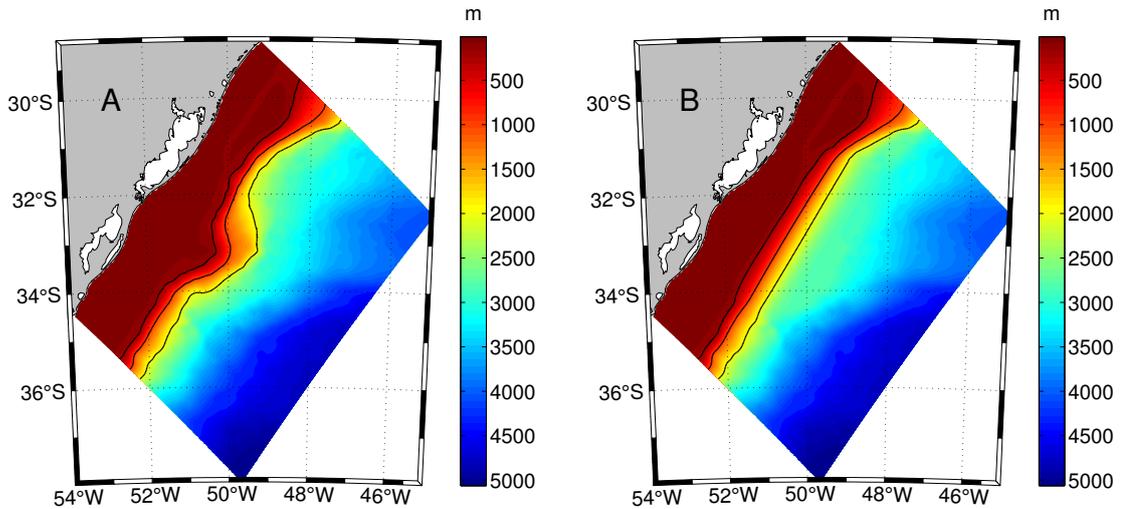
Após a criação do campo batimétrico para o experimento realístico, a batimetria foi manipulada para que o Cone do Rio Grande não estivesse presente. Para realizar este processo, uma área que abrangia o Cone foi escolhida para que a batimetria fosse substituída pelo resultado de uma interpolação da batimetria nos arredores do Cone. O resultado final dessa manipulação sobre a batimetria pode ser vista na Figura 8 (B).

2.3.3 Forçantes superficiais

Devido à capacidade do ROMS em interpolar horizontalmente os dados de forçantes superficiais para a grade do modelo durante a execução do programa, pouca manipulação dos dados foi necessária. Os únicos procedimentos foram alterar as unidades das variáveis para corresponder com as unidades utilizadas pelo ROMS, deixar o sistema de coordenadas consistente e gerar o arquivo NetCDF final, que contém todas as variáveis utilizadas como forçante superficial em uma região que contém toda a grade do ROMS, porém em resolução menor, e com um campo a cada 3 horas, durante os anos de 2010 e 2011.

Os fluxos de momentum e calor da interação oceano-atmosfera são computados usando uma fórmula padrão (FAIRALL et al., 1996) aplicada à temperatura da superfície do mar modelada e aos valores das forçantes superficiais dadas.

Figura 8: Mapas da batimetria utilizada nas simulações



A) Experimento realístico. B) Experimento sem o Cone do Rio Grande. Fonte: Elaborada pelo autor.

2.3.4 Condições iniciais e de contorno

A criação dos campos de condições iniciais é realizada em duas etapas. Primeiramente, os dados do HYCOM+NCODA são interpolados horizontalmente para os pontos de grade do ROMS, utilizando o método de interpolação por vizinhos naturais¹⁰. A segunda etapa consiste na interpolação vertical dos dados do HYCOM+NCODA para as camadas do ROMS, passando assim os dados das camadas constantes do HYCOM+NCODA para as profundidades das camadas dependentes da batimetria do ROMS. São dados como condições iniciais a elevação do nível do mar, a temperatura, e a salinidade.

As condições de contorno são geradas da mesma maneira que as condições iniciais, mas as interpolações são realizadas apenas para os pontos no contorno da grade, e para cada ponto no tempo disponível nos dados do HYCOM+NCODA, ou seja, um a cada dia. Além da elevação da superfície do mar, temperatura e salinidade, para as condições de contorno são necessários também os campos tridimensionais de velocidade e as velocidades integradas na vertical. Mason et al. (2010) destacam a importância de se utilizar condições de contorno de velocidades corretas para se obter uma solução mais acurada, e mostra que, no caso de se utilizar a técnica de *nesting offline*, deve-se assegurar que o volume é conservado no domínio aninhado. Para isso, uma correção global da velocidade barotrópica é aplicada nas velocidades barotrópicas e baroclínicas nos contornos. Essa correção é calculada como:

$$\bar{U}_{\perp corr} = - \frac{\int_{\Gamma} \bar{U}_{\perp} \cdot h}{\int_{\Gamma} h} \quad (2.1)$$

onde \bar{U}_{\perp} é a velocidade normal barotrópica nos contornos, \int_{Γ} é uma integral de linha ao longo dos contornos e h é a profundidade da água.

¹⁰ *Natural neighbor*

O ROMS pode utilizar diferentes formulações para as condições de contorno. Para as simulações deste trabalho foram utilizadas as formulações de Flather (1976) e Chapman (1985) no modo barotrópico, isto é, na elevação do nível do mar e nas velocidades integradas na vertical. O modo baroclínico utiliza uma condição radiativa do tipo Orlanski (ORLANSKI, 1976), com um relaxamento adaptativo forte quando há fluxo entrando no domínio. As escalas de tempo utilizadas para o relaxamento foram de 0,02 dia quando há fluxo entrando e 10 dias quando há fluxo saindo.

2.3.5 Relaxamento e camada de esponja

Os dados de temperatura e salinidade são utilizados também na chamada camada de relaxamento¹¹. Esta é uma região ao longo dos contornos, cobrindo cerca de 10% da extensão domínio em cada direção, onde as variáveis do modelo são restauradas para os valores dos campos de forçantes tridimensionais (MARCHESIELLO; MCWILLIAMS; SHCHEPETKIN, 2001), utilizando uma escala temporal de 1 dia próximo ao contorno, indo até uma escala que tende ao infinito no limite da camada de relaxamento, ou seja, não há relaxamento no interior do domínio.

De forma a reduzir variações espúrias das variáveis do modelo próximas ao contorno e evitar que essas se propaguem para o domínio, foi criada uma zona de esponja em toda a área próxima dos contornos, que, como a camada de relaxamento, também cobre cerca de 10% da extensão do domínio. Esta é uma região onde o coeficiente de viscosidade e difusividade é mais alto ($100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) nos pontos de contorno, e decai ao se afastar, chegando a $0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ no fim da camada de esponja.

2.3.6 Outras configurações e procedimentos

De forma a alcançar os critérios de estabilidade de Courant-Friedrichs-Levy, e ao mesmo tempo obter um custo-computacional relativamente bom, o passo de tempo utilizado no modo baroclínico é de 90 s, e no modo barotrópico, de 4,5s.

O esquema de fechamento turbulento utilizado é baseado nas equações de energia cinética turbulenta nível 2.5 de Mellor e Yamada (1982).

O modelo numérico foi integrado durante o período de tempo abrangido pelas condições de contorno e forçantes superficiais, com início em Janeiro de 2010, terminando em Dezembro de 2012, ou seja, dois anos de simulação. Não foi possível utilizar um período de integração maior pois ainda não existiam os dados posteriores a 2012, e períodos anteriores mostraram descontinuidades nos resultados em áreas profundas, o que desestabilizaria o modelo e prejudicaria os resultados obtidos.

¹¹ *relaxation layer* ou *nudging layer*

Devido ao procedimento de aninhamento *offline*, as condições de contorno providas ao modelo podem resultar em soluções inicialmente instáveis, principalmente no experimento em que o Cone do Rio Grande foi removido. Portanto, as simulações passam um período de estabilização da solução numérica do modelo, comumente chamado de *spin up*. Desta forma, o primeiro ano de simulação foi considerado como o período de *spin up*, e apenas o segundo ano é utilizado para a preparação e análise dos resultados.

Os campos de elevação do nível do mar, temperatura, salinidade e velocidade de corrente resolvidos pelo modelo foram salvos a cada 6 horas de simulação. Para a realização da série de cálculos a serem descritos a seguir, os resultados dos modelos foram interpolados para 7 níveis de profundidades, sendo estes os de 50 m, 100 m, 200 m, 400 m, 600 m, 800 m e de 1000 m. Todos os dados de velocidade, que são localizados entre os dados de temperatura/salinidade, devido à natureza da grade Arakawa-C utilizada pelo ROMS, foram interpolados para os mesmos pontos das outras variáveis (pontos ρ). Um filtro passa-baixa de 40h foi aplicado sobre os resultados para remoção da variabilidade de período inercial.

2.4 Cálculos energéticos

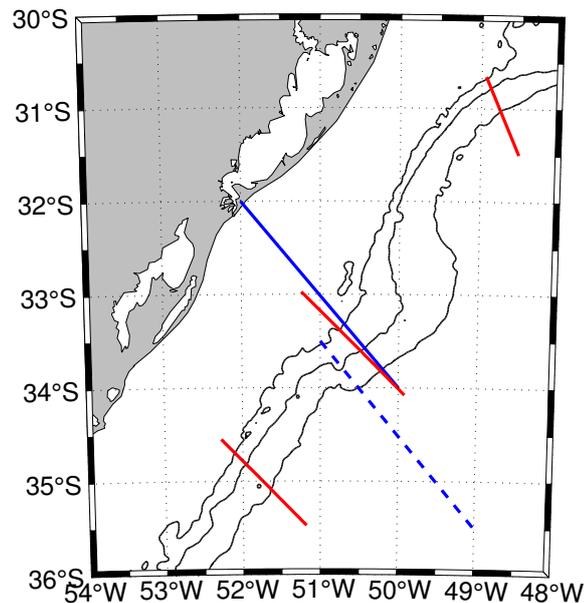
A partir dos campos de velocidade e temperatura, foi possível a geração de mapas horizontais de energia cinética e potencial.

Com base nas equações A.13, A.16, A.20 e A.22 apresentadas no anexo A, foram criados os mapas horizontais de ECM, ECT, EPM e EPT, para 3 dos 7 níveis de profundidade citados anteriormente (50 m, 200 m e 600 m). Também foram gerados mapas horizontais para os termos das equações de balanço energético, apresentadas na seção A.3 do mesmo anexo citado.

Os cálculos de cada um desses termos foram baseado nas equações citadas, porém, devido à natureza dos dados, estes são realizados de forma numérica, utilizando os métodos de diferenças finitas. As derivadas são calculadas de forma centrada no interior do domínio, e avançada ou retardada nos contornos.

Para se entender melhor a estrutura vertical de cada um dos termos energéticos calculados, os cálculos foram realizados também em seções verticais ao longo de 3 transectos perpendiculares à direção média da Corrente do Brasil. A localização dos transectos pode ser vista na Figura 9. Foi escolhido um transecto localizado ao Norte, outro que corta o Cone do Rio Grande e um terceiro ao Sul, de forma a ser possível analisar as alterações na energética da Corrente do Brasil durante a passagem por esta feição.

Figura 9: Localização do transectos



Os transectos em vermelho foram utilizados nos cálculos energéticos deste trabalho. Em azul estão os transectos de Oliveira (2008), utilizados para as comparações com os resultados obtidos. Fonte: Elaborada pelo autor.

2.5 Diagramas de Lorenz

Para sintetizar as taxas de conversão de energia é utilizado o Diagrama de Caixa de Lorenz (ver Figura 31, no anexo A). De forma a facilitar as análises da influência do Cone do Rio Grande sobre a energética da região, foram criados Diagramas de Lorenz para os 3 transectos já apresentados e para 3 níveis de profundidade (50 m, 200 m e 600 m), utilizando os valores de cada termo das equações de balanço energético promediados ao longo dos transectos. Essas profundidades foram escolhidas por representarem uma região mais superficial, uma no núcleo da Corrente do Brasil e outra na parte inferior desta corrente.

3 Resultados e Discussão

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os resultados obtidos a partir das simulações realizadas neste trabalho.

Primeiramente, uma simples validação dos resultados do modelo é realizada. A seguir são apresentados os resultados obtidos a partir dos experimentos simulados. São descritos os campos de velocidade média da corrente, energia cinética média e turbulenta, energia potencial média e turbulenta, além de cada um dos termos das equações de balanço de energia. São apresentados apenas os campos horizontais para a profundidade de 200 m, pois constatou-se que os termos energéticos eram mais intensos em torno desta profundidade, facilitando assim as análises. A estrutura vertical dos termos calculados é analisada nos 3 transectos apresentados anteriormente.

Após a apresentação dos campos horizontais e das seções verticais, são apresentados os Diagramas de Lorenz das seções verticais criadas, agregando todos os termos energéticos calculados em apenas um gráfico por seção.

3.1 Validação dos resultados da simulação do cenário realístico

Os valores do transporte da Corrente do Brasil encontrados na literatura, para a região entre 25°S e 31°S, variam entre pouco mais de 7 Sv a até 18 Sv (EVANS; SIGNORINI; MIRANDA, 1983; SILVEIRA et al., 2000). Gordon e Greengrove (1986) encontraram um transporte da Corrente do Brasil de 19 Sv na região da Confluência Brasil-Malvinas, em 38°S.

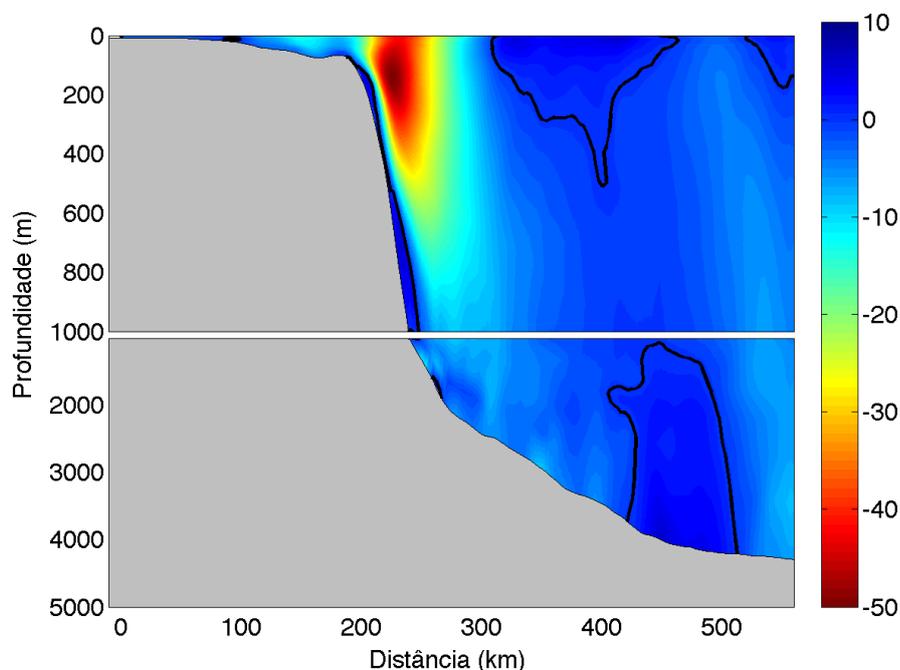
O transporte da Corrente do Brasil calculado a partir do campo médio de velocidades dos dados simulados, utilizando uma profundidade de referência de 1000 m, é em torno de 16 Sv, o que está dentro dos valores encontrados na literatura.

Sua estrutura vertical é reproduzida de forma satisfatória, com uma Corrente do Brasil extensa verticalmente, ultrapassando os 1000 m de profundidade em alguns pontos, como mostra a Figura 10. Silveira et al. (2000) mencionam que, ao sul de 25°S, a Corrente do Brasil aumenta sua extensão vertical e realmente ultrapassa os 1000 m de extensão, devido ao aporte de AIA, que começa a fluir para Sul a partir de sua bifurcação.

Os resultados obtidos por Oliveira (2008) em seu transecto sobre a região próxima ao Cone do Rio Grande, denominado radial XIII, servirão como validação dos resultados deste trabalho, porém serão discutidos nas seções a seguir, onde cada termo energético é avaliado separadamente. Deve-se notar que os resultados de Oliveira (2008), obtidos a partir de bóias de deriva, contemplam apenas os termos relacionados com a energia cinética média e turbulenta. Estudos com cálculos de energia potencial são raros, principalmente sobre a região. De qualquer

forma, serão realizadas comparações dos termos relacionados à energia potencial média e turbulenta com os dados obtidos a partir de resultados de modelo, também de Oliveira (2008), em sua radial XII.

Figura 10: Seção vertical da velocidade média de corrente



Esta seção, localizada em cima do Cone do Rio Grande, contempla toda a extensão perpendicular à linha de costa do domínio simulado. A linha preta indica velocidade perpendicular ao transecto nula. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.2 Velocidade média da corrente

As figuras 11 e 12 apresentam os campos horizontais e as seções verticais da velocidade média.

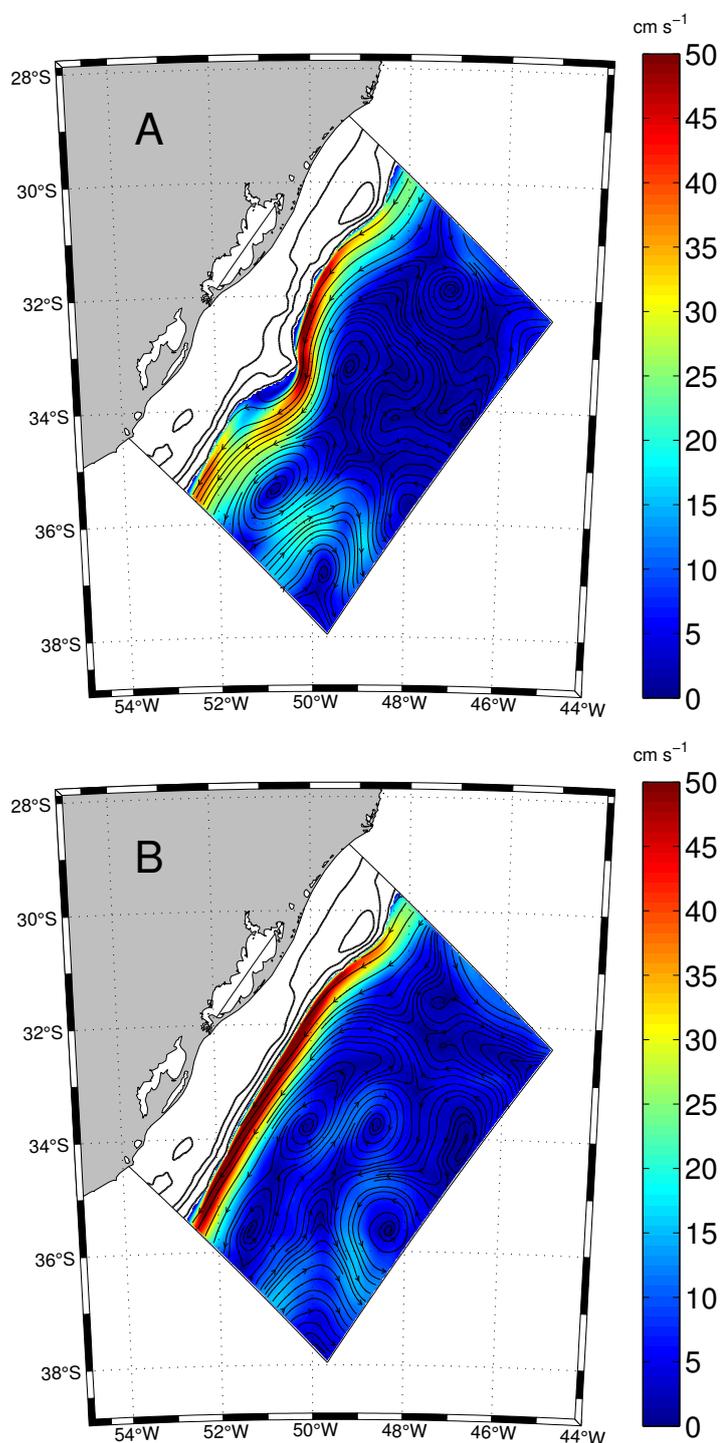
O campo de velocidade média nos 200 m de profundidade mostra uma Corrente do Brasil intensa, praticamente seguindo as isóbatas, sendo que o experimento sem o Cone do Rio Grande deixa a Corrente do Brasil um pouco mais intensa. Na porção mais profunda as correntes são menos intensas (até 20 cm s^{-1}) e formam padrões vorticiais.

As seções verticais de velocidade média da corrente mostram uma Corrente do Brasil que se estende até além dos 1000 m de profundidade, com velocidade máxima no núcleo da Corrente do Brasil (em torno dos 100 m-200 m) de cerca de $60\text{-}80 \text{ cm s}^{-1}$, e um pouco maior no experimento sem o Cone do Rio Grande.

A remoção do Cone do Rio Grande resultou em uma Corrente do Brasil praticamente sem nenhum meandramento, portanto espera-se que a transferência de energia entre os campos

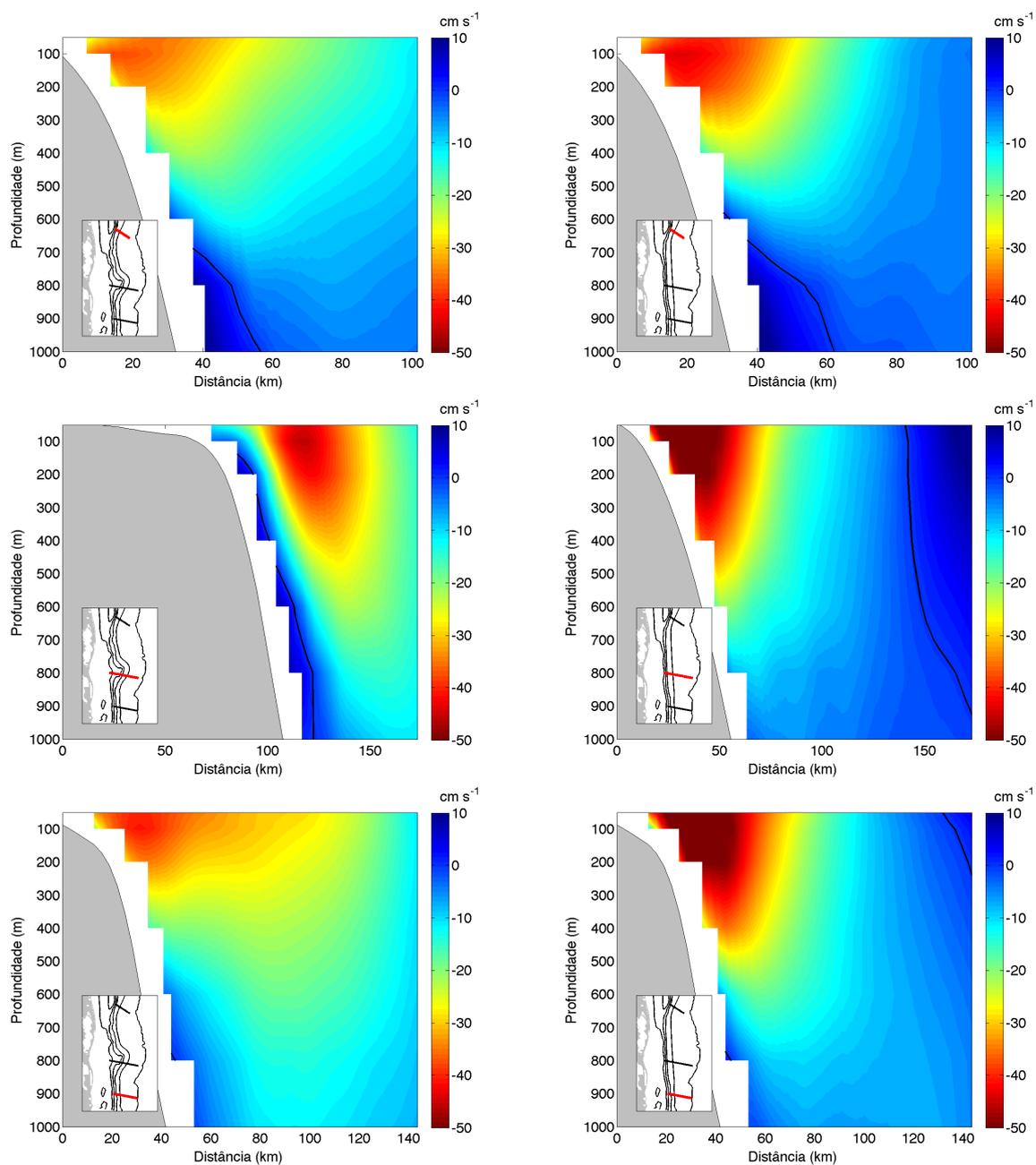
médio e turbulento seja mínima.

Figura 11: Linhas de Corrente e Velocidade Média em 200m



(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. As isóbatas de 50 m, 100 m e 200 m são representadas por linhas pretas contínuas. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 12: Perfis verticais da velocidade média



O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.3 Energia Cinética Média

Os campos horizontais de ECM são apresentados na Figura 13 e as seções verticais, na Figura 14.

A ECM média do domínio, por estar associada ao campo de velocidade média, apresenta maiores valores na região da Corrente do Brasil, onde o escoamento é mais intenso. Os valores de ECM na Corrente do Brasil encontrados no experimento realístico estão na mesma escala de grandeza dos valores encontrados por Oliveira (2008), estimados a partir de dados de bóias de deriva, em torno de $10^3 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$, o que também valida os dados do presente trabalho.

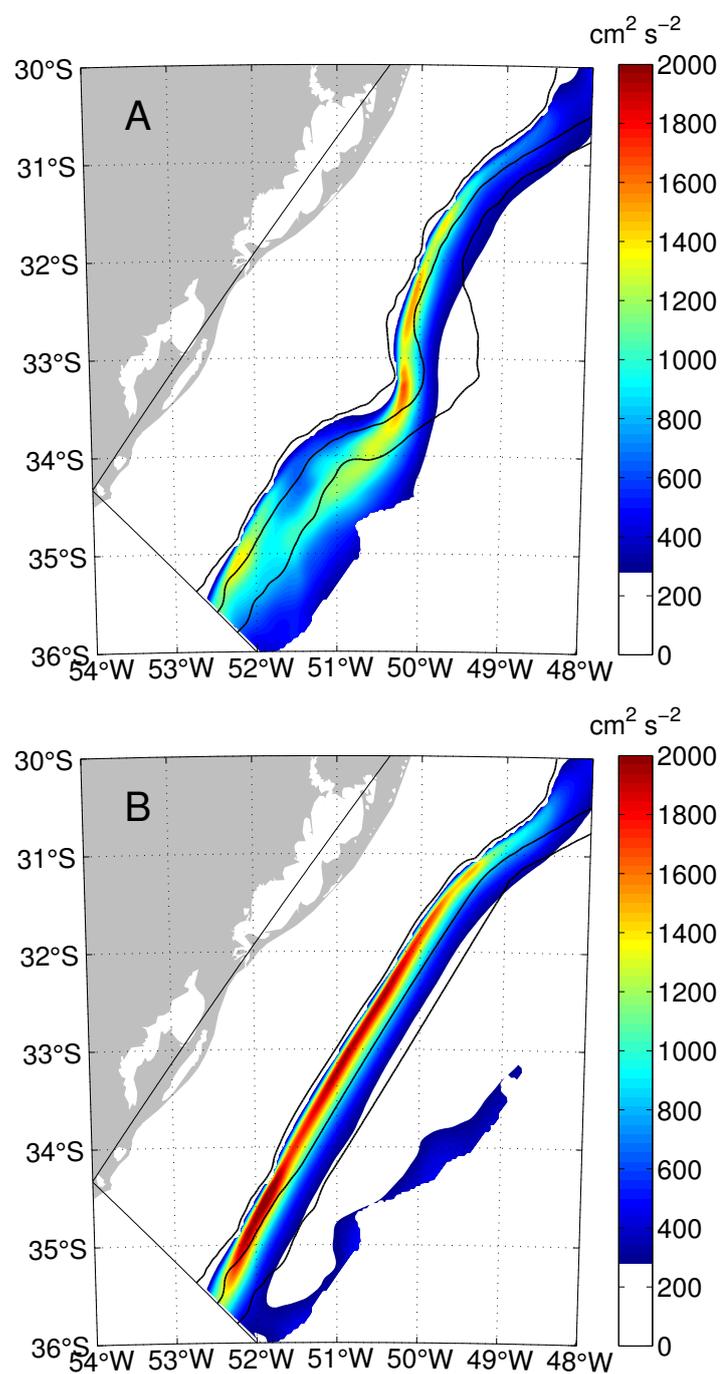
Os mapas de ECM mostram que o experimento sem o Cone do Rio Grande apresenta maiores valores de ECM na Corrente do Brasil, principalmente na região mais ao sul.

As seções verticais de ECM (Figura 14) mostram que a diferença ocorre principalmente no núcleo da Corrente do Brasil, com intensidades maiores no experimento sem o Cone do Rio Grande, principalmente após a passagem da Corrente do Brasil sobre ele.

A menor quantidade de ECM no experimento realístico é esperada, já que, teoricamente, o Cone do Rio Grande deve causar maior drenagem de energia do campo médio. Isso pode ocorrer, pois, por conservação da vorticidade potencial, a corrente tende a meandrar anticlonicamente ao sentir o efeito da diminuição da profundidade na presença do Cone do Rio Grande, e depois ciclonicamente, ao fluir novamente para uma região mais profunda. Este pulso topográfico pode se ampliar por energia proveniente do campo de escoamento médio. Além disso, a presença do cone pode alterar os perfis de cisalhamento da corrente, associados com a conversão barotrópica.

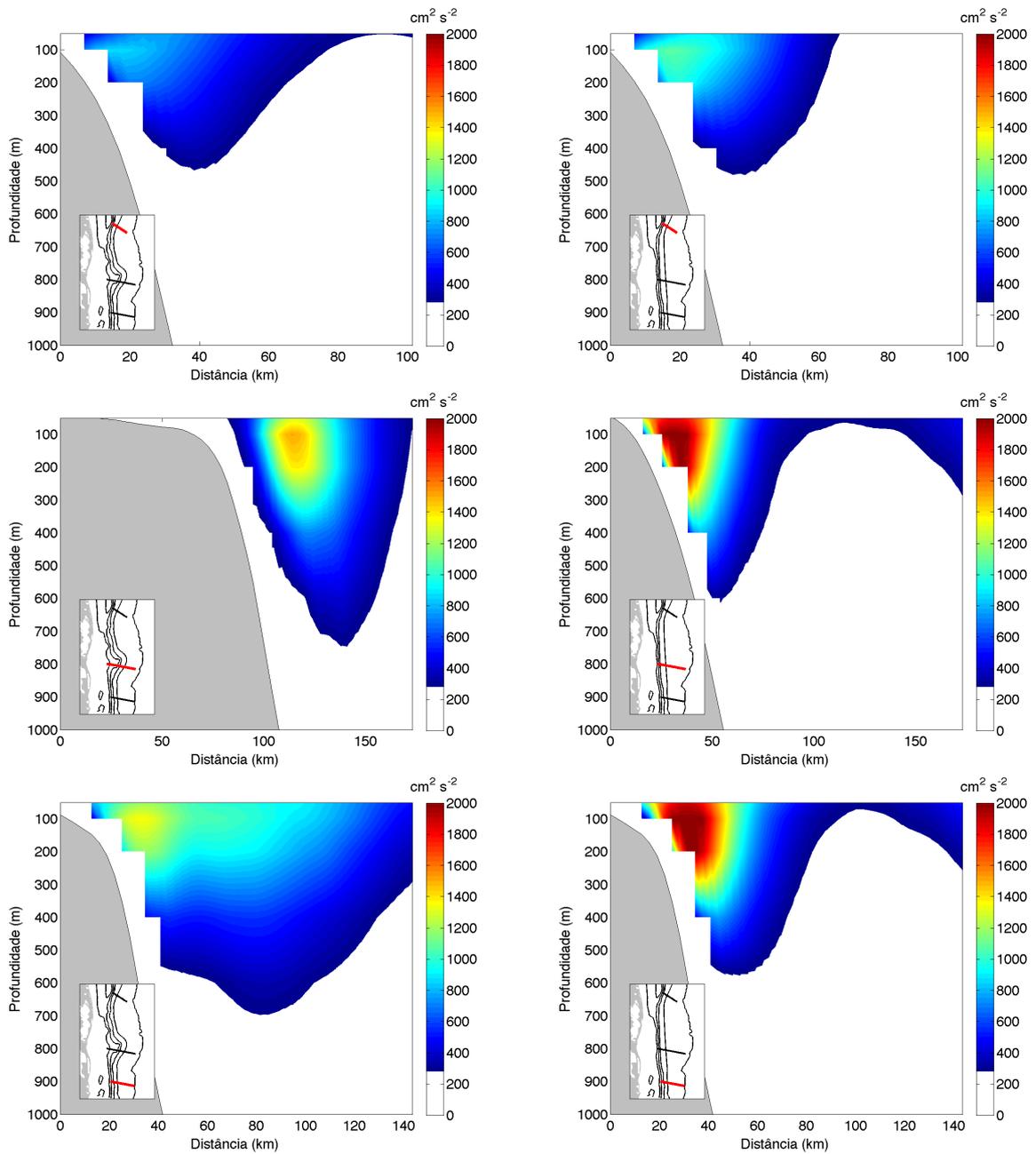
Na região ao norte do Cone do Rio Grande, a Corrente do Brasil também apresenta valores de ECM menores quando comparados ao experimento sem o cone. Esse fato pode estar relacionado com as alterações na batimetria, que devem ter afetado levemente a curvatura das isóbatas nessa região um pouco ao norte do cone. Como Xie, Liu e Pietrafesa (2007) mostraram, o efeito da curvatura das isóbatas sobre as conversões de energia pode ser comparável ao efeito de uma feição topográfica semelhante ao Cone do Rio Grande.

Figura 13: Mapas da Energia Cinética Média em 200m



(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. Os valores além da isóbata de 3000 m e os menores que $300 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a ECM na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 14: Perfis verticais da Energia Cinética Média



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. Os valores menores que $300 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a ECM não região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.4 Energia Cinética Turbulenta

A ECT calculada a partir dos resultados do modelo é apresentada nas figuras 15 e 16.

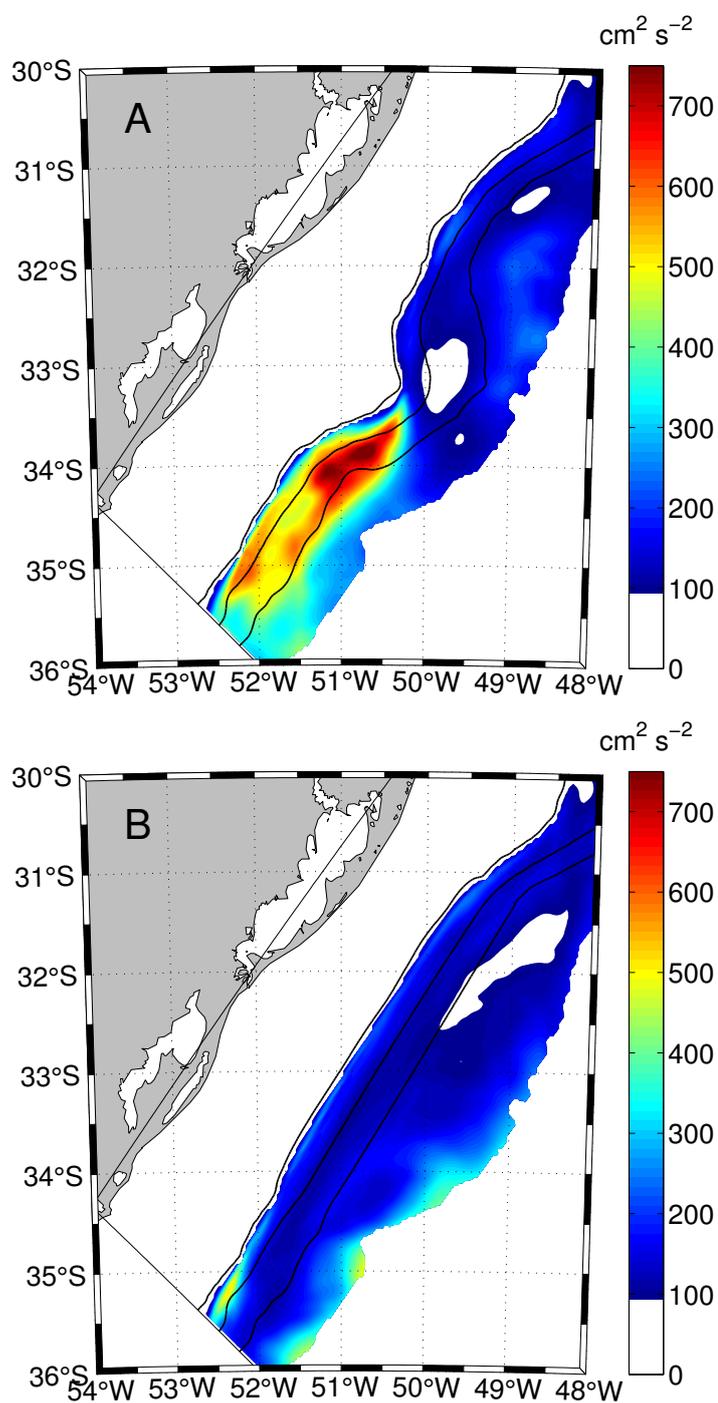
A ECT está associada ao campo turbulento de velocidade. Nos resultados desse trabalho, a ECT se apresenta com valores menores que a ECM na região. Isso está de acordo com o observado por Oliveira (2008), que diz que na maior parte da Corrente do Brasil, a razão entre ECM e ECT é maior que 1. Em termos de magnitude, os valores calculados a partir dos resultados das simulações deste trabalho, maiores que $500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ após a passagem da Corrente do Brasil pelo Cone do Rio Grande, são um pouco mais elevados que os valores encontrados na literatura, porém dentro da mesma ordem de grandeza, e ainda não se comparam com valores de outras correntes de contorno oeste. Fratantoni (2001), por exemplo, estimou que a ECT sobre a Corrente do Golfo, análoga à Corrente do Brasil no hemisfério Norte, chega a $2000 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$.

De acordo com o campo horizontal do experimento realístico, a ECT permanece na mesma ordem de grandeza antes da Corrente do Brasil passar pelo Cone do Rio Grande, mas é significativamente mais alta após o Cone do Rio Grande, com valores até 7 vezes maiores. Esse aumento na ECT não ocorre no experimento sem o Cone do Rio Grande, o que corrobora com a hipótese do Cone do Rio Grande estar “facilitando” a atuação de processos de conversão barotrópica. A diminuição da ECT mais ao sul do cone sugere que esta pode estar sendo novamente revertida para o campo médio (Figura 15A),

As seções verticais de ECT repetem o padrão que os mapas horizontais já mostraram, aumentando a energia ao passar pelo Cone do Rio Grande, e com valores menores quando o Cone do Rio Grande não está presente.

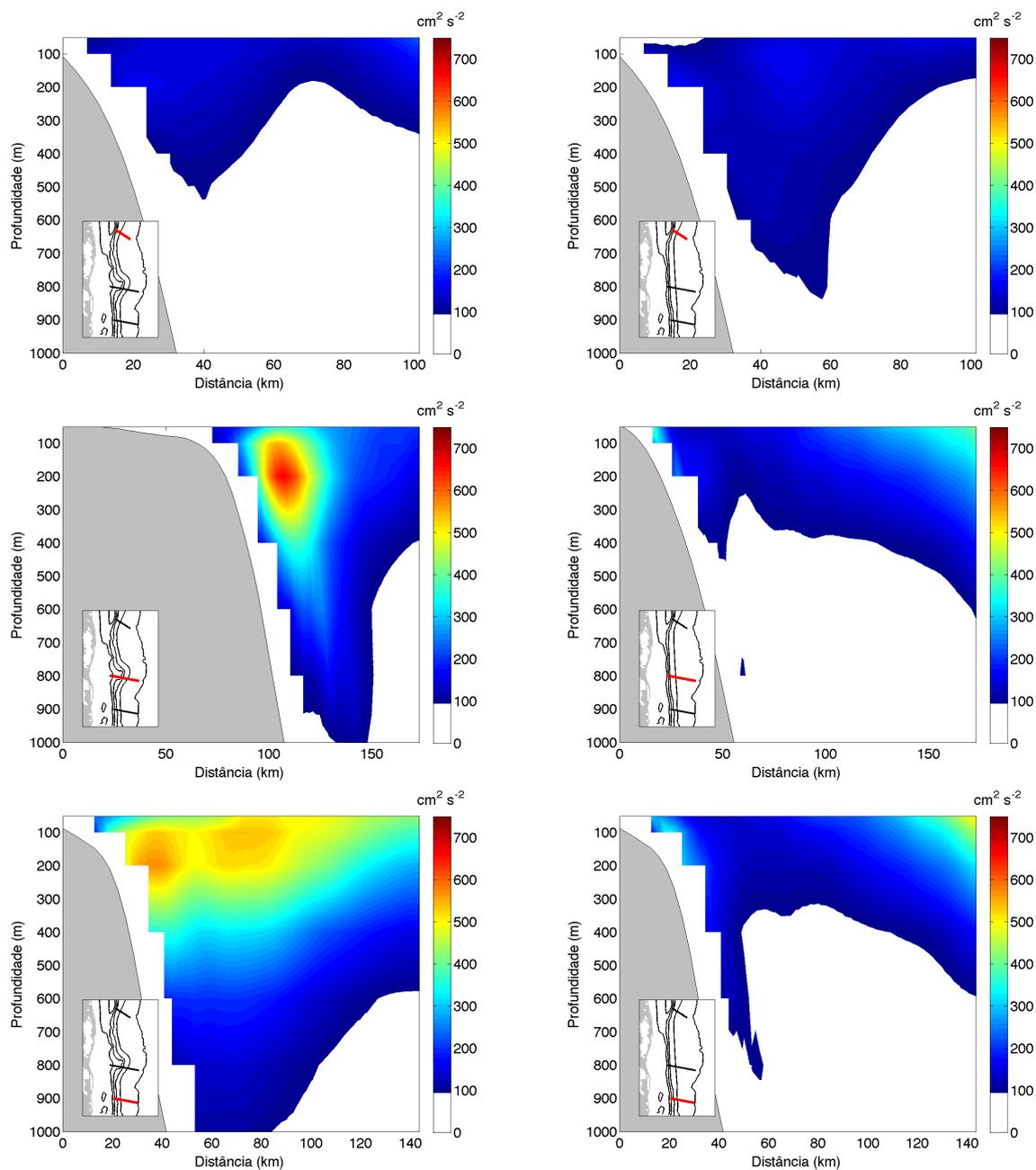
Esse aumento da ECT após a passagem da Corrente do Brasil pelo Cone do Rio Grande corrobora com o observado nos campos de ECM, provavelmente o cone causa a drenagem da energia do campo médio pelo campo turbulento do escoamento. Isso será avaliado mais adiante, quando for analisado o termo de conversão barotrópica, que relaciona os reservatórios de ECM e ECT no Diagrama de Lorenz.

Figura 15: Mapas da Energia Cinética Turbulenta em 200m



(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. Os valores além da isóbata de 3000 m e os menores que $100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a ECT na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 16: Perfis verticais da Energia Cinética Turbulenta



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. Os valores menores que $100 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a ECT não região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.5 Energia Potencial Média

As figuras 17 e 18 mostram os mapas horizontais e as seções verticais da EPM calculada a partir dos resultados das simulações.

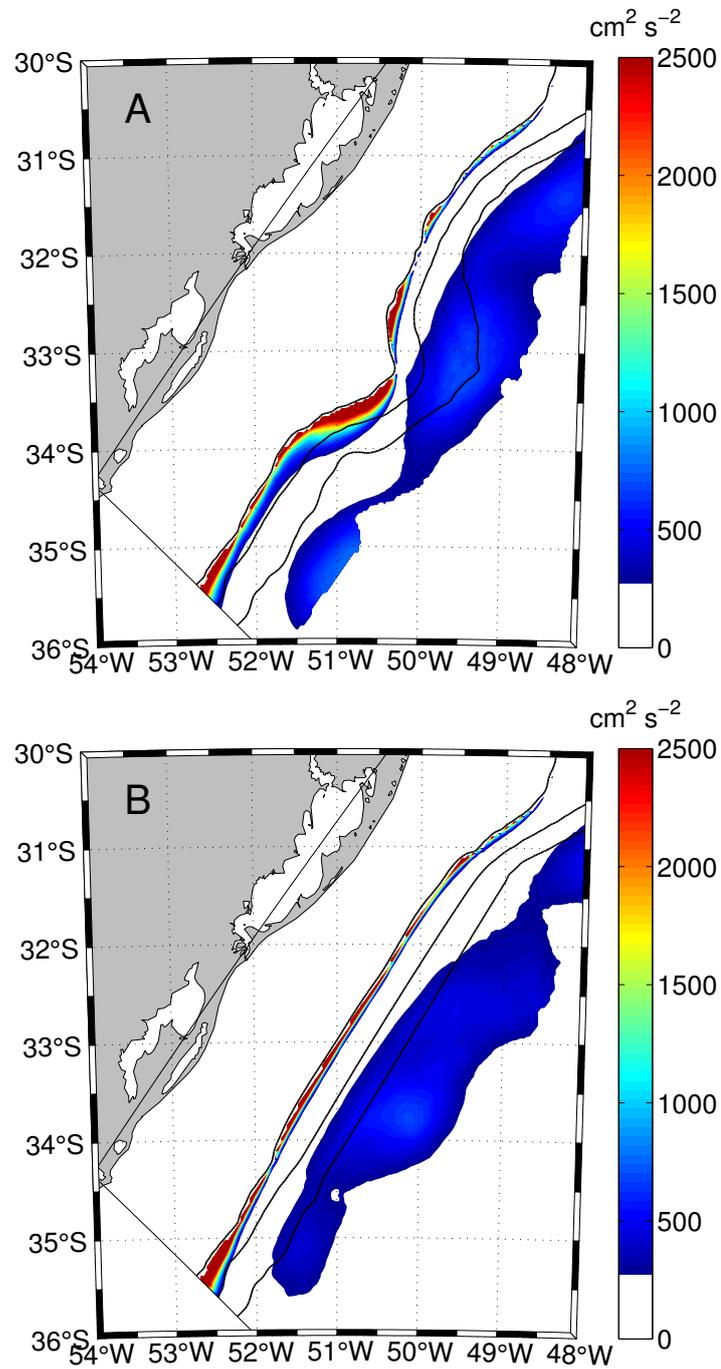
A EPM possui o mesmo padrão nos dois experimentos, com valores baixos no caminho da Corrente do Brasil e mais altos bem próximo ao fundo na isóbata de 200 m. Em cima do Cone do Rio Grande a EPM é maior no experimento realístico. Comparando com os resultados de Oliveira (2008) obtidos a partir de dados de modelo, nota-se que os valores calculados aqui estão uma ordem de grandeza abaixo dos valores calculados na radial VII daquele trabalho. Essa diferença pode estar relacionada com a diferença na resolução espacial dos dois modelos.

As seções verticais de EPM mostram que os altos valores estão confinados em uma região próxima ao fundo no talude, e que há um aumento na EPM no transecto localizado em cima do Cone do Rio Grande. Esse aumento não ocorre no experimento sem o Cone do Rio Grande.

A EPM disponível para conversão está diretamente relacionada com a inclinação média das isopicnais, uma vez que essa inclinação causa o deslocamento do centro de massa do fluido, propiciando o surgimento de fluxos verticais de calor, diretamente associados com processos de conversão baroclínica, em seu segundo estágio. No primeiro estágio, fluxos horizontais de calor extraem a EPM, convertendo-a em EPT, a qual é convertida em ECT por fluxos verticais de calor (e.g. Azevedo et al. (2008))

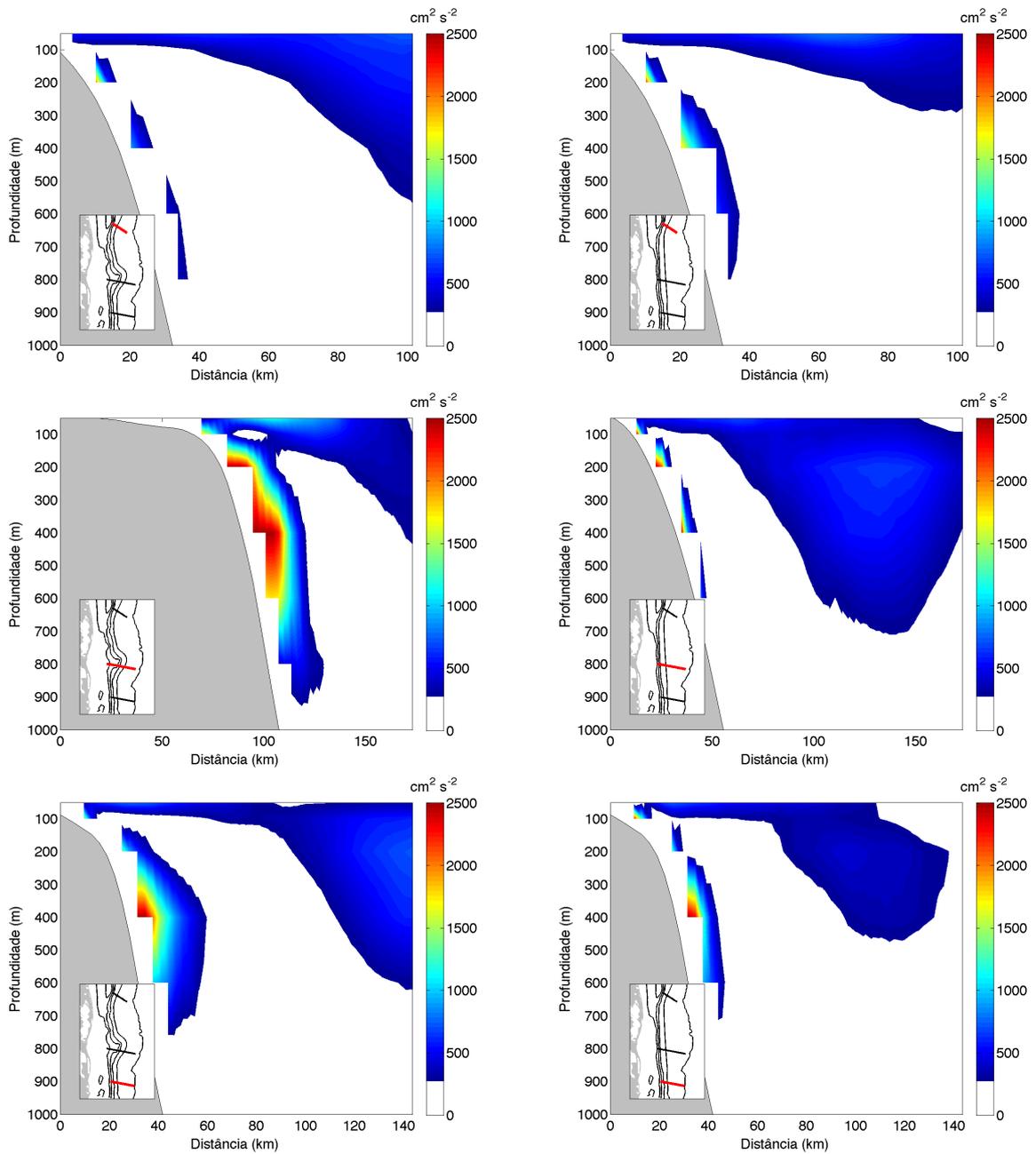
Pode-se confirmar essa relação da EPM com a inclinação das isopicnais através das seções verticais de temperatura mostradas na Figura 19. Observa-se nesta figura que, na região de maior EPM, as isotermas (e conseqüentemente as isopicnais) realmente possuem maior inclinação quando comparadas com regiões mais profundas onde a EPM é baixa, o que mostra uma “influência” do Cone do Rio Grande na região.

Figura 17: Mapas da Energia Potencial Média em 200m



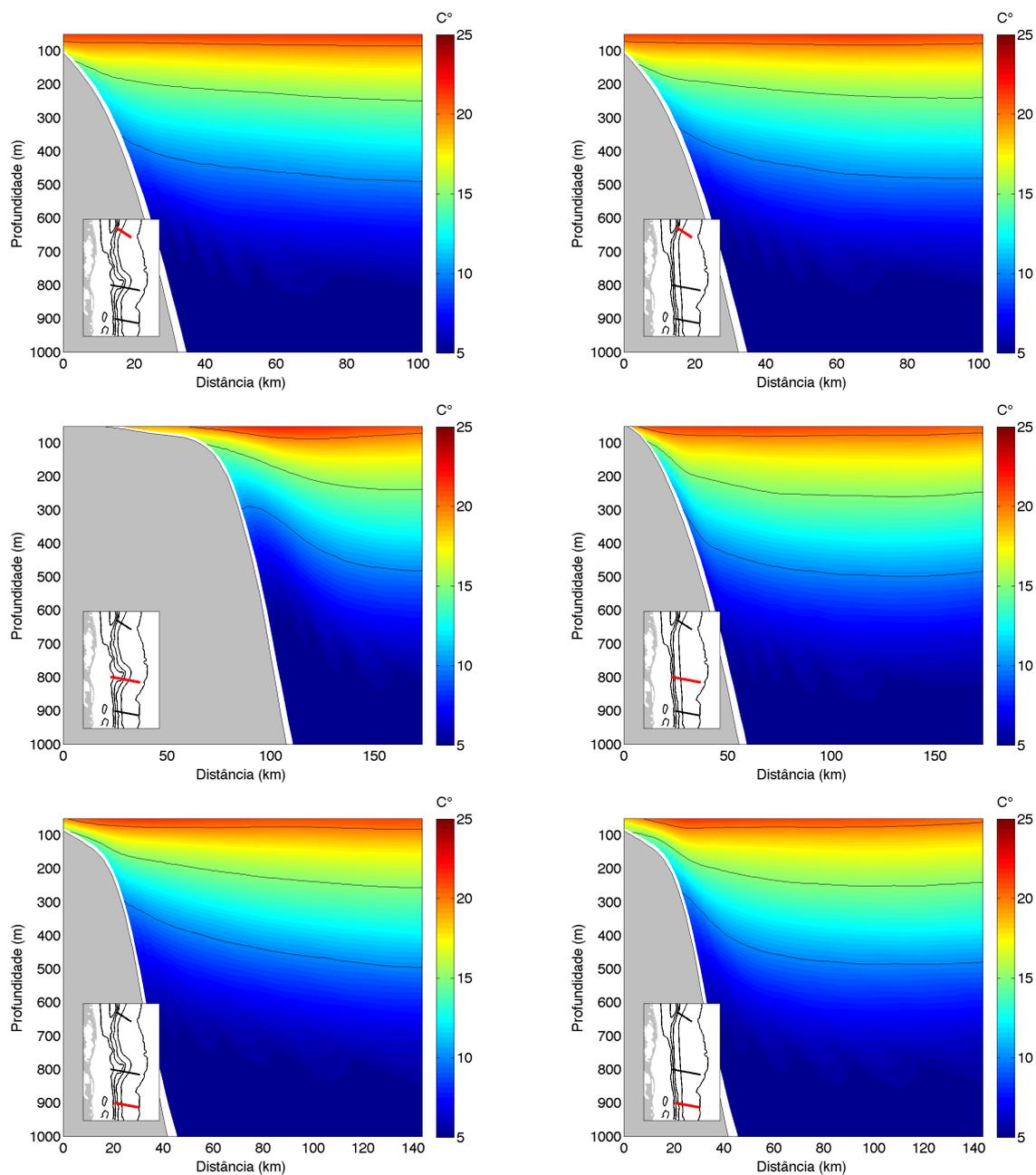
(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. Os valores além da isóbata de 3000 m e os menores que $300 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a EPM na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 18: Perfis verticais da Energia Potencial Média



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. Os valores menores que $300 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a EPM na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 19: Perfis verticais da temperatura média



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.6 Energia Potencial Turbulenta

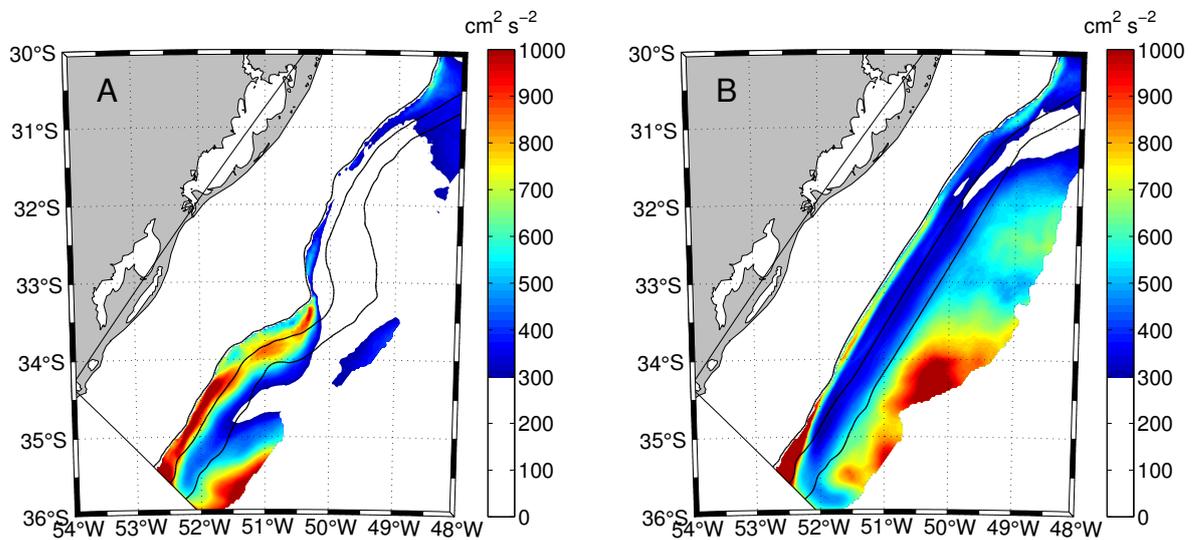
Nas figuras 20 e 21 podem ser observados os campos horizontais e as seções verticais de EPT.

O campo de EPT mostra valores maiores na região da Corrente do Brasil após a passagem pelo Cone do Rio Grande, com valores até duas vezes mais altos. Comparando com a radial XII do trabalho de Oliveira (2008), onde a EPT calculada é em torno de 4×10^3 , percebe-se que os valores estão dentro da mesma ordem de grandeza.

Todos os transectos apresentam valores de EPT mais altos na camada acima dos 100 m, em ambos os experimentos. No segundo e terceiro transecto, o experimento realístico apresenta uma região de EPT mais alta entre 200 m e 600 m de profundidade. Isso sugere que o Cone do Rio Grande pode estar sendo o “gatilho” para a ocorrência de um processo de drenagem da EPM pelo campo turbulento, o que será tratado mais adiante quando da discussão acerca do termo de conversão baroclínica.

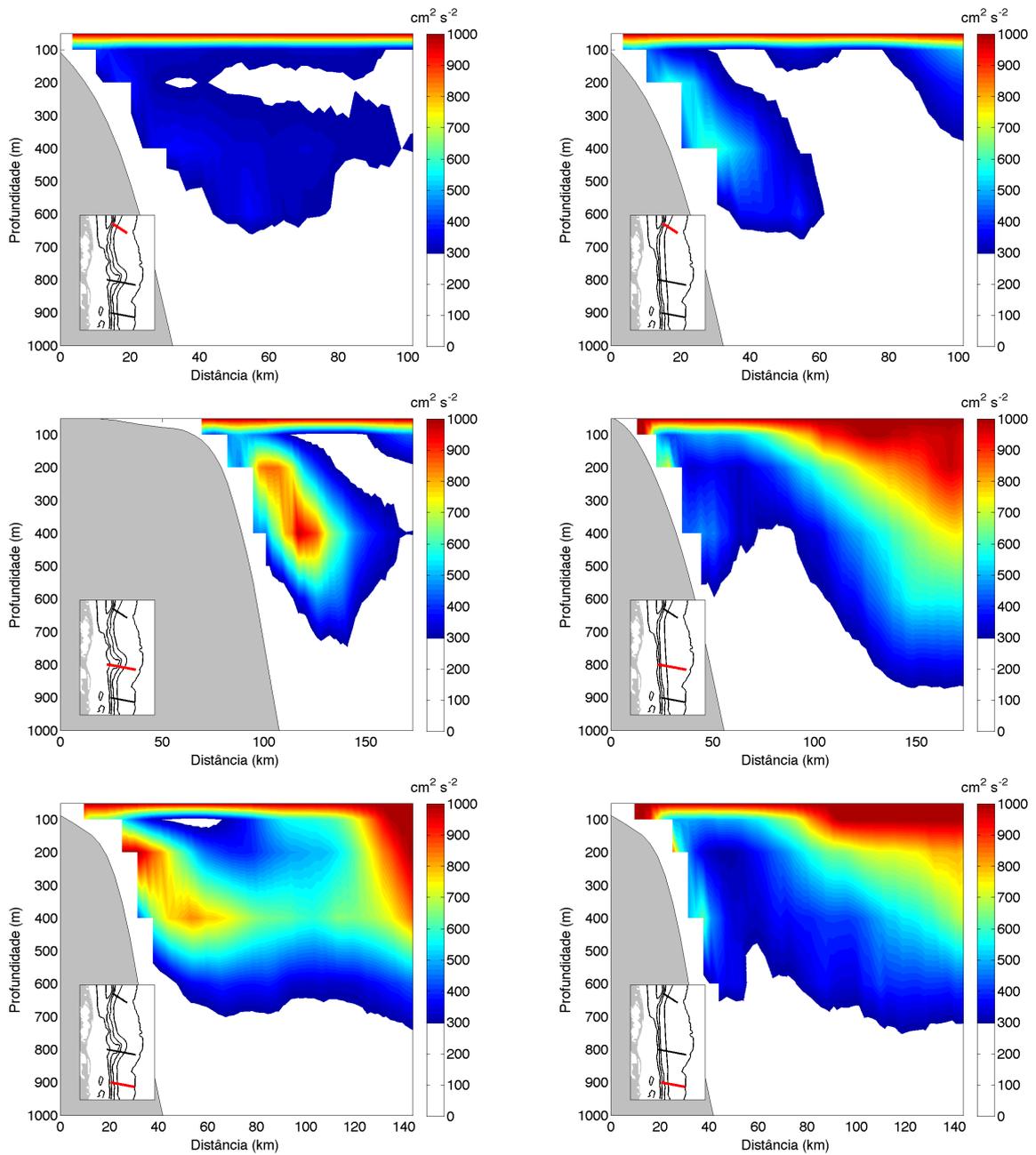
No experimento sem o Cone do Rio Grande, a EPT na região da Corrente do Brasil é mantida praticamente constante ao longo do seu trajeto.

Figura 20: Mapas da Energia Potencial Turbulenta em 200m



(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. Os valores além da isóbata de 3000 m e os menores que $300 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a EPT na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 21: Perfis verticais da Energia Potencial Turbulenta



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. Os valores menores que $300 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ foram mascarados, para realçar a EPT não região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.7 Conversão Barotrópica

O termo CBT das equações de balanço de energia cinética é apresentado nas figuras 22 e 23.

Este termo, no experimento realístico, mostra maiores magnitudes em cima e ao sul do Cone do Rio Grande, porém com valores positivos em cima do Cone do Rio Grande e negativos após ele. As seções verticais mostram que, no experimento realístico, o termo é bastante positivo em cima do cone entre os 100 m e 600 m de profundidade, o que mostra uma alta taxa de conversão da ECM para o campo turbulento. Na seção mais ao sul, nessa mesma faixa de profundidade o termo passa a ser negativo, indicando que parte da ECT é transferida de volta para o campo médio do escoamento.

Em Oliveira (2008), o termo BT calculado a partir dos dados de bóias de deriva para a radial localizada próximo ao Cone do Rio Grande tem a mesma ordem de grandeza dos valores aqui apresentados, e da mesma forma que ocorre aqui, o termo é positivo em cima do Cone do Rio Grande.

Corroborando com a análise feita anteriormente sobre os campos de ECM e ECT, em cima do cone ocorre uma alta taxa de conversão barotrópica, ou seja, conversão da energia cinética do campo médio para o turbulento. Porém, após a passagem pelo Cone do Rio Grande, o termo passa a ser negativo, com menos intensidade, mas por uma área mais extensa. Esse sinal negativo é indicativo de uma sobre-estabilidade barotrópica, quando a corrente drena a energia do campo turbulento de volta para o seu campo médio, mostrando que os vórtices gerados podem desempenhar um importante papel na manutenção da estrutura média da corrente nesta região (DEWAR; BANE, 1985).

Isso sugere que o mecanismo de conversão barotrópica pode alimentar a perturbação na corrente quando esta flui sobre o Cone do Rio Grande, mas não há o crescimento dessa perturbação na região pós-cone, onde o escoamento turbulento tende a diminuir, restaurando o campo de escoamento médio.

No experimento sem o Cone do Rio Grande, o termo de conversão barotrópica tem amplitude baixa em toda a região da Corrente do Brasil, ou seja, quase não há transferência de energia entre os reservatórios de ECM e ECT do Diagrama de Lorenz, sugerindo que o Cone do Rio Grande atuaria como um “gatilho” para o desencadeamento de processos de conversão barotrópica na região.

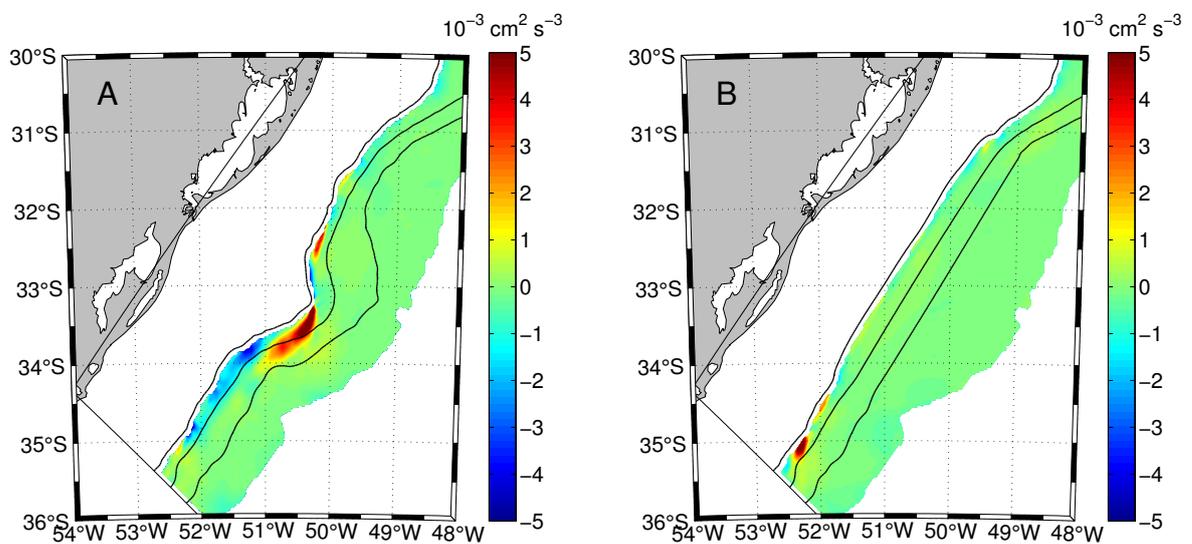
O termo de conversão barotrópica está ligado ao cisalhamento horizontal da velocidade de corrente¹, como pode-se notar pela sua formulação, que depende das derivadas parciais de cada componente da velocidade. Em teoria, quanto maior é o cisalhamento horizontal da corrente, maior é a possibilidade de ocorrência de processos de instabilidade barotrópica.

¹ ver termo CBT das equações Equação A.15 e Equação A.19

Na Figura 24, são mostrados os perfis horizontais da velocidade, e o respectivo valor do cisalhamento ao longo dos transectos. Pela figura 24(c), nota-se que, realmente, a zona onde o termo CBT é bastante positivo está associada a uma região onde o cisalhamento horizontal da corrente é relativamente mais intenso ($< -2 \text{ cm s}^{-1} \text{ km}^{-1}$).

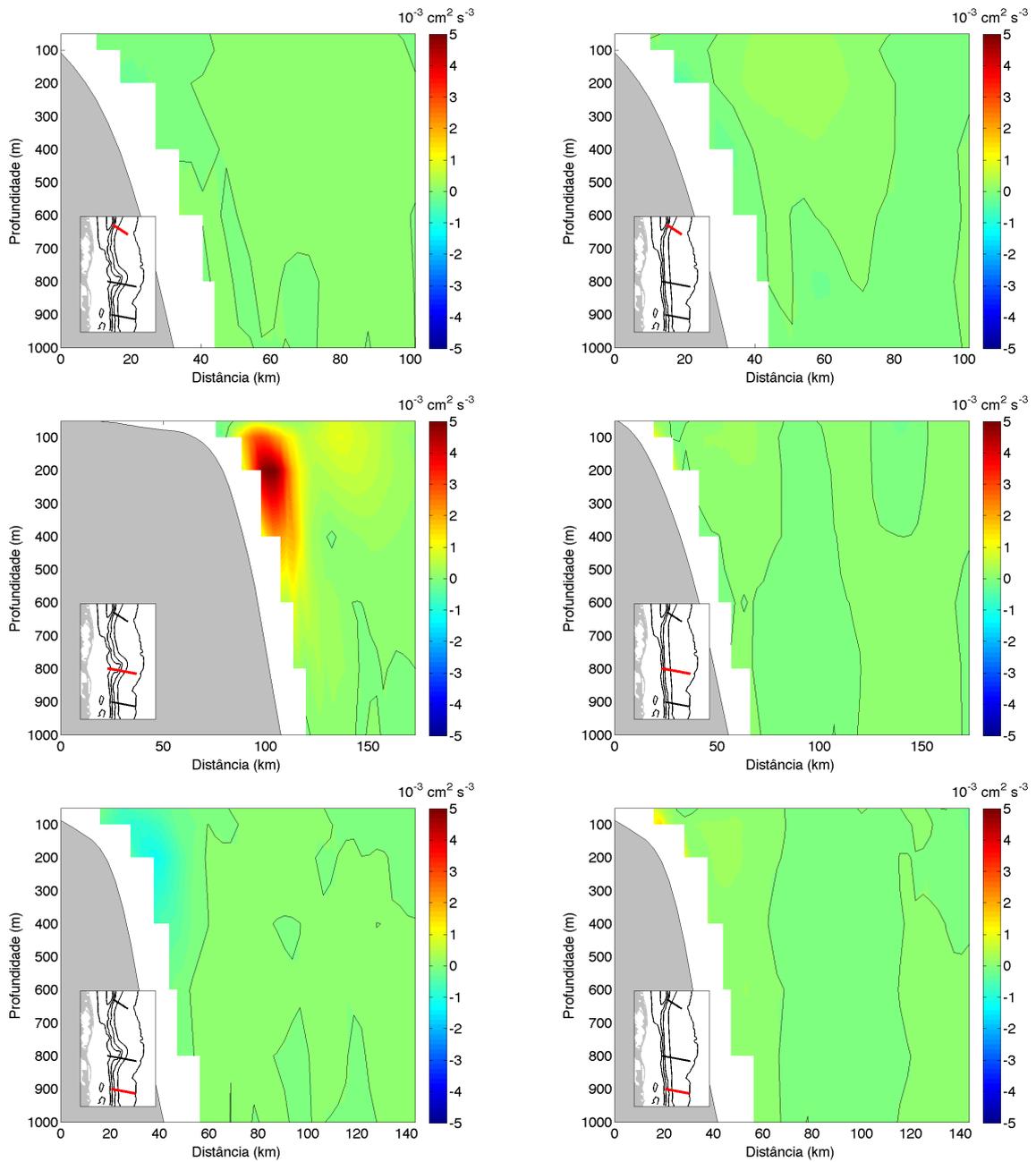
Por outro lado, no experimento sem o Cone do Rio Grande, a corrente também é bastante cisalhada em alguns pontos e, no entanto, o termo CBT não é intenso. Isso mostra que o cisalhamento das correntes, apesar de proporcionar melhores condições para a ocorrência de conversão barotrópica, não necessariamente é suficiente para que isto ocorra.

Figura 22: Mapas do termo de Conversão Barotrópica em 200m



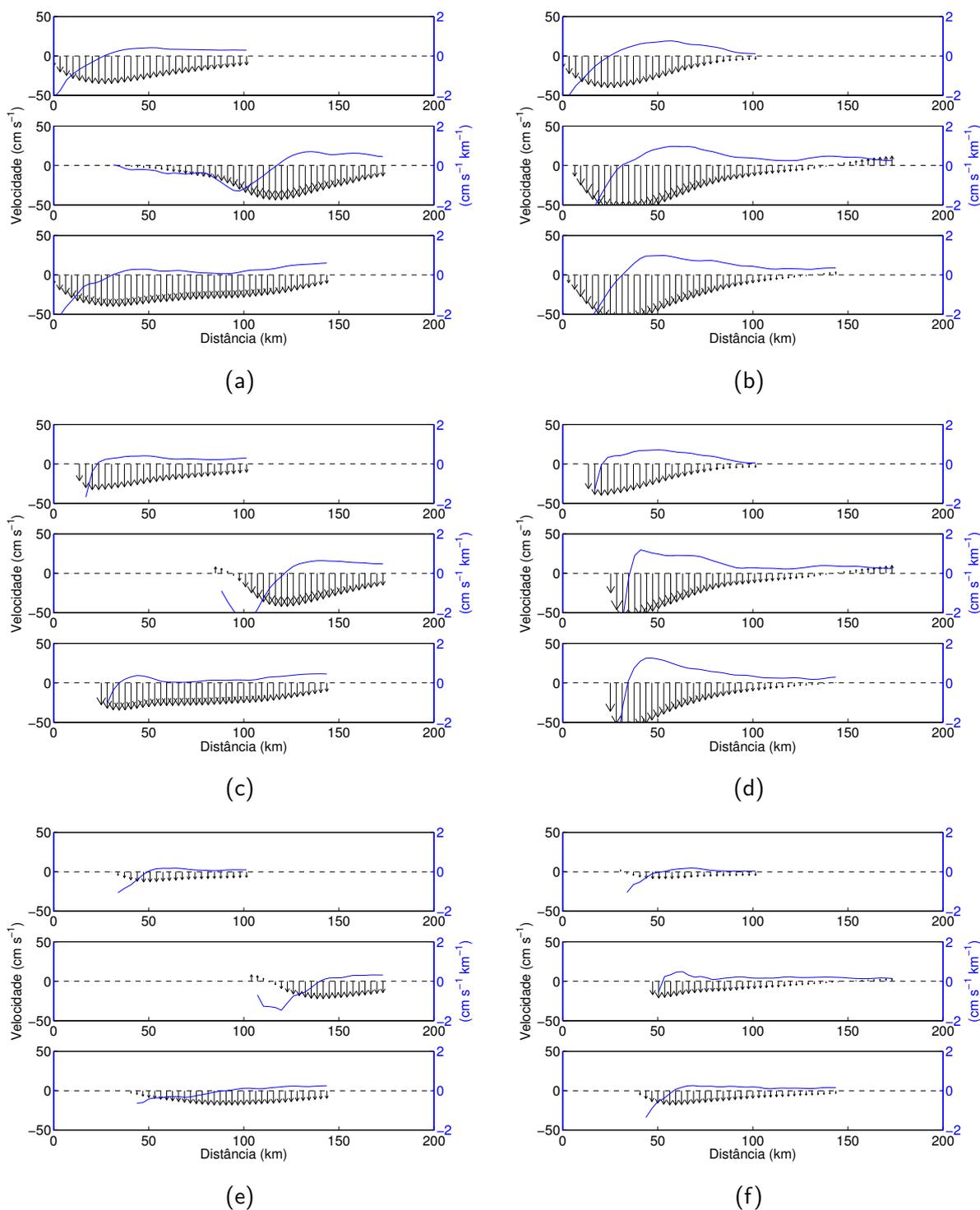
(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. Os valores além da isóbata de 3000 m foram mascarados, para realçar o termo CBT na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 23: Perfis verticais do termo de Conversão Barotrópica



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. A linha preta indica os pontos onde a conversão é nula. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 24: Perfis horizontais da velocidade perpendicular aos transectos



À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. Painel superior: 50 m; painel intermediário: 200 m; painel inferior: 600 m. Os vetores e a escala em preto indicam a velocidade perpendicular ao transecto. Em cada figura, o perfil superior é do transecto antes do cone, o intermediário é em cima do cone, e o inferior é após o cone. A linha e a escala em azul indicam a derivada dessa componente na direção do transecto. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.8 Conversão Baroclínica

As figuras 25 e 26 apresentam o termo CBC das equações de balanço de energia potencial, cujo valor representa as trocas de energia potencial entre o campo médio e o campo turbulento.

A análise dos termos de EPM e EPT feita anteriormente indicou que sobre o cone poderia estar ocorrendo uma transferência de energia do campo médio para o turbulento. Analisando as seções verticais do termo CBC, percebe-se que realmente, na região do Cone do Rio Grande o termo é bastante positivo, principalmente na camada entre os 100 m e 800 m, confirmando a transferência de energia para o campo turbulento, a chamada conversão baroclínica. Esses altos valores do termo CBC podem indicar a presença de processos de instabilidade baroclínica na região do Cone do Rio Grande.

O termo BC encontrado por Oliveira (2008) com os resultados do modelo é bastante diferente do encontrado aqui, sendo uma ordem de magnitude menor, e com sinal contrário. Novamente as diferenças entre os resultados podem estar relacionadas com as diferentes resoluções do modelo, e que por resolverem processos de escalas diferentes podem apresentar padrões de conversão de energia distintos.

Após a passagem da Corrente do Brasil pelo Cone do Rio Grande no experimento realístico, o termo CBC, apesar de ter menor intensidade, ainda é positivo na maior parte, reforçando ainda mais a idéia de que processos de instabilidade baroclínica podem ocorrer na região, já que a energia continua sendo drenada do campo médio para o turbulento. Por outro lado, no experimento sem o Cone do Rio Grande o termo é fraco e por vezes negativo no segundo transecto.

É interessante notar que, no transecto localizado após o Cone do Rio Grande no experimento realístico, o sinal do termo CBT é negativo (Figura 23) e do termo CBC é positivo. Isso pode ser um indício de que a energia está "circulando" entre os diversos estoques do diagrama de Lorenz, ou seja, a EPM é convertida em EPT, que por sua vez é convertida em ECT, então em ECM, que novamente se converte em EPM.

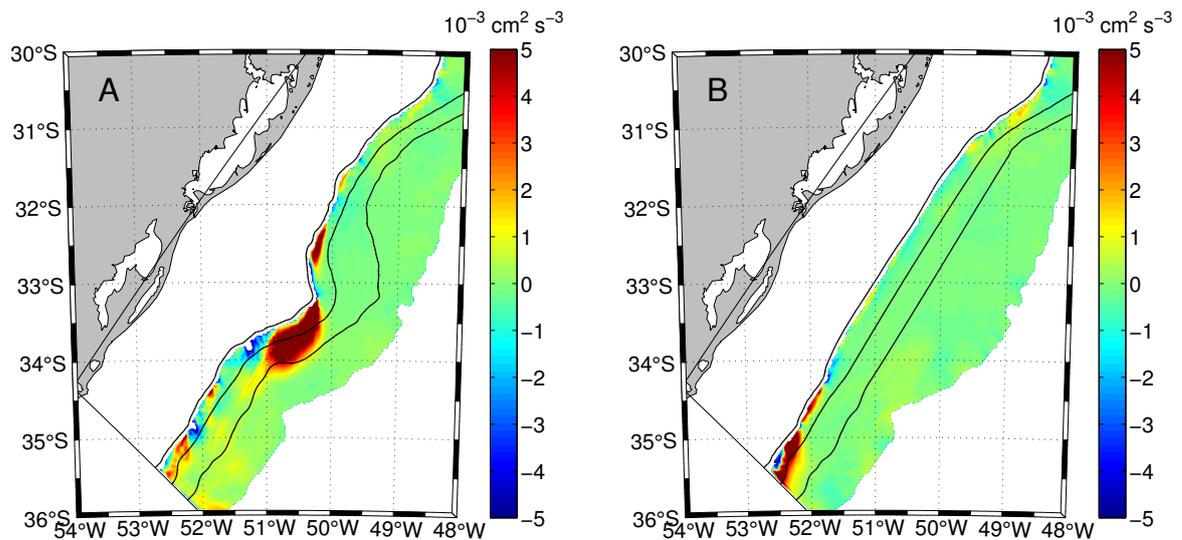
Os valores máximos encontrados para o termo CBC vão um pouco além de $5 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$, que é o valor encontrado por Xie, Liu e Pietrafesa (2007) ao estudarem a passagem da Corrente do Golfo por uma feição batimétrica conhecida como *Charleston Bump*. Dewar e Bane (1985) encontraram valores consistentes também para a Corrente do Golfo.

Da mesma forma que o termo CBT está ligado ao cisalhamento horizontal da velocidade de corrente, o termo CBC está relacionado com o cisalhamento vertical da corrente.

Na Figura 27, são mostrados os perfis verticais da velocidade média no ponto onde a Corrente do Brasil é mais intensa. Pela Figura 27(c), nota-se que o cisalhamento da corrente no experimento sem o Cone do Rio Grande parece ser maior que o experimento realístico,

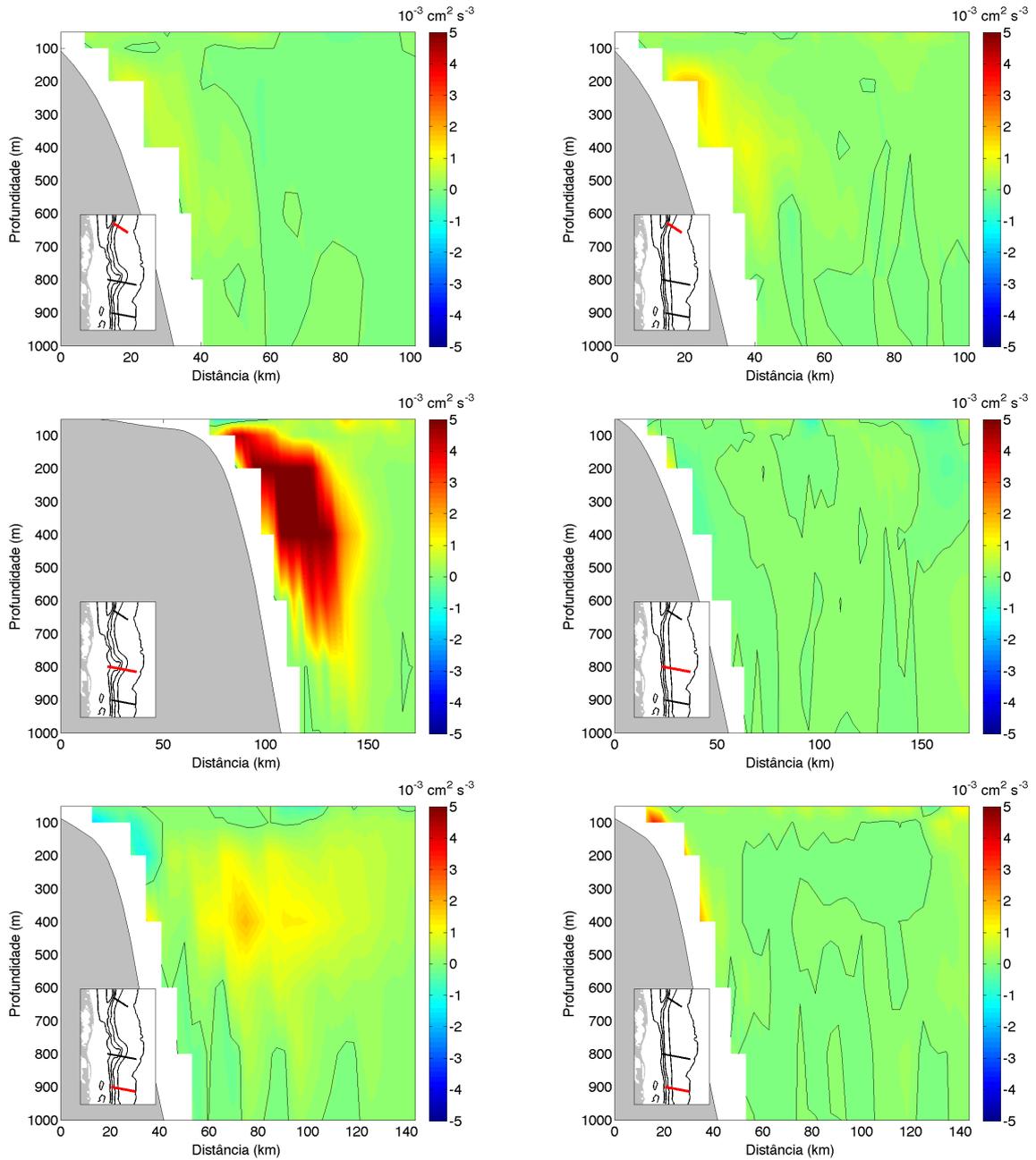
mesmo as taxas de conversão baroclínicas sendo muito baixas no primeiro. É difícil estabelecer uma relação entre o cisalhamento vertical da velocidade com o termo CBC, o que mostra que não necessariamente ocorre conversão baroclínica em uma corrente cisalhada verticalmente, outros fatores podem ser determinantes para a ocorrência deste processo, como o critério citado na seção A.2 sobre o troca de sinal do gradiente horizontal da vorticidade potencial.

Figura 25: Mapas do termo de Conversão Baroclínica em 200m



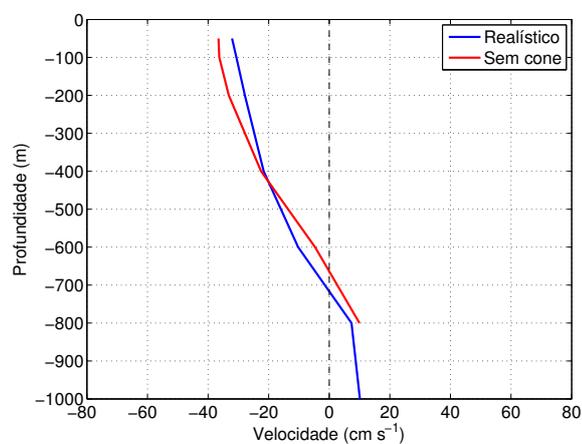
(A): experimento realístico. (B): experimento sem o Cone do Rio Grande. Os valores além da isóbata de 3000 m foram mascarados, para realçar o termo CBC na região de interesse. Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 26: Perfis verticais do termo de Conversão Baroclínica

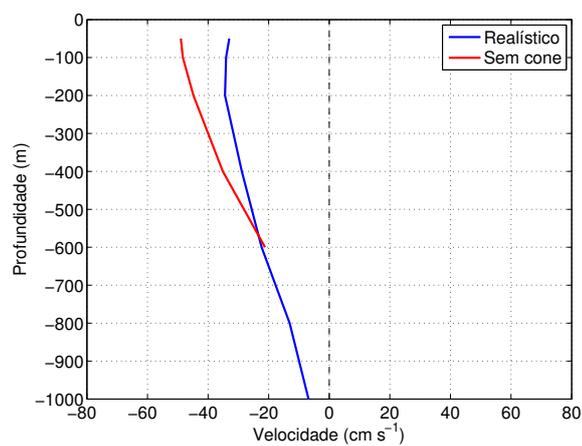


À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. A linha preta indica os pontos onde a conversão é nula. Fonte: Elaborada pelo autor.

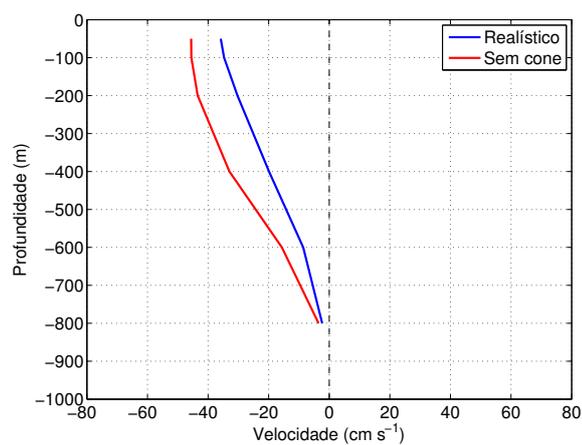
Figura 27: Perfis verticais da velocidade perpendicular aos transectos no núcleo da Corrente do Brasil



(a)



(b)



(c)

As velocidades negativas estão no sentido da Corrente do Brasil (a): antes do cone. (b): em cima do cone. (c): após o cone. Fonte: Elaborada pelo autor.

3.9 Diagramas de Lorenz

Todos os termos médios de energia cinética e potencial, além dos termos médios das equações de balanço de energia (seção A.3), para as seções verticais criadas com os resultados das simulações deste trabalho, estão sintetizados nos Diagramas de Lorenz da Figura 29.

Em relação aos estoques energéticos, a energia cinética, tanto média quanto turbulenta, aumenta na direção Sul. É de se esperar que a energia cinética turbulenta aumente, pois como já se observou, o cone causa conversão barotrópica, transferindo ECM para ECT. Porém a ECM continua a aumentar após o cone, e portanto devem existir mecanismos que estão aumentando a ECM do sistema. A análise dos termos da equação de balanço de ECM não esclarecem este fato, pois na maioria das vezes o sentido da transferência é o de retirar ECM. Provavelmente a resposta está do termo que acopla o reservatório de EPM disponível com o de ECM, e a energia potencial está se transformando em energia cinética. No experimento sem o cone, nota-se que a ECT também aumenta após o cone, porém de forma não tão expressiva quanto no experimento realístico, mais uma vez reforçando a idéia de que a presença do cone implica em mais conversão barotrópica.

A EPM, em ambos os experimentos, é diminuída durante o caminho da Corrente do Brasil no nível mais superficial, porém é amplificada em mais de duas vezes nos níveis mais profundos na região em cima do cone, voltando a valores mais baixos após a passagem pelo cone. Diferentemente da energia cinética, a presença do cone parece aumentar os estoques de EPM, o que sugere que as isopicnais no campo de massa médio se encontram mais inclinadas devido à presença do cone. Isto pode ser explicado pelo fato das instabilidades na corrente formarem vórtices ciclônicos que resultam em ressurgência da água do talude e elevam as isopicnais.

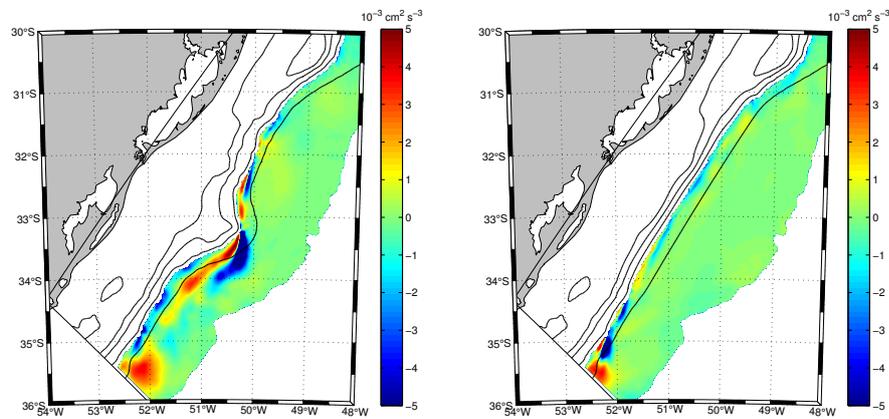
Um dos termos da equação de balanço de ECT chama bastante atenção pela influência que o cone traz sobre este, que é o $AECT_{EM}$. Esse termo avalia a advecção de ECT pelo escoamento médio, e quando o Cone do Rio Grande está presente, este se torna fortemente negativo. Isso significa que a ECT está sendo mais advectada (distribuída) pelo campo médio por ação do cone.

O termo $AEPM_{EM}$, que mostra a advecção de EPM pelo escoamento médio, também sofre forte influência do Cone do Rio Grande quando a Corrente do Brasil passa sobre este. Ele é aumentada em uma ordem de grandeza, contribuindo fortemente com o aumento do estoque de EPM.

Outro termo que se destaca no experimento realístico por variar bastante na região do cone é o $TECM_{TR}$, que indica o transporte de ECM pelas tensões de Reynolds. Em cima do cone, este termo, na média, também se torna fortemente negativo, retirando energia do estoque de ECM. Na Figura 28, percebe-se que em cima do cone na profundidade de 200 m, esse termo ocorre positivo de um lado da Corrente do Brasil e negativo do outro, ou seja,

de um lado da corrente o termo contribui com o aumento da ECM, e do outro diminui esse estoque.

Figura 28: Mapas do termo de $TECM_{TR}$ em 200 m de profundidade

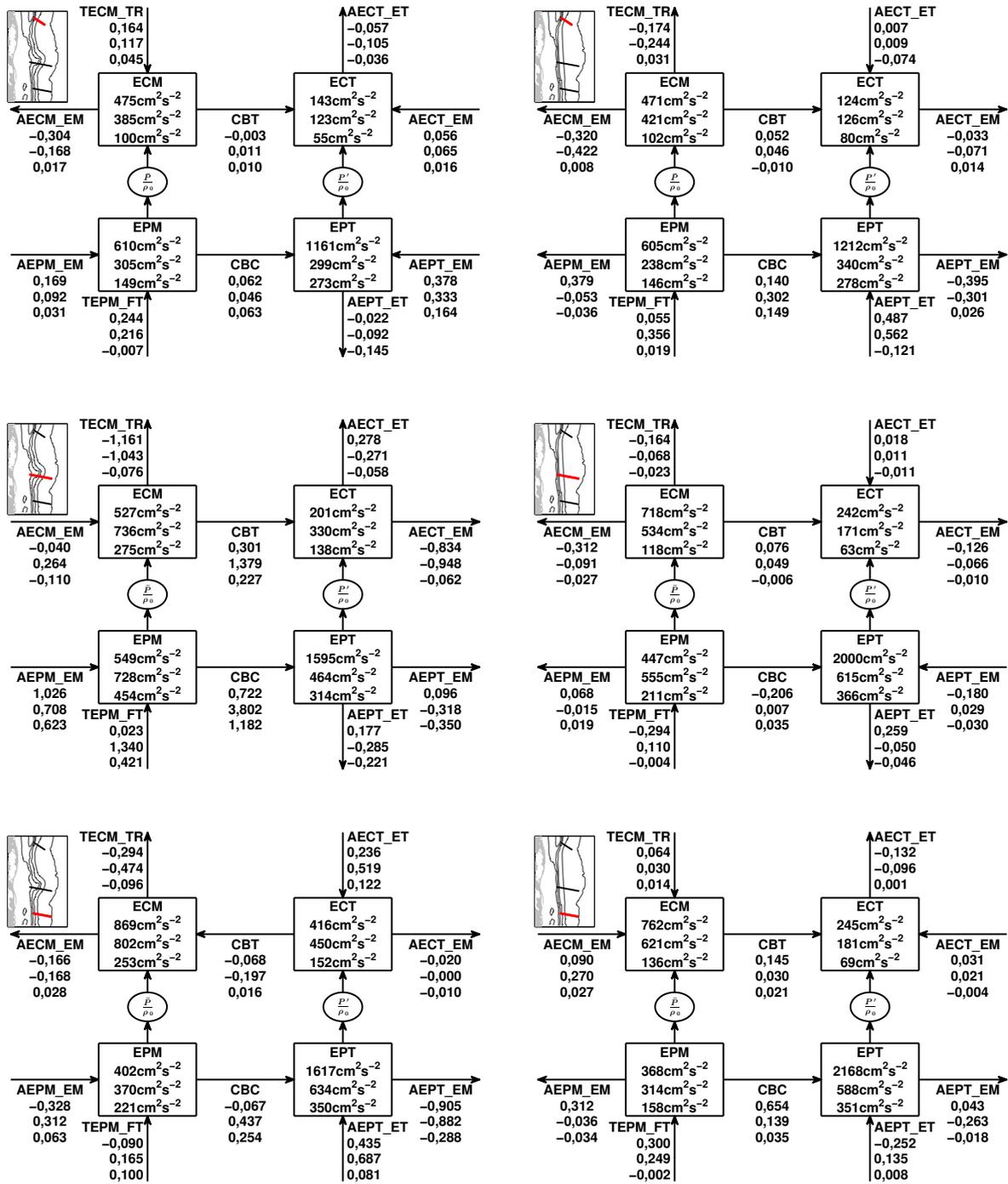


À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. Fonte: Elaborada pelo autor.

Focando a análise sobre os termos de conversão barotrópica e baroclínica no experimento realístico, nota-se o aumento expressivo das conversões em cima do cone, que crescem cerca de duas ordens de magnitude quando comparada com seus valores em 200 m antes do cone. Após o cone, a conversão baroclínica diminui de intensidade, e a barotrópica, como já notado, troca de sinal e passa a retirar energia do campo turbulento de volta para o campo médio.

Em termos de magnitude, percebe-se que a conversão baroclínica é mais intensa do que a barotrópica, o que sugere que os processos de instabilidade baroclínica tem papel mais importante no meandramento e na formação de vórtices na Corrente do Brasil nessa região. Sendo assim, a Corrente do Brasil é influenciada pelo Cone do Rio Grande de maneira semelhante à Corrente do Golfo ao passar pelo *Charleston Bump*, como mostraram alguns estudos (ORLANSKI; COX, 1972; OEY, 1988).

Figura 29: Diagramas de Lorenz para cada transecto



As unidades dos termos de balanço energético estão em $10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$. As setas indicam a direção da transferência de energia para o segundo nível calculado, de 200 m. Cada termo tem 3 valores, que correspondem às profundidades de 50 m, 200 m e 600 m. O transecto em questão é indicado no pequeno mapa em cada figura. À esquerda: experimento realístico. À direita: experimento sem o Cone do Rio Grande. Fonte: Elaborada pelo autor.

4 Conclusão

Esse trabalho fez uso de uma poderosa ferramenta para a análise e estudo da circulação oceânica em geral, que é a modelagem numérica, com o intuito de entender melhor a influência de uma feição batimétrica relevante, o Cone do Rio Grande, sobre a dinâmica e energética da corrente oceânica que flui sobre esta, a Corrente do Brasil.

O uso da modelagem numérica permite que se tenham campos tridimensionais de dados oceanográficos para toda uma região de interesse, que, mesmo sendo resultados que provavelmente não representam fielmente a estrutura real do oceano, permitem que estudos de processos sejam feitos de forma mais rápida e menos custosa financeiramente.

As principais conclusões as quais se pode chegar a partir dos resultados obtidos neste trabalho são:

- O Cone do Rio Grande é responsável direto pela forma como as taxas de transferência de energia na Corrente do Brasil se dão quando esta flui sobre ele.
- A energia é “drenada” dos campos médios para os campos turbulentos quando a corrente passa sobre o Cone do Rio Grande, tanto por conversão barotrópica quanto por conversão baroclínica. Porém, a conversão baroclínica se mostra mais intensa, da mesma forma que ocorre no jato da Corrente do Golfo ao passar pelo *Charleston Bump*.
- Grande parte da atividade de mesoescala da região provavelmente está associada à presença do cone, pois com mais conversão barotrópica e baroclínica, a Corrente do Brasil é mais propensa a desenvolver instabilidades, e portanto, maior a chance de desenvolvimento de meandros e vórtices.

Referências

- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In: CHANG, J. (Ed.). *General Circulation Models of the Atmosphere*. [S.l.]: Elsevier, 1977, (Methods in Computational Physics: Advances in Research and Applications, v. 17). p. 173–265.
- AZEVEDO, J. L. L. et al. Os processos de Conversão de Energia nos Oceanos: uma Revisão do Diagrama de Lorenz. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 26, n. 2, p. 153–172, 2008.
- BANE, J. M. Initial observations of the subsurface structure and short-term variability of the seaward deflection of the Gulf Stream off Charleston, South Carolina. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, n. C8, p. 4673, 1983.
- BANE, J. M.; BROOKS, D. A. Gulf Stream meanders along the Continental Margin from the Florida Straits to Cape Hatteras. *Geophysical Research Letters*, v. 6, n. 4, p. 280–282, abr. 1979.
- BECKMANN, A.; HAIDVOGEL, D. B. Numerical Simulation of Flow around a Tall Isolated Seamount. Part I: Problem Formulation and Model Accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, v. 23, p. 1736–1753, 1993.
- BLECK, R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, v. 4, n. 1, p. 55–88, jan. 2002.
- BRANDINI, F. P.; MORAES, C. L. B.; THAMM, C. A. Shelf break upwelling, subsurface maxima of chlorophyll and nitrite, and vertical distribution of a subtropical nano- and microplankton community off southeastern Brazil. In: BRANDINI, F. P. (Ed.). *Memórias do III Encontro Brasileiro de Plâncton*. [S.l.]: UFPR, Caiobá, 1988. p. 47–56.
- BROOKS, D. A.; BANE, J. M. Gulf Stream Deflection by a Bottom Feature off Charleston, South Carolina. *Science (New York, N.Y.)*, v. 201, n. 4362, p. 1225–6, set. 1978.
- BUDGEELL, W. P. Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region. *Ocean Dynamics*, v. 55, n. 3-4, p. 370–387, jul. 2005.
- CHAPMAN, D. C. Numerical Treatment of Cross-Shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocean Model. *Journal of Physical Oceanography*, v. 15, n. 8, p. 1060–1075, 1985.
- CORREIA, T. M. B. a. *Diagnóstico Ambiental do Cone de Rio Grande - Bacia de Pelotas, RS*. 221 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica) — Universidade Federal do Rio Grande, 2012.
- CRONIN, M.; WATTS, D. R. Eddy–Mean Flow Interaction in the Gulf Stream at 68°W. Part I: Eddy Energetics. *Journal of Physical Oceanography*, v. 26, n. 10, p. 2107–2131, out. 1996.
- CUMMINGS, J. a. Operational multivariate ocean data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 131, n. 613, p. 3583–3604, out. 2005.
- CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J. M. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and numerical aspects*. [S.l.: s.n.], 2011.

- DEWAR, W. K.; BANE, J. M. Subsurface Energetics of the Gulf Stream near the Charleston Bump. *Journal of Physical Oceanography*, v. 15, n. 12, p. 1771–1789, dez. 1985.
- DEWAR, W. K.; BANE, J. M. Gulf Stream Dynamics: Part I: Mean Flow Dynamics at 73°W. *Journal of Physical Oceanography*, v. 19, n. 10, p. 1558–1573, out. 1989.
- DI LORENZO, E. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 50, n. 14-16, p. 2371–2388, ago. 2003.
- DINNIMAN, M. S.; KLINCK, J. M.; SMITH, W. O. Cross-shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 50, n. 22-26, p. 3103–3120, nov. 2003.
- EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. A note on the transport of the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, v. 13, n. 9, p. 1732–1738, 1983.
- FAIRALL, C. W. et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, n. C2, p. 3747, 1996.
- FLATHER, R. A. A Tidal Model of the North-west European Continental Shelf. *Mémoires Société Royale des Sciences de Liège*, v. 10, n. 6, p. 141–164, 1976.
- FOFONOFF, N. P.; HALL, M. M. Estimates of mass, momentum and kinetic energy fluxes of the Gulf Stream. *Journal of Physical Oceanography*, v. 13, p. 1868–1877, 1983.
- FRATANTONI, D. M. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, n. C10, p. 22067, 2001.
- FU, L. L. The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods. *Journal of Physical Oceanography*, v. 11, p. 1171–1193, 1981.
- GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. L. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, v. 33, n. 5, p. 573–585, 1986.
- HAIKVOGEL, D. B. et al. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 32, p. 239–281, 2000.
- HALKIN, D.; ROSSBY, T. The Structure and Transport of the Gulf Stream at 73°W. *Journal of physical oceanography*, v. 15, p. 1439–1452, 1985.
- KUNDU, P. K.; COHEN, I. M. *Fluid Mechanics*. 4. ed. [S.l.]: Academic Press, 2008. 872 p.
- LE BLOND, P. H.; MYSAK, L. A. *Waves in the Ocean*. 1. ed. [S.l.]: Elsevier, 1978. 602 p.
- LORENZ, E. N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, p. 167, 1955.

- MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, n. 4, p. 753–783, abr. 2003.
- MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. F. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, v. 3, p. 1–20, 2001.
- MARTINS, I. R. *Modelo sedimentar do cone de Rio Grande*. 222 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1984.
- MASON, E. et al. Procedures for offline grid nesting in regional ocean models. *Ocean Modelling*, Elsevier Ltd, v. 35, n. 1-2, p. 1–15, 2010.
- MATSUURA, Y. Distribution and abundance of skipjack (*Katsuwonus pelamis*) larvae in eastern Brazilian waters. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 31, n. 2, p. 5–7, 1982.
- MATSUURA, Y. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura*, v. 38, n. 8, p. 1439–1450, 1986.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, v. 20, n. 4, p. 851, 1982.
- MESQUITA, H. S. L. Suspended particulate organic carbon and phytoplankton in the Cananéia Estuary (25S 48W). *Oceanographie Tropicale*, v. 18, n. 1, p. 55–68, 1983.
- MILLER, J.; LEE, T. Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight 1. Scaling and energetics. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 100, n. C4, p. 6687–6704, 1995.
- MUNK, W. H. On the wind-driven ocean circulation. *Journal of Meteorology*, v. 7, n. 2, p. 79–93, 1950.
- OEY, L.-Y. A Model of Gulf Stream Frontal Instabilities, Meanders and Eddies along the Continental Slope. *Journal of Physical Oceanography*, v. 18, n. 2, p. 211–229, fev. 1988.
- OLIVEIRA, L. R. *Energética do Atlântico sudoeste a partir de observações Lagrangeanas e de simulações do Parallel Ocean Climate Model*. 207 p. Tese (Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica) — Universidade Federal do Rio Grande, 2008.
- OLSON, D. B.; BROWN, O. B.; EMMERSON, S. R. Gulf Stream frontal statistics from Florida Straits to Cape Hatteras derived from satellite and historical data. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, n. C8, p. 4569, 1983.
- ORLANSKI, I. A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows. *Journal of Computational Physics*, v. 21, n. 1, p. 251–269, 1976.
- ORLANSKI, I.; COX, M. D. Baroclinic instability in ocean currents. *Geophysical Fluid Dynamics*, v. 4, n. 1, p. 297–332, jan. 1972.
- PEDLOSKY, J. *Geophysical Fluid Dynamics*. 2. ed. New York: Springer-Verlag, 1987. 710 p.

- PELIZ, A.; DUBERT, J.; HAIDVOGEL, D. B. Subinertial Response of a Density-Driven Eastern Boundary Poleward Current to Wind Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, n. 8, p. 1633–1650, ago. 2003.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress In Oceanography*, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.
- SANTOS, V. L. C. *Banco de dados ambientais da Bacia de Pelotas: uma ferramenta para elaboração de Estudos de Impacto Ambiental*. 59 p. Monografia (Bacharelado em Oceanologia) — Universidade Federal do Rio Grande, 2009.
- SANTOS, V. O. dos. *Cone do Rio Grande: processos sedimentares recentes e sua relação com a indústria do petróleo*. Monografia (Bacharelado em Oceanologia) — Universidade Federal do Rio Grande, 2010.
- SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. C3, p. 3090, 2003.
- SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005.
- SILVEIRA, I. C. A. et al. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.
- SOARES, I. D. *The Southern Brazilian Shelf Buoyancy-driven Currents*. Tese (Doutorado) — Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, 2003.
- SOARES, S. M. *Vórtices frontais da corrente do Brasil ao largo da plataforma continental sul brasileira*. 74 p. Monografia (Bacharelado em Oceanologia) — Universidade Federal do Rio Grande, 2005.
- SOARES, S. M. *Ondas instáveis no sistema de correntes de contorno oeste ao largo de Abrolhos*. 80 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) — Universidade de São Paulo, 2007.
- STOMMEL, H. The Westward Intensification of Wind-driven Ocean Currents. *American Geophysical Union*, v. 29, n. 2, p. 202–206, 1948.
- STOMMEL, H. M. *The Gulf Stream: a physical and dynamical description*. Berkeley: University of California Press, 1958. 275 p.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. H. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999.
- WARNER, J. C.; GEYER, W. R.; LERCZAK, J. A. Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. *Journal of Geophysical Research*, v. 110, n. C5, p. C05001, 2005.
- WARNER, J. C. et al. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. *Ocean Modelling*, v. 8, n. 1-2, p. 81–113, jan. 2005.

WILKIN, J. L. et al. A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory. *Journal of Geophysical Research*, v. 110, n. C6, p. C06S91, 2005.

XIE, L.; LIU, X.; PIETRAFESA, L. J. Effect of Bathymetric Curvature on Gulf Stream Instability in the Vicinity of the Charleston Bump. *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, n. 3, p. 452–475, 2007.

Anexos

ANEXO A – Fundamentos Teóricos

Neste capítulo serão apresentados alguns fundamentos teóricos utilizados como base para a obtenção dos resultados deste trabalho. Primeiro são apresentadas as formas de energia dos oceanos e as expressões matemáticas utilizadas para representá-las. Então, é dada uma breve introdução ao tema de instabilidades barotrópicas e baroclínicas. Por último, são descritos os métodos para obtenção da equação de balanço de cada forma de energia. A partir de cada uma das equações, é montada parte de um diagrama que representa os termos desta equação, que ao se unirem formam o Diagrama de Lorenz.

A.1 Formas de energia dos oceanos

As duas formas de energia mais importantes do oceano, associadas aos movimentos de larga escala, são a energia cinética e a energia potencial, estando a primeira relacionada com a velocidade das partículas de um determinado volume de fluido e a segunda com a posição do centro de massa deste volume (e.g., Azevedo et al. (2008)).

Conforme Cushman-Roisin e Beckers (2011), a equação da quase-geostrofia¹ para movimentos não-lineares em um fluido invíscido continuamente estratificado, no plano beta, em termos da vorticidade potencial, pode ser escrita como:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + J(\psi, q) = 0 \quad (\text{A.1})$$

onde J é o determinante da matriz Jacobiana², ψ é a função corrente associada às velocidades geostróficas e q é a vorticidade potencial, expressa por:

$$q = \nabla^2 \psi + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \beta_0 y \quad (\text{A.2})$$

onde ∇^2 é o operador Laplaciano, f_0 é o parâmetro de Coriolis na latitude central do domínio, N^2 é a frequência de Brunt-Väisälä e $\beta_0 = \frac{df_0}{dy}$.

Pode-se multiplicar a Equação A.1 por ψ , e integrá-la nas três dimensões, para obter:

$$\frac{d}{dt} \iiint \frac{1}{2} \rho_0 |\nabla \psi|^2 dx dy dz + \frac{d}{dt} \iiint \frac{1}{2} \rho_0 \frac{f_0^2}{N^2} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)^2 dx dy dz = 0 \quad (\text{A.3})$$

¹ A quase-geostrofia é estabelecida quando o movimento ou escoamento é aproximadamente geostrófico, mas o desvio em torno desse balanço é importante no sentido de se determinar a evolução dos campos de movimento horizontal e vertical e de temperatura (e.g., Oliveira (2008)).

² O determinante da matriz Jacobiana $J(a, b)$ é definido como $J(a, b) = a_x b_y - a_y b_x$, onde os subíndices x e y indicam as derivadas horizontais

A Equação A.3 pode ser interpretada da seguinte forma: a soma da energia cinética e da energia potencial é conservada ao longo do tempo. O primeiro termo da Equação A.3, quando substitui-se as expressões da função corrente, é a energia cinética do sistema. O segundo, apesar de não estar na forma tradicional³, é atribuído à energia potencial. Essa diferença no termo de energia potencial é explicada pelo conceito de energia potencial disponível, desenvolvido por Lorenz (1955). De acordo com Cushman-Roisin e Beckers (2011), a energia potencial disponível é a diferença entre a energia potencial existente e a energia potencial que o fluido teria se a estratificação básica não estivesse perturbada.

A.2 Instabilidades barotrópicas e baroclínicas

A existência de flutuações na circulação dos oceanos pode ser atribuída à instabilidade do estado dinâmico sem as flutuações devido a perturbações ondulatórias muito pequenas. Tais perturbações estão inevitavelmente presentes em qualquer sistema real, mas o efeito destas em sistemas estáveis é efêmero.

Se um sistema é instável a pequenas perturbações, essas perturbações crescem em amplitude com escalas espaciais e temporais determinadas pela dinâmica da interação entre a perturbação inicial e a estrutura original do escoamento.

De uma forma bastante simplista, pode-se dizer que instabilidade barotrópica é um processo onde as perturbações “drenam” energia cinética do escoamento médio e instabilidade baroclínica, um processo onde as perturbações “drenam” energia potencial do escoamento médio.

A energia cinética associada ao campo médio de uma corrente é uma possível fonte de energia para as perturbações. Uma instabilidade que se alimenta primariamente do cisalhamento horizontal é chamada de instabilidade barotrópica, mesmo que em situações mais complexas, tanto a corrente como as perturbações podem ter uma estrutura baroclínica. O cisalhamento vertical da corrente implica na existência de gradientes horizontais de temperatura, e portanto, na presença de energia potencial disponível que pode ser liberada e transferida para as perturbações por um processo chamado de instabilidade baroclínica (PEDLOSKY, 1987).

Os diferentes mecanismos de instabilidade conhecidos são geralmente caracterizados por um caminho particular de conversão de energia. As instabilidades que crescem ao drenar energia do escoamento médio funcionam como um mecanismo de manutenção do equilíbrio da circulação básica dos oceanos (AZEVEDO et al., 2008).

A conversão mecânica da energia cinética média para turbulenta, através da transferência de energia cinética do campo médio de larga escala para o campo de mesoescala, associa-se diretamente com processos de conversão barotrópica. Para que seja possível a troca

³ $\iiint \rho g z \, dx \, dy \, dz$

entre energia cinética média e turbulenta, a teoria da instabilidade mostra que a corrente média deve possuir um cisalhamento horizontal, sem o qual a conversão não ocorre. A conversão baroclínica envolve a conversão de energia potencial média para turbulenta, a qual deve também se converter em energia cinética turbulenta.

Todos esses processos são de mão dupla, ou seja, o campo turbulento também pode alimentar o médio, o que Dewar e Bane (1989) chamam de processos de sobre-estabilidade, que podem ser barotrópicos ou baroclínicos. Outros autores (e.g., Oliveira (2008)) chamam estes processos de processos contra a cascata de energia.

A transferência de energia entre o campo médio e o turbulento se dá em pontos específicos do escoamento, onde a velocidade de fase da perturbação se iguala àquela do campo médio (o chamado *Steering Level*).

Alguns critérios devem ser satisfeitos para que uma instabilidade barotrópica ou baroclínica venha a ocorrer. Considerando um escoamento zonal, apenas haverá possibilidade de acontecer uma instabilidade barotrópica se o gradiente da vorticidade absoluta, expresso por:

$$\beta - \frac{d^2\bar{u}}{dy^2} \quad (\text{A.4})$$

mudar de sinal em algum ponto do domínio. Para as instabilidades baroclínicas, um dos critérios a serem satisfeitos para que haja possibilidade de ocorrência desta instabilidade é que o gradiente horizontal da vorticidade potencial, $\frac{\partial \bar{q}}{\partial y}$, mude de sinal na vertical.

Uma análise do balanço energético, suas partições e taxas de conversão do sistema, possibilita inferir o tipo dominante de instabilidade envolvida no escoamento.

A.3 Equações de balanço de energia

As duas formas de energia citadas anteriormente, a energia cinética e a potencial, são comumente particionadas para representarem a energia proveniente do escoamento médio e do escoamento turbulento. Assim, temos quatro formas de energia importantes no estudo da circulação oceânica: energia cinética média (ECM), energia cinética turbulenta (ECT), energia potencial média (EPM) e energia potencial turbulenta (EPT). A porção de EPM passível de conversão é a energia potencial disponível (EPD).

Pode-se estabelecer relações entre as diferentes formas de energia nos oceanos através das equações de balanço de energia. Para isso, algumas definições são necessárias.

A Equação A.5 apresenta o balanço hidrostático entre as perturbações de pressão e do campos de massa, e a Equação A.6 apresenta a equação do momentum com os termos de

ordem $O(R_o)^4$, no plano β e sem a inclusão do termo de atrito.

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} + g\alpha\Delta T \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla_h) \mathbf{u} + \beta y (\mathbf{k} \times \mathbf{u}) + f_0 (\mathbf{k} \times \mathbf{U}_a) = 0 \quad (\text{A.6})$$

De acordo com a teoria quase-geostrófica, as velocidades são decompostas em uma componente geostrófica e outra ageostrófica (CRONIN; WATTS, 1996):

$$\mathbf{U} = \mathbf{u} + \mathbf{U}_a \quad (\text{A.7})$$

onde o campo de velocidade geostrófica \mathbf{u} é dado pelas componentes $(u, v, 0)$, e o campo ageostrófico \mathbf{U}_a , pelas componentes (u_a, v_a, w_a) . Deve-se notar que as variáveis em negrito são vetores.

Cada um destes campos de velocidades podem ser decompostos em uma média temporal mais os desvios em torno dessa média, na forma:

$$\mathbf{u}(x, y, z, t) = \bar{\mathbf{u}}(x, y, z) + \mathbf{u}'(x, y, z, t) \quad (\text{A.8})$$

$$\mathbf{U}_a(x, y, z, t) = \bar{\mathbf{U}}_a(x, y, z) + \mathbf{U}'_a(x, y, z, t) \quad (\text{A.9})$$

Assumindo-se que a densidade do fluido ρ varia somente em função da sua temperatura T , podemos então decompor o campo de massa (expresso na forma de temperatura) em duas partes:

$$T(x, y, z, t) = \theta(z) + \Delta T(x, y, z, t) \quad (\text{A.10})$$

onde $\theta(z)$ é o perfil de temperatura independente do tempo e uniforme na horizontal, chamado de estratificação básica. A parte dinâmica ΔT corresponde aos desvios em torno desse perfil de estratificação básica.

A parte dinâmica do campo de massa é decomposta em uma média temporal mais os desvios em torno desta (CRONIN; WATTS, 1996):

$$\Delta T(x, y, z, t) = \overline{\Delta T}(x, y, z) + T'(x, y, z, t) \quad (\text{A.11})$$

Soma-se esta média temporal com o estado básico para se obter um campo de massa médio final, independente do tempo, dado por:

$$\bar{T}(x, y, z) = \theta(z) + \overline{\Delta T}(x, y, z) \quad (\text{A.12})$$

Com estas definições, pode-se desenvolver as equações do balanço de energia. A seguir são apresentadas essas equações, conforme Azevedo et al. (2008).

⁴ R_o é o número de Rossby

A.3.1 Energia cinética média

A energia cinética média (ECM), por unidade de massa, é dada por:

$$ECM \approx \frac{\bar{\mathbf{u}}\bar{\mathbf{u}}}{2} = \frac{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}{2} \quad (\text{A.13})$$

O balanço da energia cinética média é obtido promediando-se as equações do momento e do balanço hidrostático, multiplicando a primeira por \bar{u} e a segunda por \bar{w}_a , e então somando as equações, como se segue:

$$\bar{\mathbf{u}}(\overline{\text{Equação A.6}}) + \bar{w}_a(\overline{\text{Equação A.5}}) \quad (\text{A.14})$$

A forma final dessa equação é:

$$\begin{aligned} \underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(ECM)}_{\text{variação local da ECM}} &= \underbrace{-\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla_h ECM}_{\text{AECM_EM}} \quad (\text{A.15}) \\ &+ \underbrace{\left[\overline{u'u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}} + \overline{u'v' \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right)} + \overline{v'v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}} \right]}_{\text{CBT}} \\ &- \underbrace{\left(\overline{u' \frac{\partial \bar{u}u'}{\partial x}} + \overline{v' \frac{\partial \bar{u}u'}{\partial y}} + \overline{u' \frac{\partial \bar{v}v'}{\partial x}} + \overline{v' \frac{\partial \bar{v}v'}{\partial y}} \right)}_{\text{TECM_TR}} \\ &- \underbrace{\frac{\bar{\mathbf{U}}_a}{\rho_0} \cdot \nabla_h \bar{P}}_{\text{THP_EM}} - \underbrace{\frac{\bar{w}_a}{\rho_0} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z}}_{\text{TVP_EM}} + \underbrace{g\alpha \bar{w}_a \overline{\Delta T}}_{\text{FVC_EM}} \end{aligned}$$

onde α é o coeficiente de expansão térmica, ρ_0 é a densidade média do fluido, e P é a pressão dinâmica.

Na Equação A.15, o termo à esquerda da igualdade representa a variação local da ECM. O primeiro termo à direita da igualdade representa a advecção de ECM pelo escoamento médio (AECM_EM). Diversos autores (e.g., Kundu e Cohen (2008), Dewar e Bane (1985)) tratam o segundo termo como termo de conversão barotrópica (CBT), e o terceiro como um transporte de ECM pelas tensões de Reynolds (TECM_TR). É importante notar que o termo CBT depende do cisalhamento horizontal do campo médio do escoamento. O quarto termo após a igualdade pode ser interpretado como o trabalho horizontal da pressão sobre o escoamento médio (THP_EM), e o quinto como o trabalho vertical da pressão sobre o escoamento médio (TVP_EM). O último termo representa o fluxo vertical de calor devido ao escoamento médio (FVC_EM). Esses dois últimos termos se anulam, pois são oriundos da equação do balanço

hidrostático, mas, apesar disso, Cronin e Watts (1996) dizem que eles são muito importantes no balanço da energia no oceano, uma vez que eles acoplam os campos médios de massa com o do escoamento médio. A nomenclatura dos termos segue Azevedo et al. (2008).

A.3.2 Energia cinética turbulenta

A energia cinética turbulenta (ECT), por unidade de massa, é dada por:

$$ECT \approx \frac{\overline{\mathbf{u}'^2}}{2} = \frac{\overline{u'^2} + \overline{v'^2}}{2} \quad (\text{A.16})$$

Para facilitar o tratamento matemático, Cronin e Watts (1996) definem também a forma de ECT não promediada no tempo:

$$ECT' \approx \frac{\mathbf{u}'^2}{2} = \frac{u'^2 + v'^2}{2} \quad (\text{A.17})$$

O balanço da energia cinética é alcançado de forma análoga ao balanço de ECM, porém utilizando as equações turbulentas do momentum e do balanço hidrostático, obtidas subtraindo as formas não-promediadas dessas equações de suas formas promediadas, e multiplicando pelas componentes turbulentas da velocidade, desta forma:

$$\overline{\mathbf{u}'(\text{Equação A.6})'} + \overline{w'_a(\text{Equação A.5})'} \quad (\text{A.18})$$

A forma final dessa equação é:

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(ECT)}_{\text{variação local da ECT}} = - \underbrace{\left[\overline{u'u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}} + \overline{u'v' \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right)} + \overline{v'v' \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}} \right]}_{\text{-CBT}} \quad (\text{A.19})$$

$$\underbrace{- \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla_h ECT}_{\text{AECT_EM}} - \underbrace{- \nabla_h \cdot (\overline{u'ECT'})}_{\text{AECT_ET}}$$

$$\underbrace{- \frac{\overline{\mathbf{U}'_a} \cdot \nabla_h P'}{\rho_0}}_{\text{THP_ET}} - \underbrace{- \frac{\overline{w'_a \partial P'}}{\rho_0 \partial z}}_{\text{TVP_ET}} + \underbrace{g\alpha \overline{w'_a T'}}_{\text{FVC_ET}}$$

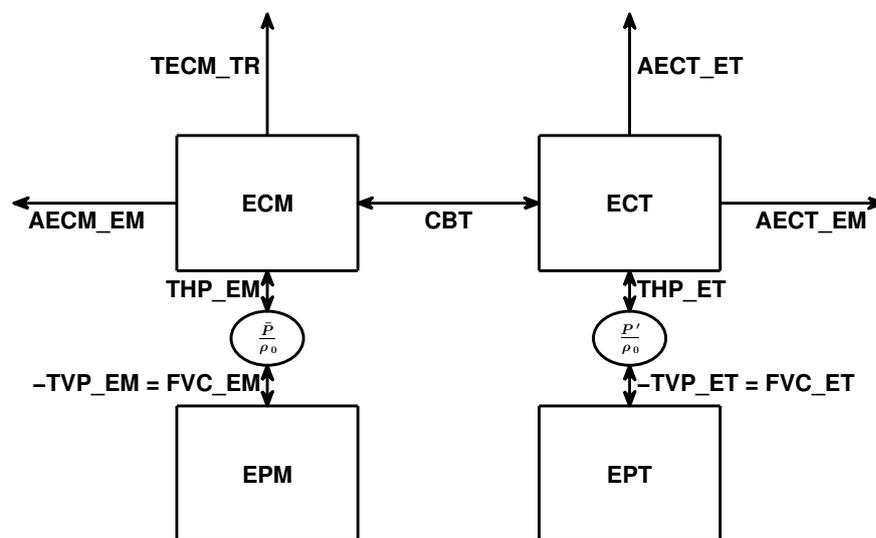
Os termos individuais na equação de balanço da ECT descrevem processos físicos que geram turbulência e o balanço relativo desses processos determina a habilidade do escoamento em manter a turbulência, ou a chance deste vir a ser turbulento, assim indicando o grau de estabilidade do mesmo (OLIVEIRA, 2008).

O termo à esquerda da igualdade da Equação A.19 representa a variação local da ECT . O primeiro termo à direita da igualdade é o mesmo termo CBT da equação do balanço de

ECM A.15, porém com sinal invertido, indicando a relação existente entre os reservatórios de ECM e de ECT. Os termos seguintes são de advecção de ECT pelo escoamento médio (AECT_EM), advecção de ECT pelo próprio escoamento turbulento (AECT_ET), trabalho horizontal da pressão sobre o escoamento turbulento (THP_ET), trabalho vertical da pressão sobre o escoamento turbulento (TVP_ET) e finalmente, o fluxo vertical de calor devido ao escoamento turbulento (FVC_ET). Novamente, os dois últimos termos dessa equação se anulam, mas cabe destacar a importância destes termos no acoplamento dos campos turbulentos de escoamento e de massa.

A partir das equações A.15 e A.19, é possível elaborar a primeira metade de um diagrama que mostra as interações entre as diversas formas de energia, conhecido como Diagrama de Caixa de Lorenz. Ele é formado por quatro caixas (ou reservatórios) que mostram as quantidades das formas de energia do sistema: ECM, ECT, EPM e ECT, além de setas que mostram fontes (quando entrando na caixa) e sumidouros (quando saindo da caixa) da energia. As setas entre as caixas indicam processos de conversão de energia. A primeira metade desse diagrama pode ser vista na Figura 30, mostrando a relação entre os reservatórios de ECM e ECT, assim como o acoplamento com os reservatórios de energia potencial.

Figura 30: Diagrama de Lorenz parcial, na forma modificada por Cronin e Watts (1996)



Fonte: Elaborada pelo autor.

A.3.3 Energia potencial média

De acordo com Le Blond e Mysak (1978), a energia potencial média (EPM) disponível para conversão, por unidade de massa, é expressa por:

$$EPM = \frac{g\alpha}{2\theta_z} (\overline{\Delta T})^2 \quad (\text{A.20})$$

onde o subíndice z indica a derivada do termo na direção vertical.

A equação do balanço de energia potencial média é obtida a partir da multiplicação da equação do calor, em sua forma promediada, pelo fator $g\alpha\overline{\Delta T}/\theta_z$. Sua forma final é:

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(EPM)}_{\text{variação local da EPM}} = \underbrace{-\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla_h EPM}_{\text{AEPM_EM}} - \underbrace{\frac{g\alpha}{\theta_z} \overline{(\mathbf{u}' \cdot \nabla_h) T'(\Delta T)}}_{\text{TEPM_ET}} \quad (\text{A.21})$$

$$+ \underbrace{\frac{g\alpha}{\theta_z} \overline{\mathbf{u}' T'} \cdot \nabla_h(\Delta T)}_{\text{-CBC}} - \underbrace{g\alpha\bar{w}_a \overline{\Delta T}}_{\text{FVC_EM}}$$

O termo à esquerda da igualdade da Equação A.21 é a taxa de variação local de EPM. O primeiro termo à direita da igualdade é a advecção de EPM pelo escoamento médio (AEPM_EM). O segundo é o transporte de EPM pelos fluxos turbulentos de calor (TEPM_FT). O terceiro termo após a igualdade pode ser interpretado como o termo de conversão baroclínica e o último é o fluxo médio vertical de calor, que já apareceu na Equação A.15 com sinal contrário, e é então o termo que conecta a ECM com a EPM.

A.3.4 Energia potencial turbulenta

Da mesma forma que a ECT, a energia potencial turbulenta (EPT), por unidade de massa, é definida em sua forma promediada no tempo:

$$EPT = \frac{g\alpha}{2\theta_z} \overline{T'^2} \quad (\text{A.22})$$

e sua forma instantânea:

$$EPT' = \frac{g\alpha}{2\theta_z} T'^2$$

Para obter a equação do balanço de energia potencial turbulenta, multiplica-se a equação do calor na forma turbulenta pelo fator $g\alpha T'/\theta_z$, para obter, na forma final:

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t}(EPT)}_{\text{variação local da EPT}} = \underbrace{-\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla_h EPT}_{\text{AEPT_EM}} - \underbrace{\nabla_h \cdot (\overline{\mathbf{u}' EPT'})}_{\text{AEPT_ET}} \quad (\text{A.23})$$

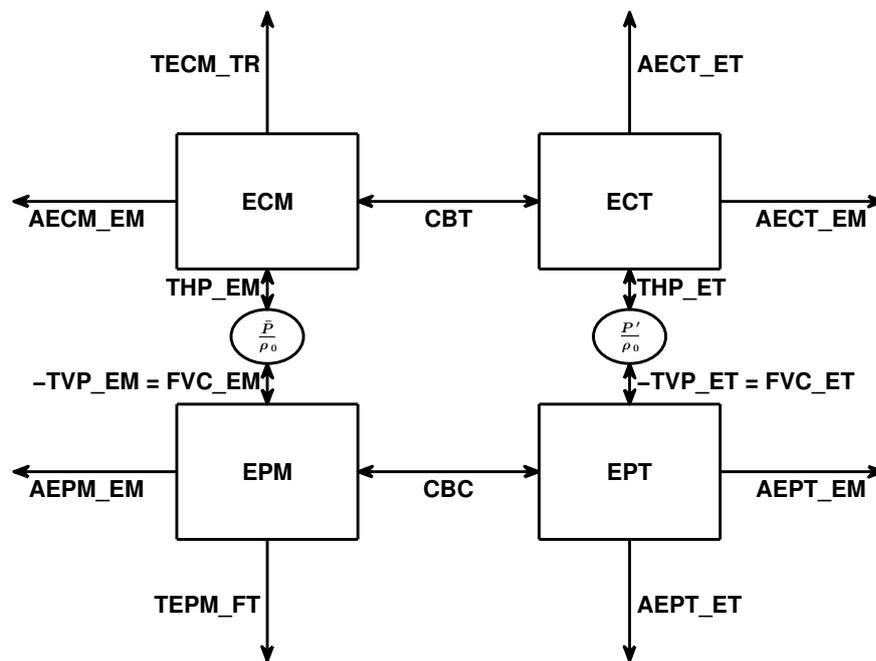
$$- \underbrace{\frac{g\alpha}{\theta_z} \overline{\mathbf{u}' T'} \cdot \nabla_h(\Delta T)}_{\text{CBC}} - \underbrace{g\alpha\bar{w}'_a T'}_{\text{FVC_ET}}$$

O termo à esquerda da igualdade da Equação A.23 é a taxa de variação local de EPT. O primeiro termo à direita da igualdade é a advecção de EPT pelo escoamento médio (AEPT_EM). O segundo é a advecção de EPT pelo escoamento turbulento (AEPT_ET). O terceiro termo é o termo de conversão baroclínica, que aparece na Equação A.21 com sinal contrário, e é responsável pelas trocas de energia potencial entre os campos médio e turbulento,

que é o primeiro estágio de um processo de instabilidade baroclínica. O último termo é o fluxo turbulento vertical de calor, que já apareceu na Equação A.19 com sinal contrário, e é o termo responsável pelo acoplamento do campo de massa turbulento com o campo de velocidade turbulenta.

Com as quatro equações de balanço de energia, é possível elaborar o diagrama de Lorenz completo, como pode ser visto na Figura 31 Figura 30.

Figura 31: Diagrama de Lorenz completo, na forma modificada por Cronin e Watts (1996)



Fonte: Elaborada pelo autor.