



## GERAÇÃO DE MARÉ INTERNA NA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Simone Silva Barem Camargo

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

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Rio de Janeiro  
Setembro de 2016

# GERAÇÃO DE MARÉ INTERNA NA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Simone Silva Barem Camargo

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

Examinada por:

---

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

---

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, Ph.D.

---

Prof. Marcos Nicolás Gallo, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

SETEMBRO DE 2016



Camargo, Simone Silva Barem

Geração de maré interna na Cadeia Vitória-Trindade/Simone Silva Barem Camargo. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2016.

XIV, 81 p.: il.; 29, 7cm.

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Dissertação (mestrado) – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Oceânica, 2016.

Referências Bibliográficas: p. 75 – 81.

1. ondas internas. 2. maré baroclínica. 3. Cadeia Vitória-Trindade. I. Paiva, Afonso de Moraes. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

*Sou filha do mar.  
E na maré mansa  
basta um riso, uma esperança  
pra meu peito consertar.  
E na maré cheia  
tiro o barco da areia  
vou-me embora navegar.*

*Mariene de Castro*

# Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Afonso de Moraes Paiva, por toda paciência, dedicação, ensinamentos e atenção dada a mim todo o tempo. Meus sinceros agradecimentos.

Ao Grupo de Estudos de Processos Oceânicos (GruPO) do Laboratório de Oceanografia Física da COPPE/UFRJ, por me receber de braços abertos, estar sempre dispostos a ajudar e proporcionar momentos divertidos. Em especial, à Mariela Gabioux, Vladimir Costa, Victor Bastos Daher e Guilherme Mill por me ajudarem em todas as etapas desse trabalho. Foi um privilégio conviver com os profissionais desse GruPO.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e ao Instituto Nacional de Ciências do Mar de Estudos dos Processos Oceanográficos Integrados da Plataforma ao Talude (INCT PRO-OCEANO) pelas bolsas de estudos concedidas. À Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) pelas rodadas disponibilizadas. Ao Comandante João Alvarenga e ao João Marcos Azevedo, pelas importantes contribuições e pelas rotinas gentilmente cedidas. À Marise, por nos cercar sempre com tanto carinho na C-209.

Aos meus novos amigos, Hanna, Felipe e Jaqueline. Obrigada por todo incentivo, lágrimas, amizade e descontração. Tenho certeza que vocês já são oceanógrafos de muito sucesso! Contem sempre comigo!

À Renata e ao Michael, que mesmo de longe sempre estiveram por perto, cuidando de mim. Ao Rudson, meu parceiro de vida, que compreendeu a importância desse trabalho, me encorajou a sair da MB, enfrentar e concluir esse desafio. Aos meus pais, por todo esforço, confiança e apoio incondicional. Se vocês tem orgulho de mim, imaginem o quanto eu me sinto privilegiada de ter vocês sempre por perto. Finalmente, sou muito grata a tudo e a todos, estou satisfeita com as escolhas que fiz, feliz com tudo que aprendi e pronta para seguir em frente.

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

## GERAÇÃO DE MARÉ INTERNA NA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Simone Silva Barem Camargo

Setembro/2016

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Programa: Engenharia Oceânica

A complexa batimetria da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) insere-se como uma barreira física para a dinâmica oceânica da região, contribuindo para a geração de maré interna e, conseqüentemente, para a mistura vertical e ressurgências. A análise de dados altimétricos e de resultados de uma simulação numérica em alta resolução demonstram que a CVT representa um expressivo local de geração de maré interna no Atlântico Sudoeste. Essas ondas internas, sobretudo na frequência da componente  $M_2$ , irradiam a partir da cadeia para altas e baixas latitudes. Sua geometria em forma de arco, lente, determina o aparecimento de um ponto focal localizado a aproximadamente 160 km ao sul do Monte Montague. A assinatura em superfície destas ondas é de cerca de 2 a 3 cm, tanto nos dados quanto no modelo, enquanto que oscilações do campo de temperatura podem atingir várias dezenas de metros na região da termoclina. O fluxo de energia para as componentes semidiurnas é significativo ao longo de toda a CVT, com valores máximos de 4 kW/m, da mesma ordem dos valores calculados nos principais locais de geração de maré interna no globo.

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

## INTERNAL TIDE GENERATION AT THE VITÓRIA-TRINDADE RIDGE

Simone Silva Barem Camargo

September/2016

Advisor: Afonso de Moraes Paiva

Department: Ocean Engineering

The complex bathymetry of the Vitória-Trindade Ridge (VTR) is inserted as a physical barrier to the ocean dynamics, contributing to the internal tide generation and, consequently, vertical mixing and upwelling. Altimetry data analysis and results from a high resolution numerical simulation show that the VTR is a significant site for the generation of internal tides in the South Atlantic. These internal waves, particularly with frequencies associated with the  $M_2$  tidal component radiate from the ridge towards high and low latitudes. The ridge geometry, arc-shaped or lens-shaped, determines the appearance of a focal point located approximately 160 km to the south of Mount Montague. The surface signature of these waves is about 2 to 3 cm, in both the data and the model, while the temperature field oscillations can reach several tens of meters at the thermocline region. The energy flux of the semidiurnal components reach values of about 4 kW/m, of the same order of fluxes generated at other important locations in the globe.

# Sumário

|                                                                          |            |
|--------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>Lista de Figuras</b>                                                  | <b>ix</b>  |
| <b>Lista de Tabelas</b>                                                  | <b>xiv</b> |
| <b>1 Introdução</b>                                                      | <b>1</b>   |
| <b>2 Fluxo e Conversão de Energia</b>                                    | <b>7</b>   |
| 2.1 Fluxo de Energia . . . . .                                           | 7          |
| 2.2 Conversão energética da maré barotrópica para a maré baroclínica . . | 11         |
| <b>3 Metodologia</b>                                                     | <b>13</b>  |
| 3.1 Altimetria . . . . .                                                 | 13         |
| 3.2 Modelo HYCOM . . . . .                                               | 18         |
| <b>4 Resultados e discussão</b>                                          | <b>27</b>  |
| 4.1 Altimetria . . . . .                                                 | 27         |
| 4.2 Resultados Numéricos . . . . .                                       | 34         |
| 4.2.1 Sinal em Superfície . . . . .                                      | 34         |
| 4.2.2 Sinal em Profundidade . . . . .                                    | 47         |
| 4.2.3 Fluxo de energia . . . . .                                         | 61         |
| <b>5 Conclusões</b>                                                      | <b>72</b>  |
| <b>Referências Bibliográficas</b>                                        | <b>75</b>  |

# Lista de Figuras

|     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |    |
|-----|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.1 | A Cadeia Vitória-Trindade. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 4  |
| 3.1 | Trilhas do JASON 1 que cruzam a Cadeia Vitória-Trindade. As linhas brancas representam a trilhas utilizadas nas análises. . . . .                                                                                                                                                                                                                     | 14 |
| 3.2 | Domínios espaciais de modelagem das simulações numéricas aninhadas. (A) $1/12^\circ$ e (B) $1/24^\circ$ . Os campos apresentados nas figuras correspondem a elevação da superfície do mar (SSH) média (em centímetros) para o período de 2004 a 2010. . . . .                                                                                         | 19 |
| 3.3 | Comparação entre a maré simulada no TPXO7.2 e HYCOM para a componente $M_2$ : (a) amplitude TPXO7.2, (b) fase TPXO7.2, (c) amplitude HYCOM, (d) fase HYCOM. . . . .                                                                                                                                                                                   | 20 |
| 3.4 | Altura da maré simulada e medida em Macaé. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 21 |
| 3.5 | Amplitude e fase das componentes harmônicas para Macaé. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 21 |
| 3.6 | Altura da maré simulada e medida na Ilha Fiscal, Rio de Janeiro. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                              | 22 |
| 3.7 | Amplitude e fase das componentes harmônicas para Ilha Fiscal, Rio de Janeiro. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                 | 22 |
| 3.8 | Domínio da simulação. Os pontos amarelos indicam a localização dos “fundeios virtuais” utilizados. . . . .                                                                                                                                                                                                                                            | 24 |
| 4.1 | Anomalia da amplitude [cm] da componente $M_2$ para a trilha 137 (Figura 3.1). A linha preta representa a amplitude da $M_2$ da maré barotrópica, resultado do filtro espacial (50-500 km) e a linha vermelha, o dado sem filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha. . . . . | 28 |

|      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |    |
|------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.2  | Amplitude [cm] das componentes $M_2$ e $S_2$ filtradas para a trilha 137 (Figura 3.1). A amplitude da componente $S_2$ apresenta um <i>offset</i> de 5 cm para facilitar a visualização. No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha. . . . .                                                                                                                    | 29 |
| 4.3  | Fase [graus] e amplitude [cm] da componente $M_2$ para a trilha 137 (Figura 3.1). No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha. . . . .                                                                                                                                                                                                                           | 30 |
| 4.4  | Densidade de energia das componentes $M_2$ e $S_2$ , para a trilha 137 (Figura 3.1). As linhas tracejadas indicam o comprimento de onda do 1° modo baroclínico aproximado para cada componente. . . . .                                                                                                                                                                                   | 31 |
| 4.5  | Amplitude [cm] e fase [graus] da componente $M_2$ para as trilhas ascendentes 61, 137 e 213, na região da Cadeia Vitória-Trindade. . . .                                                                                                                                                                                                                                                  | 32 |
| 4.6  | Amplitude [cm] e fase [graus] da componente $S_2$ para as trilhas ascendentes 61, 137 e 213, na região da Cadeia Vitória-Trindade. . . .                                                                                                                                                                                                                                                  | 33 |
| 4.7  | Anomalia de amplitude [cm] da componente $M_2$ para a trilha 137 (Figura 3.1), extraída do HYCOM. A linha vermelha representa a amplitude da $M_2$ da maré barotrópica, resultado do filtro espacial e a linha azul, o dado sem filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). Em preto está representada a batimetria ao longo da trilha. . . . .                                         | 34 |
| 4.8  | Amplitude [cm] das componentes $M_2$ e $S_2$ filtradas para a trilha 137 (Figura 3.1), extraída do HYCOM. A amplitude da componente $S_2$ apresenta um <i>offset</i> de 5 cm para facilitar a visualização. No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha. . . . .                                                                                                 | 35 |
| 4.9  | Amplitude [cm] da maré baroclínica das componentes $M_2$ e $S_2$ para a trilha 137: comparação entre os dados do satélite e modelagem numérica. A amplitude da componente $S_2$ apresenta um <i>offset</i> de 5 cm para facilitar a visualização. No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha. A localização da trilha 137 pode ser vista na Figura 3.1. . . . . | 36 |
| 4.10 | Densidade de energia das componentes $M_2$ e $S_2$ , para a trilha 137 extraída do HYCOM. As linhas tracejadas indicam o comprimento de onda aproximado para cada componente. . . . .                                                                                                                                                                                                     | 36 |



|      |                                                                                                                                                                                                                                               |    |
|------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.11 | Amplitude [cm] da componente $M_2$ para o domínio do modelo. (a) Amplitude sem nenhum tipo de filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). (b) Amplitude do filtro espacial 2D (maré barotrópica).                                           | 38 |
| 4.12 | Anomalia de amplitude ou amplitude [cm] "resíduo" da componente $M_2$ filtrada espacialmente, para o domínio do modelo. . . . .                                                                                                               | 39 |
| 4.13 | Amplitude [cm] da componente $S_2$ para o domínio do modelo. (a) Amplitude sem nenhum tipo de filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). (b) Amplitude do filtro espacial 2D (maré barotrópica).                                           | 40 |
| 4.14 | Anomalia da amplitude ou amplitude [cm] "resíduo" da componente $S_2$ (filtrada espacialmente), para o domínio do modelo. . . . .                                                                                                             | 41 |
| 4.15 | Amplitude [cm] e fase [graus] da componente $M_2$ para o domínio do modelo, obtida pela filtragem do sinal de elevação e submetida a análise harmônica. . . . .                                                                               | 43 |
| 4.16 | Amplitude [cm] e fase [graus] da componente $S_2$ para o domínio do modelo, obtida pela filtragem do sinal de elevação e submetida a análise harmônica. . . . .                                                                               | 44 |
| 4.17 | Destaque para os máximos de amplitude da componente $M_2$ ao sul da CTV. Parte da cadeia é descrita como um arco (curva branca) de raio máximo de 160 km. . . . .                                                                             | 45 |
| 4.18 | Destaque para as linhas de mesma fase da componente $M_2$ ao sul da CTV. Parte da cadeia é descrita como um arco (curva preta) de raio máximo de 160 km. Em cinza estão destacadas as isóbatas de 200 m, 1000 m e 2000 m. . . . .             | 46 |
| 4.19 | Localização dos fundeios virtuais utilizados da simulação do HYCOM.                                                                                                                                                                           | 47 |
| 4.20 | Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao norte do monte Montague: (a) 2901 (18.79°S 036.65°W), (b) 3027 (20.00°S 036.65°W), (c) 3069 (20.20°S 036.65°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8°C. . . . . | 49 |
| 4.21 | Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao sul do monte Montague: (a) 3278 (20.49°S 036.65°W), (b) 3442 (21.95°S 036.65°W), (c) 3567 (23.75°S 036.65°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C. . . . .  | 50 |

|      |                                                                                                                                                                                                        |    |
|------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.22 | Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao norte do monte Davis: (a) 3609 (18.00°S 034.80°W), (b) 3735 (19.61°S 034.80°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C. | 51 |
| 4.23 | Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao sul do monte Davis: (a) 3981 (20.83°S 034.80°W), (b) 4166 (22.37°S 034.80°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C.   | 52 |
| 4.24 | Evolução temporal do campo de temperatura [°C] no fundeio virtual 5080 (21.59°S 036.65°W), ao sul do monte Montague. A linha preta destaca a isoterma de 19.8°C.                                       | 53 |
| 4.25 | Espectro da temperatura isoterma de 19.8° C (°C/cpd) para o fundeio virtual 5080 (21.59°S 036.65°W), ao sul do monte Montague. A seta vermelha corresponde a frequência da componente $M_2$ .          | 54 |
| 4.26 | Evolução temporal do campo de temperatura [°C] no fundeio virtual 5041 (20.51°S 037.00°W), na CVT. A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C.                                                        | 55 |
| 4.27 | Espectro da isoterma de 19.8°C (°C/cpd) para o fundeio virtual 5041 (20.51°S 037.00°W), ao sul do monte Montague. A seta vermelha corresponde ao comprimento a frequência da componente $M_2$ .        | 56 |
| 4.28 | Amplitude [cm] e fase [graus] da componente $M_2$ para o domínio do modelo calculada a partir da camada de densidade representativa da termoclina (pk=10).                                             | 59 |
| 4.29 | Amplitude e fase da componente $S_2$ para o domínio do modelo calculada a partir da camada de densidade representativa da termoclina (pk=10).                                                          | 60 |
| 4.30 | Fluxo de energia [W/m] calculado para os fundeios virtuais. A localização dos fundeios virtuais pode ser vista na Figura 4.19.                                                                         | 63 |
| 4.31 | Perfil climatológico de densidade para o domínio do modelo (WOA, 2001). O ajuste em 2 camadas é apresentado em preto.                                                                                  | 65 |
| 4.32 | Fluxo de energia para a componente $M_2$ [kW/m]. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros.                                                                                           | 66 |
| 4.33 | Fluxo de energia para a componente $S_2$ [kW/m]. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros.                                                                                           | 67 |

|      |                                                                                                                                                                                                 |    |
|------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.34 | Fluxo de energia para a componente $K_1$ [W/m]. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros. . . . .                                                                             | 68 |
| 4.35 | Destaque para o fluxo de energia para a componente $M_2$ [kW/m] sobreposta pelas linhas de fase, em azul, na região da CVT. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros. . . . . | 70 |

# Lista de Tabelas

|     |                                                                                                                                              |    |
|-----|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.1 | Coordenadas dos fundeios virtuais utilizados na região da Cadeia<br>Vitória- Trindade, numa seção ao longo do Monte Montague. . . . .        | 25 |
| 3.2 | Coordenadas dos “fundeios virtuais” utilizados na região da Cadeia<br>Vitória- Trindade, numa seção ao longo do Monte Davis. . . . .         | 26 |
| 3.3 | Coordenadas dos “fundeios virtuais” utilizados ao longo da Cadeia<br>Vitória- Trindade. . . . .                                              | 26 |
| 4.1 | Fluxo de energia [W/m] dos fundeios virtuais da seção ao longo do<br>Monte Montague. $F_x$ = Fluxo zonal e $F_y$ = Fluxo meridional. . . . . | 61 |
| 4.2 | Fluxo de energia [W/m] dos fundeios virtuais da seção ao longo do<br>Monte Davis. $F_x$ = Fluxo zonal e $F_y$ = Fluxo meridional. . . . .    | 62 |

# Capítulo 1

## Introdução

A onda de maré barotrópica, ao se propagar em regiões estratificadas e de forte gradiente batimétrico, interage com a topografia local distorcendo os campos de massa do oceano. Os gradientes de pressão baroclínicos geram ondas internas na frequência de maré, a maré interna ou maré baroclínica (CRAIG, 1987). Uma fração significativa da energia da maré barotrópica (aproximadamente  $1/3$ ) é dissipada no oceano aberto pela conversão à maré baroclínica, principalmente próximo a regiões com feições topográficas como cadeias e ilhas (EGBERT e RAY, 2000). Essa energia pode ser dissipada localmente ou irradiar para outras porções do oceano (KANG e FRINGER, 2011). A transferência de energia da maré barotrópica para maré baroclínica nessas regiões afeta o balanço de energia no oceano (POWELL *et al.*, 2012), podendo ser importante para determinar padrões de circulação do oceano, o transporte de calor e sal e, portanto, o clima (MUNK e WUNSCH, 1998). Os fluxos energéticos associados à maré interna podem influenciar a mistura, o transporte de sedimentos, a produtividade biológica e as variações temporais e espaciais das correntes (PEREIRA e CASTRO, 2007). Além disso, as excursões verticais e horizontais associadas com a maré interna podem ser suficientes para contribuir para fluxos de nutrientes significativos sobre feições topográficas como taludes, cordilheiras e ilhas oceânicas (NEW e PINGREE, 1990; PINGREE e MARDELL, 1981; TEE *et al.*, 1993; VARGAS-YÁNEZ *et al.*, 2002).

A maré baroclínica tem sido observada em diversas regiões do mundo, sobretudo com o intuito de se entender o fluxo de energia associado a esse fenômeno e o processo de conversão energética da maré barotrópica para a maré baroclínica. A

maioria dos estudos concentra-se na principal constituinte semidiurna ( $M_2$ ), por ser a componente mais representativa da maré e determinada sem limitações com base em longas séries de dados de satélite. A partir de topografia idealizada e estratificação, BAINES (1973, 1982) estimou de forma analítica os fluxos de energia baroclínicos e determinou, como principais locais potenciais de geração da maré interna para diferentes regiões do mundo, as Ilhas do Havaí e o Mar do Sul da China. No Atlântico Sudoeste, as principais regiões potencialmente geradoras seriam a plataforma amazônica e a plataforma argentina. Simulações numéricas (SIMMONS *et al.*, 2004) indicam que cerca de 75% da conversão global de energia da maré barotrópica para a maré baroclínica ocorre em 20 locais de grande variação topográfica, sendo os principais a Cordilheira Havaiana e o Estreito de Luzon, no sul da China. No Atlântico Sul, destacam-se a Passagem de Drake, a Cordilheira Meso-Atlântica e a Cadeia Walvis. Estes autores sugerem, porém, que com o aumento da resolução numérica do modelo utilizado, a região ao largo da costa brasileira apareceria também como uma contribuinte importante na geração de maré interna.

A assinatura em superfície da maré interna foi estudada principalmente a partir da década de 1990, quando os satélites altimétricos foram capazes de resolver sinais da ordem de poucos centímetros associados as componentes harmônicas da maré. Na Cordilheira Havaiana, analisando os dados altimétricos da missão TOPEX/Poseidon, determinou-se que uma fração significativa da maré interna semidiurna é gerada nessa região, com amplitudes da ordem de 5 cm no sinal altimétrico (RAY e MITCHUM, 1997, 1996). Essas ondas com comprimento de 150 km se propagam por 1000 km a partir das Ilhas do Havaí. Simulações numéricas apontam um fluxo de energia da componente  $M_2$  irradiando da Cordilheira Havaiana, com valor médio de 1740 W/m e picos superiores a  $10^4$  W/m (MERRIFIELD *et al.*, 2001; RAY e CARTWRIGHT, 2001). O fluxo de energia total integrado na região da Cordilheira Havaiana varia entre 9 GW, calculado a partir de resultados numéricos (MERRIFIELD *et al.*, 2001), e 15 GW, calculado a partir de dados altimétricos (RAY e MITCHUM, 1997).

A interação da onda de maré barotrópica com a batimetria complexa do Estreito de Luzon, no Mar do Sul da China gera as maiores ondas internas na frequência de maré conhecidas. Os estudos nessa região concentram-se na propagação dessa

onda ao longo do Mar do Sul da China e sua interação com a plataforma continental chinesa. Combinando dados *in situ* e simulações numéricas desta região, o fluxo de energia integrado das componentes semidiurnas é de cerca de 40 kW/m e a conversão de energia de aproximadamente 24 GW (ALFORD *et al.*, 2015). Outras regiões que apresentam um significativo fluxo de energia associado a maré interna e importante conversão da maré barotrópica para a maré baroclínica da componente  $M_2$  são: a costa da Columbia Britânica (CUMMINS e OEY, 1997), a região da Baía de Monterey (CARTER, 2010; HALL e CARTER, 2011; JACHEC *et al.*, 2006), e a Cordilheira Meso-Atlântica (ZILBERMAN *et al.*, 2009).

PEREIRA *et al.* (2005) conduziram estudos sobre a interação maré-topografia ao longo da plataforma leste brasileira, a partir de simulações numéricas. Os resultados apresentados sugerem que essa interação pode desempenhar um papel importante no enriquecimento das camadas de subsuperfície do oceano. PEREIRA e CASTRO (2007), com base em resultados numéricos e medições na plataforma continental sudeste brasileira mostraram que a maré interna promove um fluxo de energia significativo associado a componente  $M_2$  em direção ao oceano aberto. A dissertação de mestrado de DE JESUS (2014) estudou o comportamento energético da maré barotrópica e baroclínica ao largo da região costeira e oceânica do estado do Espírito Santo. Esse autor estimou que as maiores taxas de conversão de energia estão ligadas aos montes submarinos da CVT, principalmente o Banco Davis e o Banco Besnard. Estudos relacionados à importância da maré interna na produtividade primária na margem continental brasileira são ainda hoje escassos, focados principalmente na região sudeste brasileira.

CARRÈRE *et al.* (2004) a partir de dados de altimetria do TOPEX/Poseidon analisados globalmente destacam a Cadeia Vitória-Trindade (CVT) como uma região de intenso sinal baroclínico no Atlântico Sul. A CVT apresenta complexa batimetria, se estendendo zonalmente por 950 km ao longo da latitude 20.3°S até as ilhas oceânicas de Trindade e Martin Vaz, a extensão emersa dessa cadeia (Figura 1.1). Esta cadeia tem origem vulcânica e apresenta topografia irregular, com cerca de 30 montes submarinos. Alguns desses montes apresentam forma cônica enquanto outros possuem topos aplainados pela erosão marinha, entre 25 m e 60 m da superfície (ALMEIDA, 2006; FERRARI e RICCOMINI, 1999). A

complexa batimetria insere-se como uma barreira física para a dinâmica oceânica da região, tanto para o sistema Corrente do Brasil - Corrente de Contorno Intermediária (BOEBEL *et al.*, 1999; EVANS *et al.*, 1983), quanto para a Corrente de Contorno Profunda (WEATHERLY *et al.*, 2000), determinando padrões de ramificações e contribuindo para a formação de diversos processos oceanográficos com implicações biológicas, como mistura vertical e ressurgências. Tendo em vista suas características singulares, a CVT representa um sistema importante nos aspectos geomorfológicos, biológicos e de circulação oceânica em águas brasileiras.

Recentemente, os resultados globais de ZHAO *et al.* (2016), utilizando múltiplos satélites altimétricos, sugerem que na região da CVT há um sinal expressivo de geração de maré baroclínica da componente  $M_2$ . No entanto, esses autores atribuem esse sinal a maré interna gerada na Elevação de Rio Grande e não a CVT. Nesse contexto, o fenômeno da maré interna não é descrito na literatura para a região da Ilha de Trindade e Martin Vaz e nos demais montes submersos da cadeia.

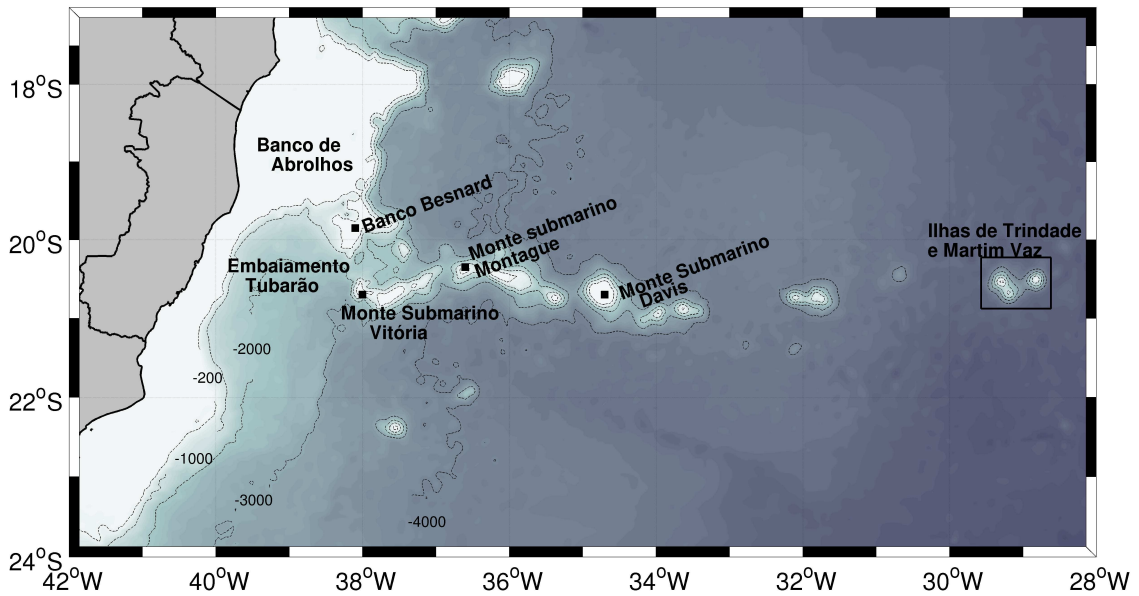


Figura 1.1: A Cadeia Vitória-Trindade.

Resultados numéricos analisados no escopo da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica - REMO, indicam que a CVT é uma fonte importante de geração de maré interna no Atlântico Sul (PAIVA *et al.*, 2012). As componentes semidiurna e diurna da maré interna são evidentes em espectros de energia do modelo. Além disso, ao comparar a declividade do fundo e as características da maré interna como proposto por BAINES (1982) e CRAIG (1987), a CVT apresenta um índice



supercrítico, indicando um local de grande potencial de geração de maré interna. Assim, a hipótese que norteia este trabalho é que a CVT, por suas características batimétricas, é um local de significativa geração de maré interna, com conversão energética da maré barotrópica para a maré baroclínica.

O presente trabalho oferece uma abordagem complementar, utilizando dados de altímetro e modelagem numérica, o que permite descrever o comportamento das ondas internas na frequência da maré em superfície e em profundidade. Nesse contexto, o objetivo principal do presente trabalho é investigar a geração da maré interna na CVT e sua propagação no Oceano Atlântico Sul utilizando simulações numéricas em alta resolução e séries longas de dados altimétricos. Como objetivos específicos, tem-se:

1. Caracterizar as ondas internas na frequência de maré geradas na CVT em relação a sua amplitude, fase e comprimento de onda; e
2. Quantificar os fluxos de energia associados a estas ondas.

Este trabalho se insere e contribui para o Instituto Nacional de Ciências do Mar de Estudos dos Processos Oceanográficos Integrados da Plataforma ao Talude INCT PRO-OCEANO, na medida em que avança o conhecimento dos aspectos físicos que estruturam os ecossistemas da CVT. Além disso, este trabalho é parte do projeto intitulado “Estudo da maré interna e seu impacto na mistura vertical e na biomassa fitoplancônica na região da Ilha de Trindade e montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade”, coordenado pela COPPE/UFRJ e aprovado na Chamada MCTI/CNPq/FNDCT-Ação Transversal/CT-Aquaviário n° 62/2013 de Pesquisa e Desenvolvimento em Ilhas Oceânicas. Os processos em estudo, com foco na Ilha de Trindade e nos montes submarinos da cadeia, contribuem para o entendimento das trocas entre a plataforma continental e o oceano profundo, circulação oceânica na margem continental do sudeste brasileiro e as conexões físico-biológicas na região da CVT. Este trabalho desenvolve a componente numérica deste projeto, que contará ainda com medições *in situ* da maré interna na região da cadeia.

O capítulo 2 desta dissertação traz uma revisão sobre os cálculos do fluxo de energia da maré interna e da conversão energética da maré barotrópica para a maré baroclínica. No capítulo 3 são apresentadas a base de dados altimétricos e

a simulação numérica utilizadas. No capítulo 4 são apresentados e discutidos os resultados obtidos e, no capítulo 5, as conclusões deste estudo.

## Capítulo 2

# Fluxo e Conversão de Energia

A maré interna é um fenômeno onipresente no oceano. Observações *in situ* de DUSHAW *et al.* (1995) e análise de dados altimétricos de RAY e MITCHUM (1996) indicam que a maré interna tem uma contribuição notável para a dissipação da energia do oceano. A maré interna contribui para a mistura no oceano (LEDWELL *et al.*, 2000; NIWA e HIBIYA, 2001; POLZIN *et al.*, 1997), desempenhando um papel importante no balanço de energia e distribuição de calor no oceano global (TIAN *et al.*, 2003).

### 2.1 Fluxo de Energia

Determinar o fluxo de energia é fundamental para entender a geração, propagação e dissipação da maré baroclínica (NASH *et al.*, 2005). Por isso, diversos trabalhos foram dedicados a entender a distribuição de energia da maré interna, como por exemplo, CUMMINS *et al.* (2001) que estimou o fluxo de energia da maré interna no norte do Oceano Pacífico, na Cadeia Aleutian, a partir de dados de altimetria e modelagem numérica.

Assim como parte do trabalho de CUMMINS *et al.* (2001), outros autores estimaram o fluxo de energia da maré interna usando simulações numéricas, sobretudo empregando o modelo hidrostático *Princeton Ocean Model* - POM (BLUMBERG e MELLOR, 1987). As regiões estudadas incluem a costa da Columbia Britânica (CUMMINS e OEY, 1997), a Cordilheira Havaiana (CARTER *et al.*, 2008; MERRIFIELD e HOLLOWAY, 2002; MERRIFIELD *et al.*, 2001), o Mar

do Sul da China (NIWA e HIBIYA, 2004), a região da Baía de Monterey (CARTER, 2010; HALL e CARTER, 2011), a Cordilheira Meso-Atlântica (ZILBERMAN *et al.*, 2009) e a plataforma continental sudeste brasileira (PEREIRA e CASTRO, 2007).

No Havaí, o fluxo de energia médio é de 1740 W/m, com picos de  $10^4$  W/m, irradiando para sul e para norte da cordilheira (MERRIFIELD *et al.*, 2001). Esse fluxo de energia total integrado na região da Cordilheira Havaiana varia entre 9-9.7 GW ( $1\text{GW} = 10^9$  W) (MERRIFIELD e HOLLOWAY, 2002; MERRIFIELD *et al.*, 2001). No Mar do Sul da China, entre a Ilha de Taiwan e o Japão, o fluxo de energia integrado nessa região é de 3.1 GW e, de maneira geral, se propaga para o largo. Entretanto, no Estreito de Luzon, o fluxo integrado é de 4.2 GW se propagando em direção a plataforma continental e 3.2 GW na direção do oceano aberto (NIWA e HIBIYA, 2004). Na Baía de Monterey, na Califórnia, o fluxo de energia tem direção cânion acima, com valores de 1.5 kW/m ( $1\text{kW}/\text{m} = 10^3$  W/m) na base do cânion e aumentando para 4.0 kW/m nas proximidades dos meandros Monterey e San Gregorio (HALL e CARTER, 2011). No Atlântico Sul, na Cordilheira Meso-Atlântica, o fluxo de energia é de 1100 a 1500 W/m (ZILBERMAN *et al.*, 2009), enquanto que na costa brasileira, PEREIRA e CASTRO (2007) obtiveram um fluxo de energia da componente  $M_2$  com direção *offshore* e valores máximos de 20 e 10 W/m no inverno e verão, respectivamente.

Utilizando as informações das simulações numéricas é possível calcular o fluxo de energia como:

$$F = \langle u'p' \rangle \quad [Wm^{-2}] \quad (2.1)$$

onde,  $u'$  é a anomalia de velocidade e  $p'$  é a anomalia de pressão.

A onda interna promove perturbações na pressão  $p'$  e velocidade  $u'$  que são inferidas dos perfis de densidade  $\rho$  e velocidade  $u$  (NASH *et al.*, 2005). A anomalia de densidade é estimada como:

$$\rho'(z, t) = \rho(z, t) - \bar{\rho}(z), \quad (2.2)$$

onde  $\rho'(z, t)$  é a anomalia da densidade,  $\rho(z, t)$  é a densidade instantânea,  $\bar{\rho}(z)$  é o perfil médio de densidade,  $z$  é profundidade e  $t$  tempo.

A anomalia de pressão  $p'(z, t)$  é calculada a partir da anomalia de densidade por meio da equação hidrostática,

$$p'(z, t) = p_{sup}(t) + \int_z^0 \rho'(z, t) g \, dz \quad (2.3)$$

onde  $p_{sup}(t)$  é a pressão na superfície,  $\rho$  é a densidade,  $g$  é a gravidade,  $z$  é a profundidade,  $t$  tempo.

A perturbação da velocidade é definida como:

$$u'(z, t) = u(z, t) - \bar{u}(z) - \bar{u}_o(t) \quad (2.4)$$

onde  $u'(z, t)$  é a anomalia da velocidade,  $u(z, t)$  é a velocidade instantânea,  $\bar{u}(z)$  é a média da velocidade e  $\bar{u}_o(t)$  é determinada pela condição baroclínica.

$$\frac{1}{H} \int_{-H}^0 u'(z, t) \, dz = 0 \quad (2.5)$$

Neste trabalho, o fluxo de energia foi estimado como proposto por NASH *et al.* (2005) e explicitado acima, utilizando os “fundeios virtuais” apresentados no capítulo a seguir.

O fluxo de energia também pode ser estimado a partir de dados de altimetria. MARALDI *et al.* (2011) estudou a maré interna gerada na região do Platô Kerguelen, no Oceano Índico, empregando dados altimétricos do TOPEX/Poseidon e JASON-1. Esses autores determinaram o fluxo de energia da componente  $M_2$  a partir dos dados de elevação dos satélites e perfis de densidade do oceano:

$$F = cE, \quad (2.6)$$

onde  $c$  é a velocidade de fase da onda, calculada como a raiz quadrada do produto da gravidade reduzida ( $g'$ ) e a profundidade ( $H$ ); e  $E$  é a densidade de energia potencial média, calculada como o produto da variação da densidade ( $\Delta\rho$ ) e o deslocamento vertical associado à maré interna (GILL, 1982)

$$c = \sqrt{g'H} \quad g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho}; e \quad (2.7)$$

$$E = \Delta\rho \xi^2. \quad (2.8)$$

RAY e MITCHUM (1996) e RAY e CARTWRIGHT (2001) estudaram a geração de maré interna e seu fluxo de energia nas proximidades da Cordilheira Havaiana utilizando dados de altimetria do TOPEX/Poseidon. Técnicas de detecção da maré interna a partir de dados de altimetria representam um grande avanço sobre as medições *in situ*, devido a cobertura quase global dos satélites. RAY e CARTWRIGHT (2001) determinaram o fluxo de energia na região do Havaí por meio do método de ajuste de onda plana (*plane wave fit*), com superposição de duas ondas com direções opostas nos dados ao longo da trajetória do TOPEX/Poseidon. ZHAO e ALFORD (2009), baseados no método de ajuste de onda plana, utilizaram a superposição de duas ondas com direções arbitrárias. Com este método é possível estimar a direção do fluxo de energia, informação importante que corrobora a identificação dos locais de geração. Esses autores estimaram o fluxo de energia integrado na vertical como:

$$F = \frac{1}{2} \int_H^0 u(z)p(z)dz$$

$$F = a^2 F_n \quad (2.9)$$

onde  $F_n$  é o fluxo de energia da componente  $M_2$  da maré interna para 1 cm de amplitude e  $a$  é a amplitude encontrada nas análises dos dados de satélite. O fluxo de energia é proporcional a amplitude da maré interna. TIAN *et al.* (2003, 2006) propuseram um método baseado na análise no espectro do número de ondas. O número de superposição de ondas é definido pelos picos identificados no espectro. Por meio do método de ajuste bidimensional de ondas planas e combinando dados de altimetria de múltiplos satélites é possível estimar o fluxo de energia na Cordilheira Havaiana (ZHAO *et al.*, 2011), no Estreito de Luzon (ZHAO, 2014) e em todo o globo (ZHAO *et al.*, 2016).

## 2.2 Conversão energética da maré barotrópica para a maré baroclínica

A conversão energética da superfície para maré interna ocorre em poucos locais no globo (EGBERT e RAY, 2000; NASH *et al.*, 2006; SIMMONS *et al.*, 2004), entretanto uma importante fração da energia da maré é convertida em maré interna (ALTHAUS *et al.*, 2003; CARTER *et al.*, 2008; ST. LAURENT e GARRETT, 2002) e transportada por longas distâncias (DUSHAW *et al.*, 1995; RAY e MITCHUM, 1996). A conversão de energia da maré barotrópica para a maré baroclínica contribui na identificação dos principais locais de geração de maré interna (CARTER *et al.*, 2008; NIWA e HIBIYA, 2001).

Conversão de energia das marés é uma função da estratificação, da altura e do grau de inclinação da topografia. Diversos trabalhos estimam a conversão de energia da maré barotrópica para a maré baroclínica da componente  $M_2$  utilizando simulações numéricas. SIMMONS *et al.* (2004), a partir de simulações globais, indicam que cerca de 75% da conversão da energia da maré barotrópica para a maré baroclínica ocorre em 20 locais de grande variação topográfica. Os locais apontados por esses autores incluem a Cordilheira Havaiana (CARTER *et al.*, 2008; MERRIFIELD e HOLLOWAY, 2002), o Mar do Sul da China (NIWA e HIBIYA, 2004), a costa da Columbia Britânica (CUMMINS e OEY, 1997), a Baía de Monterey (KANG e FRINGER, 2011) e a Cordilheira Meso-Atlântica (ZILBERMAN *et al.*, 2009).

Para toda a Cordilheira Havaiana, a conversão da maré barotrópica para a maré baroclínica é de 10.2 GW, cerca de metade da energia da maré barotrópica dissipada (EGBERT e RAY, 2000; MERRIFIELD e HOLLOWAY, 2002). No Mar do Sul da China, a conversão energética para todo o domínio do modelo por NIWA e HIBIYA (2004) é de 35 GW. No Estreito de Luzon, a conversão é de 14 GW. Na Califórnia, na Baía de Monterey, essa conversão é estimada em 133 MW ( $10^6$  W) (KANG e FRINGER, 2011). Na Cordilheira Meso-Atlântica, SIMMONS *et al.* (2004), a partir de um modelo global, estimaram a conversão da maré barotrópica para a maré baroclínica em  $1.62 \text{ mW/m}^2$  ( $1 \text{ mW/m}^2 = 10^{-3} \text{ W/m}^2$ ), enquanto que ZILBERMAN *et al.* (2009), em um modelo regional, estimaram em  $14.5 - 15.1 \text{ mW/m}^2$ .

De acordo com ZILBERMAN *et al.* (2009), a conversão de energia é dada por:

$$C = \langle p'(H)w_b \rangle \quad [Wm^{-2}] \quad (2.10)$$

onde  $\langle \rangle$  significa a média temporal;  $p'$  é a anomalia de pressão como calculada por KUNZE *et al.* (2002); e  $w_b$  é a componente vertical de velocidade barotrópica no fundo.

$$w_b = -U \cdot \nabla H \quad (2.11)$$

onde  $U$  é a velocidade horizontal integrada na profundidade e  $H$  é a profundidade (GARRETT e KUNZE, 2007).

Em termos da amplitude (índice  $a$ ) e fase ( $\theta_p$  e  $\theta_w$ ) da componente  $M_2$ , temos:

$$p' = p'_a \cos(\omega t - \theta_p) \quad (2.12)$$

$$w_b = w_a \cos(\omega t - \theta_w) \quad (2.13)$$

A partir das equações (2.12) e (2.13), a conversão de energia pode ser reescrita como:

$$C = \frac{1}{2} p'_a w_a \cos(\theta_p - \theta_w) \quad (2.14)$$

Essa conversão de energia pode ser positiva ou negativa, dependendo somente da diferença entre a fase da velocidade vertical da maré barotrópica e a fase da anomalia de pressão da maré interna,  $(\theta_p - \theta_w)$ . Se  $|\theta_p - \theta_w| < \pi/2$ , então  $C > 0$ , a maré barotrópica perde energia para a maré baroclínica.



# Capítulo 3

## Metodologia

### 3.1 Altimetria

Foram utilizados os dados altimétricos do satélite JASON 1, no período de agosto de 2002 a dezembro de 2008. O satélite JASON 1 foi lançado em 7 de dezembro de 2001, como uma parceria do *Centre National d'Études Spatiale* - CNES e *National Aeronautics and Space Administration* - NASA. Sua altitude de 1336 km, em relação ao elipsóide de referência, facilita e torna mais precisa a determinação de sua órbita, pois minimiza as interações entre o campo atmosférico e a gravidade. Além disso, a inclinação da órbita de  $66^\circ$  em relação ao eixo norte-sul permite que seu sobrevôo contemple águas descongeladas. Sua resolução temporal é de 9.9156 dias e resolução espacial de cerca de 6.2 km. Esta escolha é um compromisso entre a resolução espacial e temporal, permitindo um estudo de variabilidade no oceano. Além disso, o fato da órbita não ser síncrona com o sol evita o *aliasing* das diferentes componentes da maré na mesma frequência.

O instrumento principal da missão JASON 1 é o altímetro Poseidon-2, desenvolvido a partir do altímetro experimental Poseidon-1 do TOPEX/Poseidon. É um radar pequeno, leve e não requer uma grande quantidade de energia. Emite ondas em duas frequências diferentes (13.6 GHz - banda Ku e 5.3 GHz - banda C) e analisa o sinal refletido a partir da superfície. Os satélites TOPEX/Poseidon e JASON 1 operaram em conjunto desde o lançamento do JASON 1 até setembro de 2002, quando o satélite TOPEX/Poseidon foi deslocado para uma órbita paralela.

Em particular, foi utilizado a altura da superfície do mar ao longo da trajetória do

satélite, produto denominado CorSSH (*Along-track Corrected Sea Surface Height*). Produzidos e disponibilizados pela *Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic Data* - AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>), como parte do segmento de processamento SSALTO, os dados apresentam correções instrumentais atmosféricas e geofísicas. Na Figura 3.1 são apresentadas as trilhas do JASON 1 utilizadas neste trabalho.

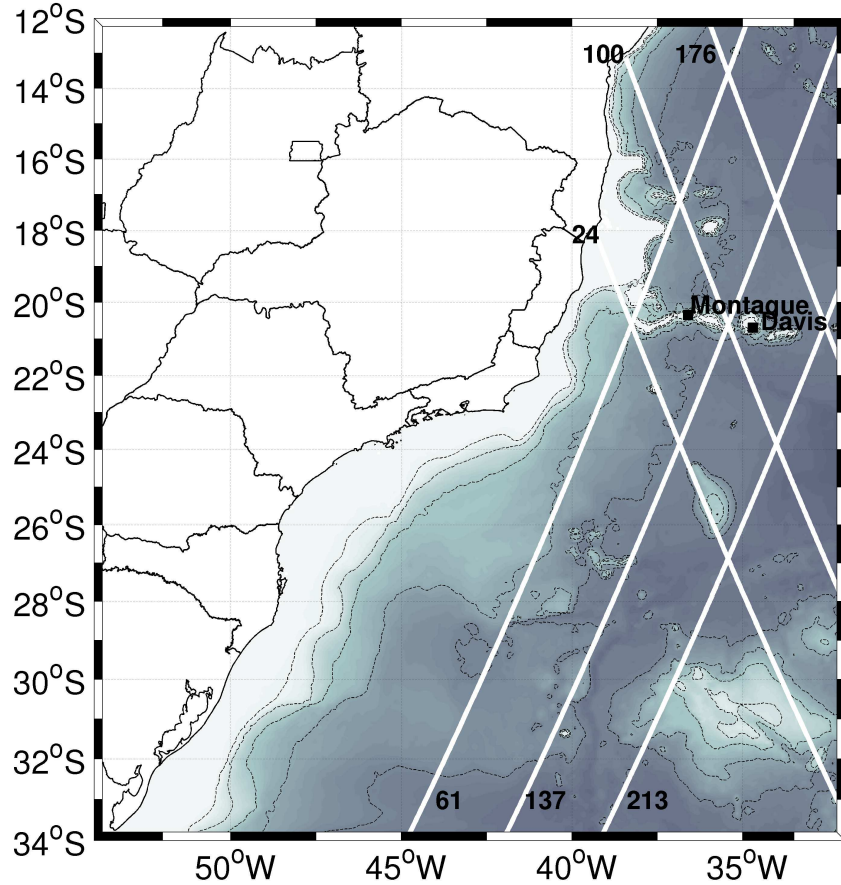


Figura 3.1: Trilhas do JASON 1 que cruzam a Cadeia Vitória-Trindade. As linhas brancas representam a trilhas utilizadas nas análises.

Como descrito em DAHER *et al.* (2014), no produto CorSSH é necessário incluir o sinal da maré barotrópica nos dados de elevação da superfície do mar, retirado após a correção de maré oceânica, o que minimiza os erros na elevação da superfície do mar para a análise da maré. Assim, a altura da superfície do mar com o sinal de maré nada mais é que o produto CorSSH somado a maré retirada:

$$SSHTide = CorSSH + OceanTide. \quad (3.1)$$

Para isolar o sinal da maré barotrópica existe uma série de métodos que podem ser aplicados, desde simulações numéricas da maré barotrópica até filtragens de ondas longas no sinal do satélite. Para separar a componente barotrópica e baroclínica da maré foi realizada uma filtragem espacial, com filtro *Butterworth*. Para garantir que o sinal da maré baroclínica permanecesse intacto, foram eliminados comprimentos de ondas maiores que 500 km (CARRÈRE *et al.*, 2004). Dessa maneira, a maré barotrópica para a componente  $M_2$ , cujo comprimento de onda é da ordem 9000 km, seria isolada da maré baroclínica, que o comprimento de onda é de cerca de 150 km. Também foram removidos os comprimentos de onda menores que 50 km, com o intuito de diminuir o ruído. Análises preliminares mostraram que o filtro espacial entre 50-500 km foi satisfatório, preservando o sinal da maré interna, assim como em CARRÈRE *et al.* (2004).

De acordo com o critério de Rayleigh e taxa de amostragem de quase 10 dias do JASON 1, a série de dados de altimetria deve ser longa o suficiente para garantir a separação das componentes harmônicas  $M_2$  e  $S_2$  sem o problema do *aliasing*. Três anos seria o período mínimo para separar essas componentes de forma confiável, enquanto que as componentes diurnas não poderiam ser diferenciadas por séries menores que 9 anos (RAY e MITCHUM, 1996). Para as análises dessa dissertação foram utilizados cerca de 6 anos de dados, de agosto de 2002 a dezembro de 2008.

Os dados de altimetria por satélite foram submetidos a dois tipos de tratamento: a) análise harmônica de mínimos quadrados e, em seguida, filtragem espacial (50-500 km), com o intuito de avaliar a anomalia da amplitude e os efeitos construtivos e destrutivos da maré baroclínica com a maré barotrópica; b) filtragem espacial (50-500 km) seguida da análise harmônica de mínimos quadrados, assim foi possível avaliar, por meio da fase, sua propagação ao longo da trilha. As rotinas de análise harmônica de mínimos quadrados foram desenvolvidas e gentilmente cedidas pelo Capitão de Mar e Guerra João Bosco Rodrigues Alvarenga. Conforme FRANCO e ALVARENGA (2009), a altura do nível do mar obtida num instante qualquer é dada por:

$$\zeta(t_k) = R_o + \sum_{i=1}^n R_i \cos(\omega_i t_k - r_i) \quad (3.2)$$

$$a_i = R_i \cos r_i \quad b_i = R_i \sin r_i$$

onde,  $\zeta(t_k)$  = altura do nível do mar obtida pelo satélite;  $R$  = amplitude;  $t_k$  = instante de tempo;  $\omega$  = frequência;  $r$  = fase;  $n$  = número total de componentes harmônicas; e o índice  $i$  subscrito nas variáveis indica cada componente harmônica.

Substituindo  $R_i$  na equação (3.2), temos:

$$\zeta(t_k) = R_o + \sum_{i=1}^n (a_i \cos \omega_i t_k + b_i \sin \omega_i t_k) \quad (3.3)$$

Subtraindo  $R_o$  na equação (3.3),

$$\zeta'(t_k) = \sum_{i=1}^n (a_i \cos \omega_i t_k + b_i \sin \omega_i t_k) \quad (3.4)$$

então a altura da superfície do mar medida pelo satélite em um determinado instante será função somente de  $a_i$  e  $b_i$ .

Assim, o problema de calcular a amplitude e a fase das componentes de maré se reduz a solução de um sistema de equações lineares. Esse sistema de equações pode ser escrito:

$$\left( \begin{array}{l} a_1 \cos \omega_1 t_1 + b_1 \sin \omega_1 t_1 + a_2 \cos \omega_2 t_1 + b_2 \sin \omega_2 t_1 + \dots + a_n \cos \omega_n t_1 + b_n \sin \omega_n t_1 = \zeta(t_1) \\ a_1 \cos \omega_1 t_2 + b_1 \sin \omega_1 t_2 + a_2 \cos \omega_2 t_2 + b_2 \sin \omega_2 t_2 + \dots + a_n \cos \omega_n t_2 + b_n \sin \omega_n t_2 = \zeta(t_2) \\ \dots \\ a_1 \cos \omega_1 t_m + b_1 \sin \omega_1 t_m + a_2 \cos \omega_2 t_m + b_2 \sin \omega_2 t_m + \dots + a_n \cos \omega_n t_m + b_n \sin \omega_n t_m = \zeta(t_m) \end{array} \right) \quad (3.5)$$

ou

$$A \cdot x = b \quad (3.6)$$

sendo, as incógnitas  $a_i$  e  $b_i$  representadas por  $x$ ,  $\sin \omega_i t_k$  e  $\cos \omega_i t_k$  como as componentes da matriz  $A$  e  $\zeta(t_k)$  por  $b$ .

A matriz  $A$  do sistema é quase sempre singular ou numericamente quase singular, frequentemente mal condicionada, ou seja, seu determinante é nulo ou quase nulo,

muito pequeno quando comparado aos seus elementos, por isso o método conhecido como “decomposição em valores singulares” (*Singular Value Decomposition* – SVD) foi aplicado. O método baseia-se em que “qualquer matriz  $A$  de dimensões  $m \times n$ , na qual o número de linhas  $m$  é maior ou igual ao número de colunas  $n$ , pode ser tomada como um produto de uma matriz ortogonal  $U$  de dimensões  $m \times n$ , uma matriz diagonal  $W$  de dimensões  $n \times n$  com elementos positivos ou nulos na diagonal (valores singulares) e a transposta de uma matriz ortogonal  $V$  de dimensões  $n \times n$ ”.

$$A = U \cdot W \cdot V^T \quad (3.7)$$

$$x = A^{-1} \cdot b \quad (3.8)$$

$$A^{-1} = V \cdot [1/W] \cdot U^T \quad (3.9)$$

$$x = V \cdot [1/W] \cdot U^T \cdot b \quad (3.10)$$

Então, conhecendo  $x$ , que representa  $a_i$  e  $b_i$ , a amplitude  $R$  pode ser obtida.

## 3.2 Modelo HYCOM

O *Hybrid Coordinate Ocean Model* - HYCOM (BLECK, 2002) é um modelo oceânico de circulação que utiliza discretização horizontal em diferenças finitas e possui um sistema generalizado de coordenadas verticais, cuja teoria está baseada nos trabalhos de BLECK e BOUDRA (1981) e BLECK e BENJAMIN (1993). Este sistema permite a mudança de coordenadas (isopícnais, sigma e geopotencial ou coordenadas  $z$ ) dentro do domínio de modelagem.

Neste trabalho foi utilizada uma simulação realizada dentro do escopo da REMO (GABIOUX *et al.*, 2013; LIMA *et al.*, 2013) e validada a partir da comparação dos resultados com diversas séries de dados medidos em regiões costeiras e oceânicas, além de informações presentes na literatura (PAIVA *et al.*, 2012). É uma simulação de alta resolução *eddy-resolving* para a região sul-sudeste brasileira, capaz de representar fenômenos de meso e larga escalas no oceano e, devido as forçantes nos contornos, efeitos em escala sinótica e oscilações associadas a maré astronômica. Essa simulação tem resolução horizontal de  $1/24^\circ$ , o que corresponde na região, aproximadamente, 4.0 a 4.5 km e o período simulado foi de janeiro de 2004 a dezembro de 2010 (PAIVA *et al.*, 2012). O domínio de modelagem estende-se entre  $12^\circ\text{S}$  até  $34^\circ\text{S}$  e desde  $054^\circ\text{W}$  até  $032^\circ\text{W}$ . A simulação utilizada foi aninhada a uma outra simulação da Metarea V com resolução horizontal de  $1/12^\circ$  (Figura 3.2).

O modelo possui estrutura vertical em 21 camadas  $\sigma_\theta$ , sendo 18 camadas híbridas. Nos contornos laterais a simulação foi forçada com campos diários de velocidade, temperatura, salinidade e espessura da camada interpolados a partir dos resultados do experimento  $1/12^\circ$ . Considerou-se nos contornos norte, sul e leste zonas "buffer" de 12 pontos de grade, com o objetivo de permitir uma transição suave entre as informações simuladas e as impostas nos contornos pelo aninhamento. As forçantes atmosféricas em superfície (tensão e fluxos de calor e massa) foram calculadas a partir de campos atmosféricos do CFSR (SAHA *et al.*, 2010). A estes fluxos foi adicionado um relaxamento newtoniano da TSM para valores climatológicos, com um tempo de restauração equivalente a 90 dias, de forma a minimizar bias do modelo. O fluxo de massa foi implementado como um fluxo virtual de sal, calculado a partir de evaporação menos precipitação mais um termo de relaxamento newtoniano para climatologia de salinidade mensal da base *World*

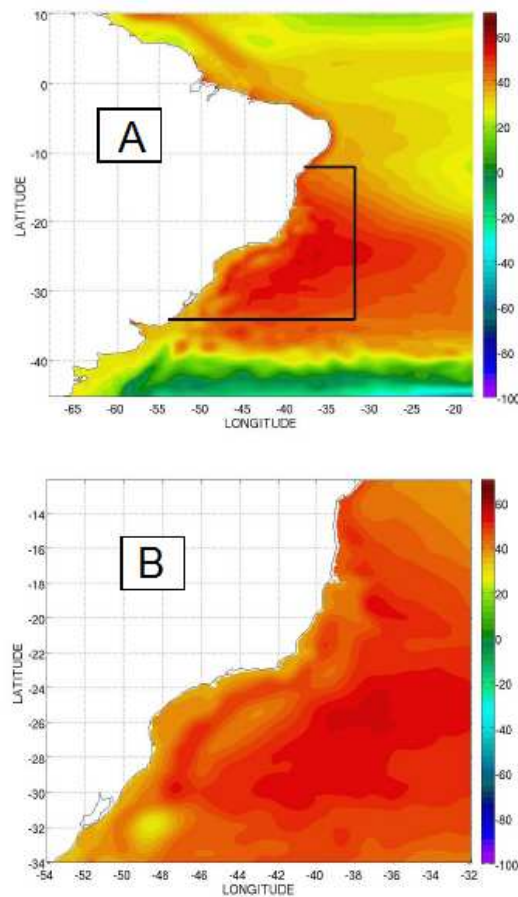


Figura 3.2: Domínios espaciais de modelagem das simulações numéricas aninhadas. (A)  $1/12^\circ$  e (B)  $1/24^\circ$ . Os campos apresentados nas figuras correspondem a elevação da superfície do mar (SSH) média (em centímetros) para o período de 2004 a 2010.

*Ocean Atlas* - WOA, com tempo de restauração de 30 dias.

A batimetria foi obtida a partir da Base Etopo 2 e posteriormente melhorada com base em folhas de bordo pertencentes a Marinha do Brasil, principalmente na região da CVT. A maré foi prescrita nos contornos levando em consideração as oito principais constantes harmônicas ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $Q_1$ ,  $K_1$ ), interpoladas a partir dos resultados do modelo TPXO7.2 (EGBERT e EROFEEVA, 2002; EGBERT *et al.*, 1994) para o nível e a velocidade. Os campos de elevação do modelo foram submetidos a um filtro espacial 2D e análise harmônica, e a amplitude e fase das principais componentes foram comparadas com o modelo de maré global TPXO7.2 (Figura 3.3). A simulação apresenta mais estruturas e variabilidade espacial nos campos de elevação da superfície do mar que o modelo global de maré, sendo possível perceber um sinal que se propaga da CVT.

A maré simulada também foi avaliada em diversas estações maregráficas no

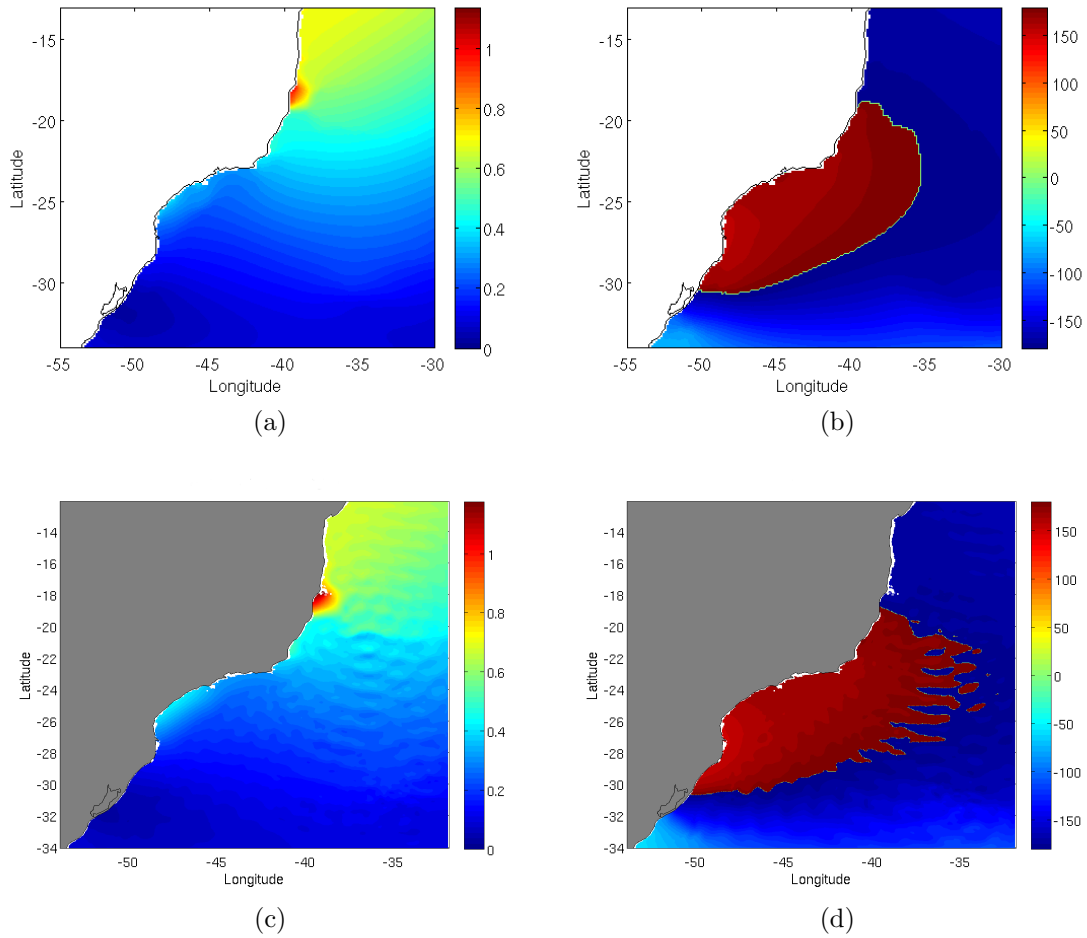


Figura 3.3: Comparação entre a maré simulada no TPXO7.2 e HYCOM para a componente  $M_2$ : (a) amplitude TPXO7.2, (b) fase TPXO7.2, (c) amplitude HYCOM, (d) fase HYCOM.

domínio do modelo. As séries de elevação do modelo foram comparadas com as séries fornecidas pelo Programa *Global Sea Level Observing System* - GLOSS (Figuras 3.4 e 3.6) e submetidas a análise harmônica. A correspondência entre o modelo e os dados é boa tanto para a amplitude como para a fase (Figuras 3.5 e 3.7). Os melhores resultados foram encontrados na Ilha Fiscal e Macaé. Pequenas diferenças encontradas devem-se em parte à localização das estações maregráficas, geralmente em baías e locais abrigados, cuja geometria não é representada com resolução adequada pelo modelo; e a maré prescrita nos contornos do modelo levam em consideração apenas 8 componentes, número menor que a quantidade identificada pela análise harmônica dos dados.



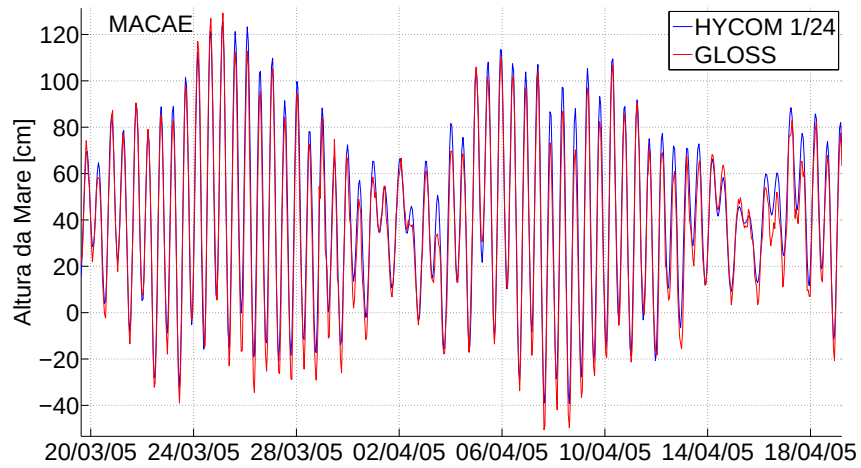


Figura 3.4: Altura da maré simulada e medida em Macaé.

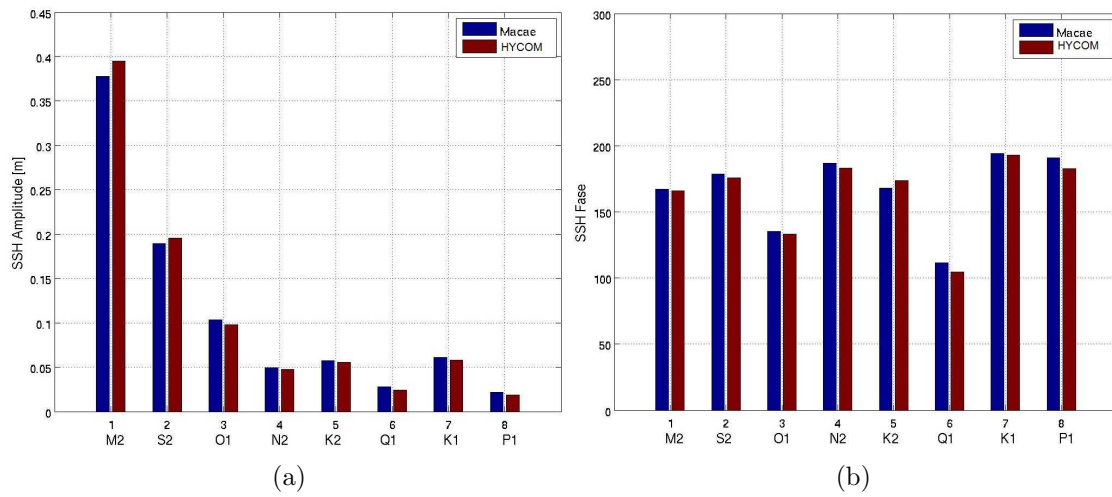


Figura 3.5: Amplitude e fase das componentes harmônicas para Macaé.

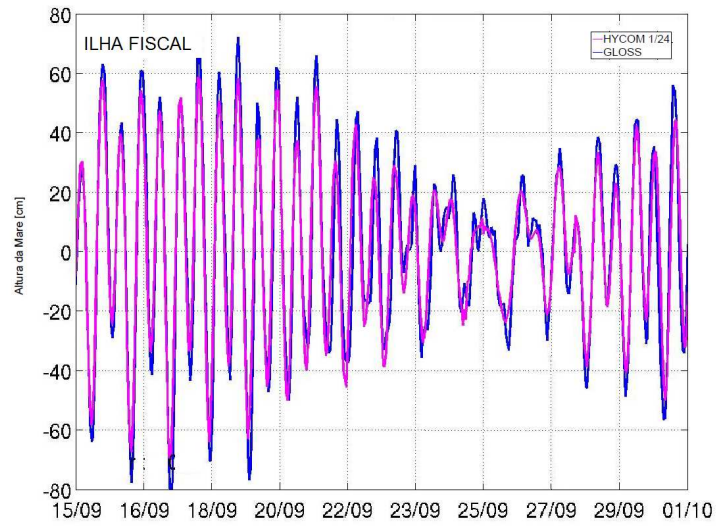


Figura 3.6: Altura da maré simulada e medida na Ilha Fiscal, Rio de Janeiro.

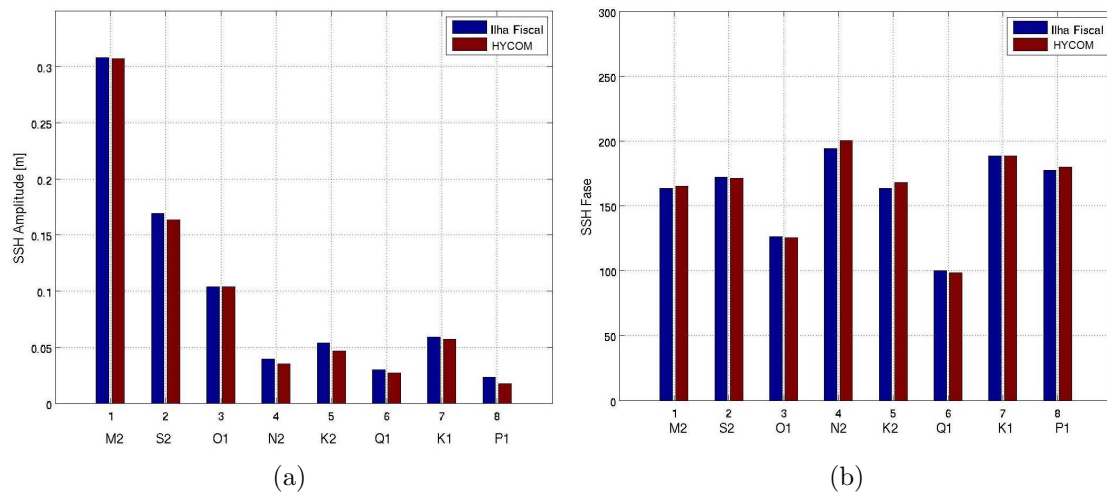


Figura 3.7: Amplitude e fase das componentes harmônicas para Ilha Fiscal, Rio de Janeiro.

Para isolar as componentes barotrópica e baroclínica da maré nos campos de elevação da superfície do mar foi realizada uma filtragem espacial. Esse filtro espacial é uma gaussiana em duas dimensões, 40 x 40 pontos, o que corresponde a cerca de 200 km por 200 km. Diferentes dimensões do filtro foram experimentadas e as especificações deste filtro se mostraram as mais eficientes para filtrar a maré barotrópica. Analogamente aos dados altimétricos, os campos de elevação da superfície do mar foram submetidos a dois tipos de tratamento: a) análise harmônica e posterior filtragem espacial, com o objetivo de avaliar a amplitude e os efeitos construtivos e destrutivos da maré baroclínica com a maré barotrópica; b) filtragem espacial e submetidos, em seguida, a análise harmônica, permitindo avaliar a amplitude e sua propagação por meio das linhas de mesma fase. Foram utilizadas as rotinas de análise harmônica do *T-Tide* (?).

Além dos campos de elevação da superfície do mar, também foram analisados os campos de profundidade da interface da camada de densidade representativa da região da termoclina, bem como “fundeios virtuais” localizados ao longo de duas seções meridionais passando pelos montes Montague (longitude 036.65°W) e Davis (longitude 034.80°W), indicados na Figura 3.8 e Tabelas 3.1, 3.2 e 3.3. A partir das séries de velocidade e densidade dos “fundeios virtuais” foi possível calcular o fluxo de energia e a conversão de energia da maré barotrópica para a maré baroclínica, segundo a formulação apresentada no capítulo anterior.

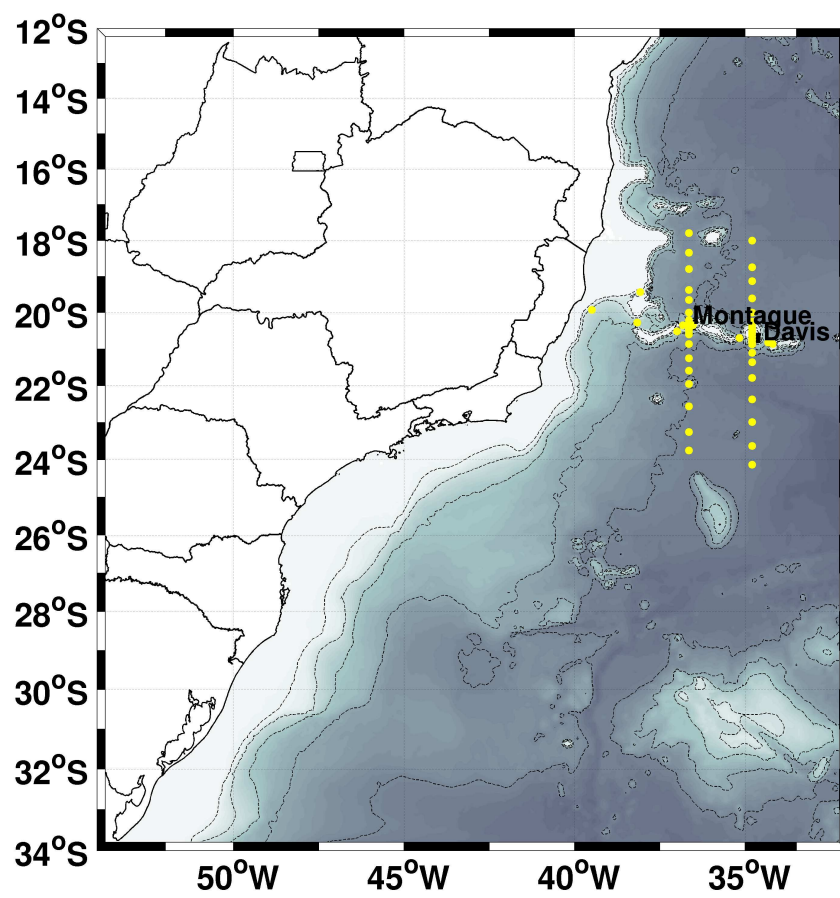


Figura 3.8: Domínio da simulação. Os pontos amarelos indicam a localização dos “fundeios virtuais” utilizados.

Tabela 3.1: Coordenadas dos fundeios virtuais utilizados na região da Cadeia Vitória- Trindade, numa seção ao longo do Monte Montague.

| Montague          |          |           |                      |
|-------------------|----------|-----------|----------------------|
| # Fundeio Virtual | Latitude | Longitude | Prof. max. amostrada |
| 2817              | 17.79 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 2859              | 18.34 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 2901              | 18.79 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 2943              | 19.37 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 2985              | 19.65 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 3027              | 20.00 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 3069              | 20.20 °S | 036.65 °W | 2000 m               |
| 3109              | 20.24 °S | 036.65 °W | 750 m                |
| 3142              | 20.29 °S | 036.65 °W | 130 m                |
| 3169              | 20.33 °S | 036.65 °W | 90 m                 |
| 3188              | 30.37 °S | 036.65 °W | 75 m                 |
| 3204              | 20.39 °S | 036.65 °W | 200 m                |
| 3245              | 20.42 °S | 036.65 °W | 750 m                |
| 3278              | 20.49 °S | 036.65 °W | 1500 m               |
| 3317              | 20.60 °S | 036.65 °W | 2500 m               |
| 3358              | 20.86 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 3400              | 21.25 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 3442              | 21.95 °S | 036.65 °W | 2500 m               |
| 3483              | 22.56 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 3525              | 23.25 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 3567              | 23.75 °S | 036.65 °W | 3000 m               |
| 5080              | 21.59 °S | 036.65 °W | 3000 m               |

Tabela 3.2: Coordenadas dos “fundeios virtuais” utilizados na região da Cadeia Vitória- Trindade, numa seção ao longo do Monte Davis.

| Davis             |          |           |                      |
|-------------------|----------|-----------|----------------------|
| # Fundeio Virtual | Latitude | Longitude | Prof. max. amostrada |
| 3609              | 18.00 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 3651              | 18.74 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 3693              | 19.13 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 3735              | 19.61 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 3777              | 20.00 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 3819              | 20.25 °S | 034.80 °W | 2500 m               |
| 3860              | 20.33 °S | 034.80 °W | 650 m                |
| 3891              | 20.41 °S | 034.80 °W | 200 m                |
| 3913              | 20.50 °S | 034.80 °W | 80 m                 |
| 3930              | 20.54 °S | 034.80 °W | 40 m                 |
| 3939              | 20.58 °S | 034.80 °W | 30 m                 |
| 3946              | 20.66 °S | 034.80 °W | 65 m                 |
| 3960              | 20.75 °S | 034.80 °W | 100 m                |
| 3981              | 20.83 °S | 034.80 °W | 550 m                |
| 4010              | 20.87 °S | 034.80 °W | 600 m                |
| 4040              | 21.10 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 4082              | 21.36 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 4124              | 21.79 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 4166              | 22.37 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 4208              | 22.98 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 4250              | 23.63 °S | 034.80 °W | 3000 m               |
| 4292              | 24.13 °S | 034.80 °W | 3000 m               |

Tabela 3.3: Coordenadas dos “fundeios virtuais” utilizados ao longo da Cadeia Vitória- Trindade.

| CVT               |          |           |                      |
|-------------------|----------|-----------|----------------------|
| # Fundeio Virtual | Latitude | Longitude | Prof. max. amostrada |
| 2612              | 19.43 °S | 038.08 °W | 50 m                 |
| 2619              | 20.27 °S | 038.17 °W | 1750 m               |
| 2649              | 20.35 °S | 036.83 °W | 400 m                |
| 2673              | 20.35 °S | 036.54 °W | 400 m                |
| 2697              | 20.70 °S | 035.17 °W | 2500 m               |
| 2730              | 20.82 °S | 034.33 °W | 2750 m               |
| 2764              | 20.86 °S | 034.20 °W | 750 m                |
| 2790              | 19.92 °S | 039.50 °W | 1000 m               |
| 5041              | 20.51 °S | 037.00 °W | 1400 m               |

# Capítulo 4

## Resultados e discussão

### 4.1 Altimetria

Aplicando o critério de Rayleigh, são necessários pelo menos 3 anos de dados de altimetria para separar as componentes  $M_2$  e  $S_2$ , e nove anos para separar as componentes diurnas em uma série de dados altimétricos com intervalo de amostragem de 9.915 dias. Este trabalho limitou-se ao cálculo das componentes  $M_2$  e  $S_2$  pois a série é longa o suficiente e as estimativas mostraram-se robustas. Para avaliar a amplitude e a combinação da maré baroclínica e barotrópica, os dados de altimetria foram submetidos a análise harmônica e, em seguida, submetidos a um filtro espacial (50-500 km). Para avaliar a propagação dessas ondas, por meio das linhas de fase, os dados foram filtrados espacialmente e submetidos a análise harmônica. Os resultados dessas análises nos dados da trilha 137 do JASON 1 revelam oscilações em superfície na amplitude da componente  $M_2$  (Figura 4.1). Essas oscilações de poucos centímetros estão ligadas aos efeitos construtivos e destrutivos da propagação da onda interna com a onda de maré barotrópica a partir de feições topográficas, como a CVT. Esse efeito é chamado *phase-locked*.

A anomalia da amplitude da componente  $M_2$  da maré baroclínica na trilha 137 do JASON 1 mostra as maiores oscilações próximo ao cume da CVT e entre 21°S e 24°S, ao sul da cadeia (Figura 4.2). As maiores oscilações podem atingir 2,5 cm. Ao norte da cadeia, a amplitude é máxima bem próxima a CVT e, a medida com que a distância da feição aumenta, a amplitude diminui, atingindo valores máximos de 1,5 cm. Ao sul da CVT, até cerca de 24°S, os valores de amplitude são elevados,

atingindo até 2 cm. A componente  $S_2$ , entretanto, apresenta anomalias de amplitude menores, cerca de 1 cm e não é perceptível o aumento da anomalia nas proximidades da CVT. Cabe destacar que a amplitude da  $S_2$  está deslocada para facilitar a visualização. Além disso, não é possível observar com clareza a correspondência entre as componentes  $M_2$  e  $S_2$ , o que sugere que, ao se propagarem ao norte e ao sul da CVT, sofrem interferências de múltiplas fontes. No Havaí, umas das regiões mais estudadas no quesito geração de maré interna, RAY e MITCHUM (1997, 1996) utilizando dados de altimetria do satélite TOPEX/Poseidon, determinaram a amplitude da maré interna como cerca de 5 cm.

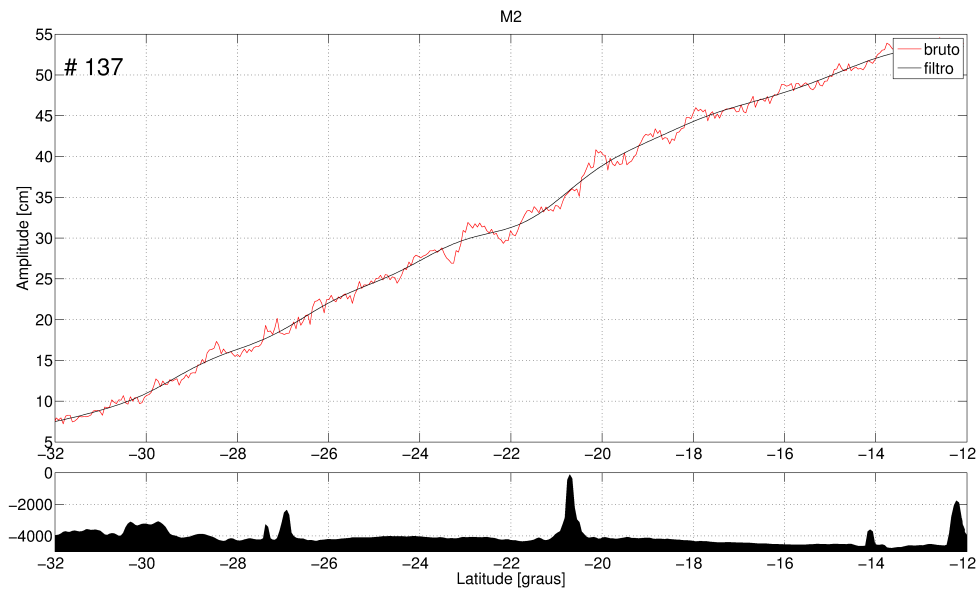


Figura 4.1: Anomalia da amplitude [cm] da componente  $M_2$  para a trilha 137 (Figura 3.1). A linha preta representa a amplitude da  $M_2$  da maré barotrópica, resultado do filtro espacial (50-500 km) e a linha vermelha, o dado sem filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha.

A amplitude da maré baroclínica na trilha 137 do JASON 1 para a componente  $M_2$ , obtida pela filtragem do sinal de elevação e submetida a análise harmônica, apresenta as maiores oscilações próximo a CVT e entre 21°S e 24°S, ao sul da cadeia, sobretudo na direção do monte Montague (Figura 4.3). A maior amplitude pode atingir 2,5 cm. Ao norte da cadeia, a amplitude tende a diminuir conforme a distância da CVT aumenta. Em aproximadamente 23°S, os valores de amplitudes são superiores a 2 cm. Pode-se notar um decaimento da amplitude a partir de 23°S, e em 28°S, observa-se uma amplificação do sinal, atingindo cerca de 2 cm. A propagação



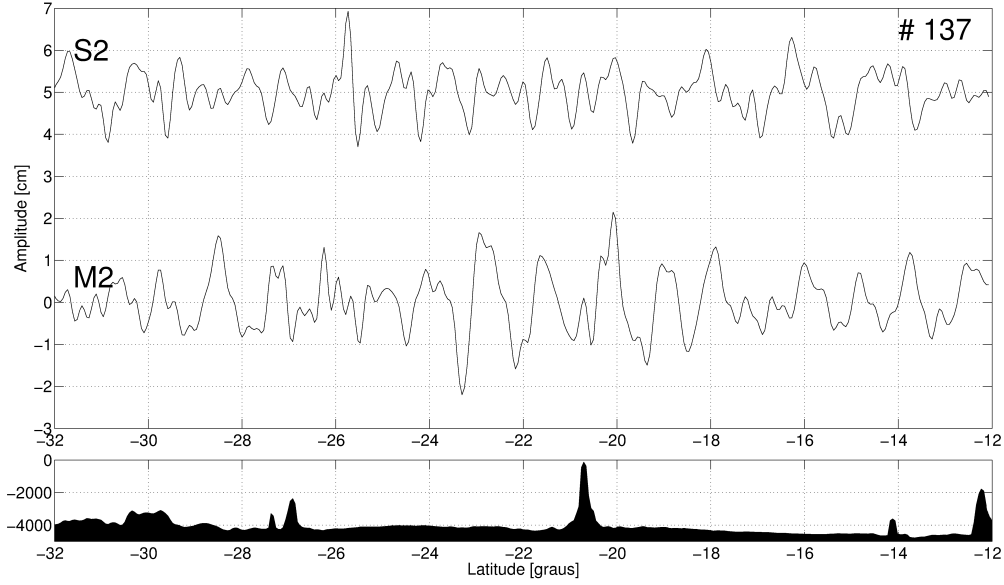


Figura 4.2: Amplitude [cm] das componentes  $M_2$  e  $S_2$  filtradas para a trilha 137 (Figura 3.1). A amplitude da componente  $S_2$  apresenta um *offset* de 5 cm para facilitar a visualização. No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha.

da onda da componente  $M_2$  é evidente na variação da fase ao longo da trilha. Ao sul da CVT, essa propagação ocorre ao longo de toda a trilha, de forma bem coerente por pelo menos 600 km, sem interferências. Ao norte da CVT, a propagação não é evidente, aparentemente sofrendo interferência da maré baroclínica gerada pela complexa batimetria da região do Banco de Abrolhos. Na Cordilheira Havaiana, a propagação da maré interna ocorre para sul e norte, por pelo menos 1000 km (RAY e MITCHUM, 1997, 1996). A componente  $S_2$  apresenta amplitude menor (1 cm), sem correspondência com os padrões observados na componente  $M_2$  e a propagação da onda não é clara pelas linhas de fase. Os valores de amplitude e a propagação da maré interna da componente  $M_2$  na região do Havaí são superiores aos valores observados na CVT, entretanto esse sinal em superfície demonstra que a CVT também é um local expressivo de geração de maré interna no Atlântico Sudoeste, corroborando o estudos globais de CARRÈRE *et al.* (2004); ZHAO *et al.* (2016).

O comprimento de onda calculado a partir do espectro de densidade de energia das componentes  $M_2$  e  $S_2$  é de 125 km e 115 km para o 1° modo baroclínico, respectivamente (Figura 4.4). Entretanto, o comprimento de onda também pode ser estimado pela distância média entre as linhas de mesma fase (Figura 4.3 - painel

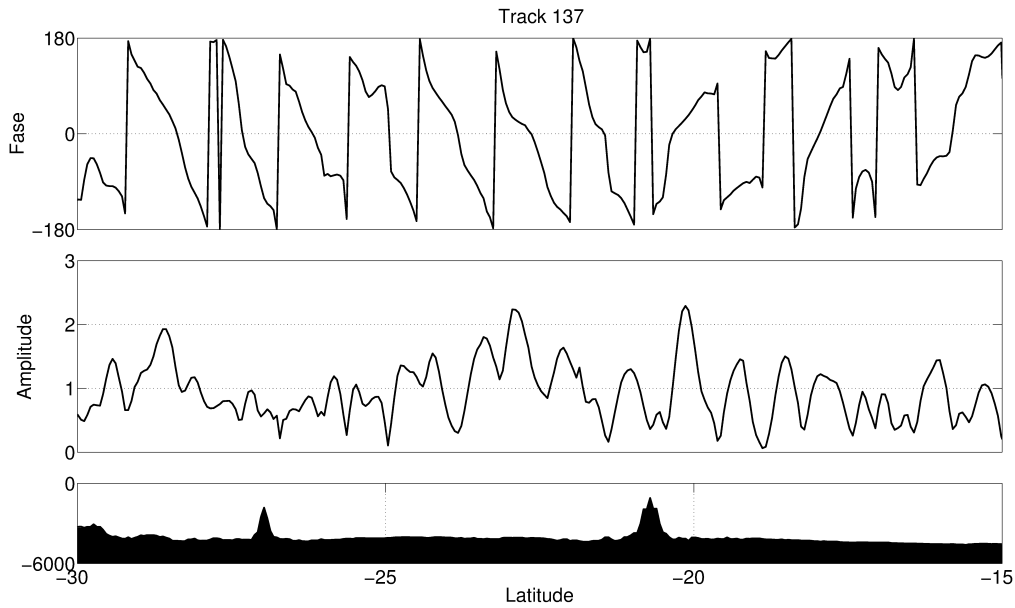


Figura 4.3: Fase [graus] e amplitude [cm] da componente  $M_2$  para a trilha 137 (Figura 3.1). No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha.

superior). Dessa maneira, o comprimento estimado para a componente  $M_2$  foi de 127 km. Esses valores são próximos e condizentes com o comprimento de onda teórico de 130 km calculado para o 1° modo baroclínico da componente  $M_2$ . Apesar do alisamento do espectro de densidade de energia, é possível observar um ligeiro pico próximo a 70 km associado ao comprimento de onda das componentes  $M_2$  e  $S_2$  para o 2° modo baroclínico. Na Cordilheira Havaiana, o comprimento de onda para a componente  $M_2$  é de 150 km e 160 km para a componente  $S_2$ , o que corresponde aos comprimentos de onda esperados para o 1° modo baroclínico (RAY e MITCHUM, 1997, 1996).

Na amplitude das trilhas ascendentes do JASON 1 é possível observar a ocorrência de oscilações associadas à propagação de ondas internas em todo o Atlântico Sudoeste (Figura 4.5 - painel superior). As maiores amplitudes são encontradas na trilha 137, conforme descrito anteriormente. A trilha 61, além de sofrer influência da CVT, se estende ao longo da quebra de plataforma, próximo à complexa batimetria da região de Abrolhos. Nessa trilha amplitudes da ordem de 2 cm são observadas ao norte da CVT, na região de quebra de plataforma e Banco de Abrolhos (20° S - 17° S), e ao sul, entre 22° S e 23° S. Essas oscilações da amplitude podem estar associadas a maré interna gerada por múltiplas fontes. Na trilha 213, pode-se observar uma amplificação do sinal da amplitude (cerca de 1,5 cm) associada

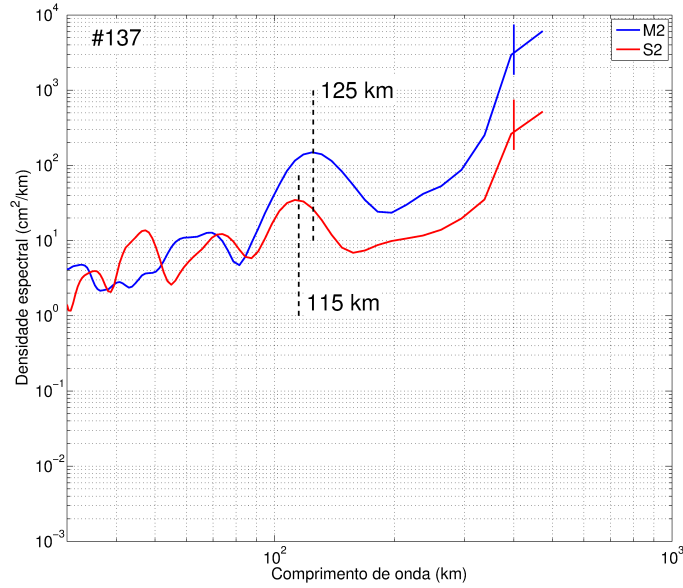


Figura 4.4: Densidade de energia das componentes  $M_2$  e  $S_2$ , para a trilha 137 (Figura 3.1). As linhas tracejadas indicam o comprimento de onda do 1º modo baroclínico aproximado para cada componente.

a Elevação de Rio Grande.

A fase da componente  $M_2$  (Figura 4.5 - painel inferior) evidencia a CVT como uma região geradora de maré interna, que se propaga tanto para sul quanto para norte da cadeia por toda a trilha, e de maneira bem coerente por pelo menos 600 km. Essa propagação é mais evidente nas defasagens da fase da trilha 137, ao sul da cadeia. Ao norte da CVT, a propagação não é evidente nas trilhas 137 e 61, sugerindo interferências da maré interna gerada na região do Banco de Abrolhos. Ao sul da CVT, nas trilhas 61 e 213, não há um padrão que demonstre claramente a propagação da maré interna.

A componente  $S_2$  não apresenta padrão semelhante a componente  $M_2$ , as maiores amplitudes são observadas nas trilhas 61 e 137 ao sul de 25° S (Figura 4.6 - painel superior). Essas amplitudes máximas são de 2 cm. Próximo a CVT, há uma ligeira amplificação, cerca de 1 cm, nas trilhas 61 e 137. A fase desta componente não revela a propagação da onda a partir da CVT na trilha 137, entretanto, na trilha 61, nos primeiros 200 km ao sul da cadeia, há coerência nas defasagens da fase, indicando a propagação (Figura 4.6 - painel inferior).

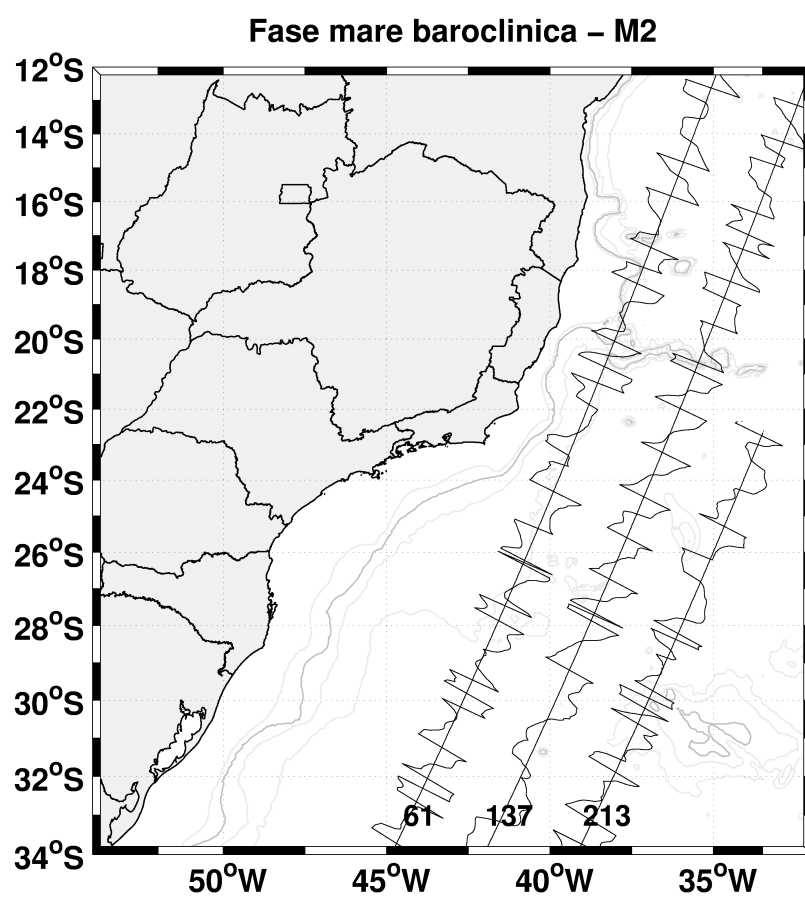
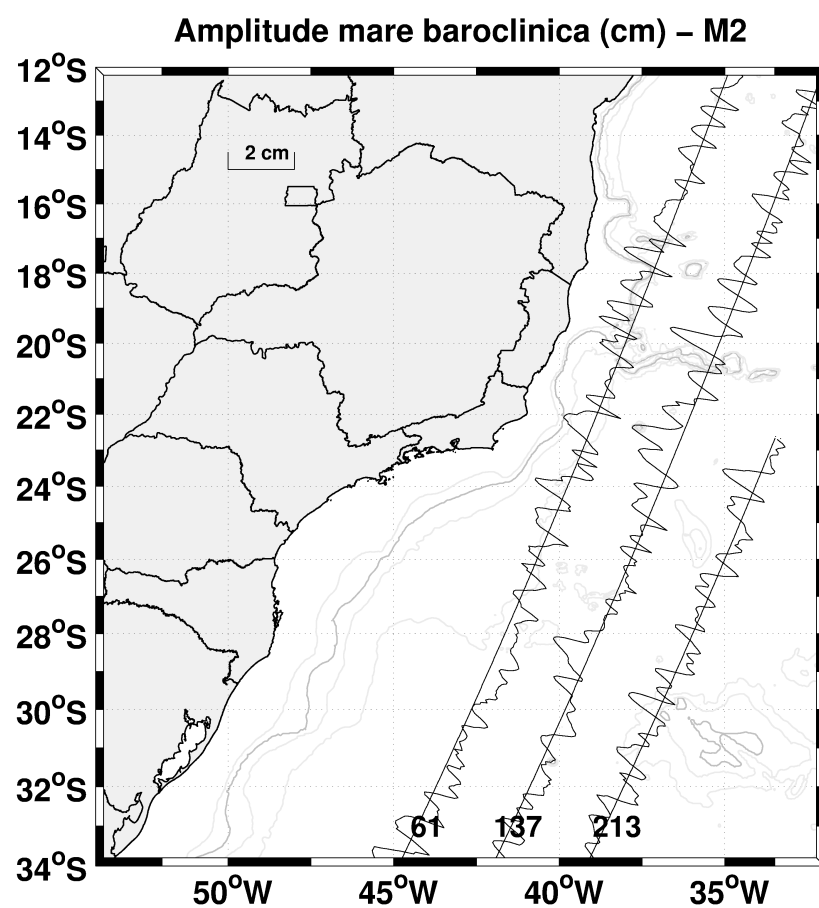


Figura 4.5: Amplitude [cm] e fase [graus] da componente  $M_2$  para as trilhas ascendentes 61, 137 e 213, na região da Cadeia Vitória-Trindade.

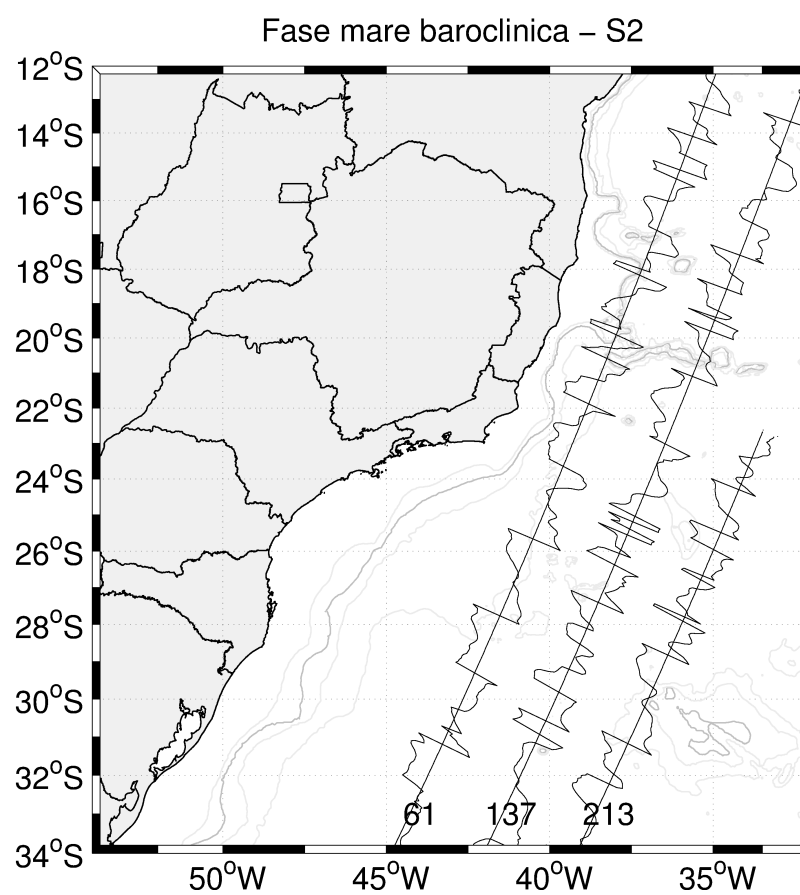
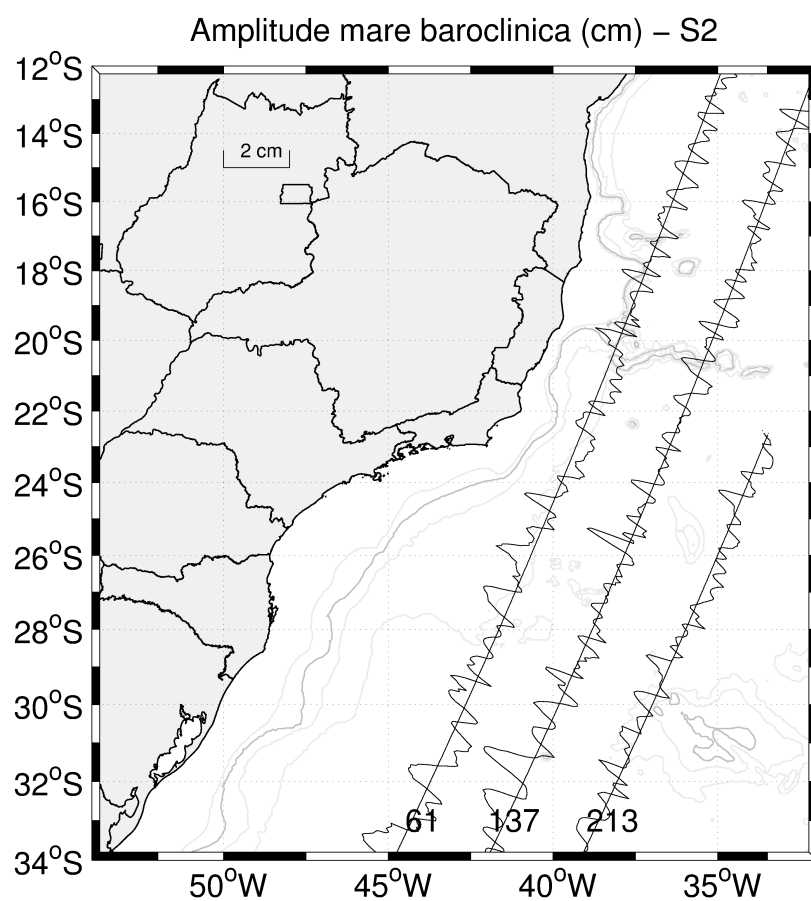


Figura 4.6: Amplitude [cm] e fase [graus] da componente  $S_2$  para as trilhas ascendentes 61, 137 e 213, na região da Cadeia Vitória-Trindade.

## 4.2 Resultados Numéricos

### 4.2.1 Sinal em Superfície

Analogamente a análise feita para a altimetria, os resultados da simulação do HYCOM foram amostrados como a trilha 137 do JASON 1 e submetidos a filtragem espacial antes e após a análise harmônica de mínimos quadrados. A amplitude da componente  $M_2$  para a trilha 137 extraída do HYCOM revela oscilações no sinal em superfície (Figura 4.7).

A anomalia de amplitude da componente  $M_2$  apresenta as maiores oscilações próximo ao cume da CVT e entre 21°S e 24°S, ao sul da cadeia (Figura 4.8). A amplitude máxima é de 4 cm e ocorre sobre a CVT. Ao sul de 24° S, há uma diminuição da amplitude, cerca de 1 cm. Há um padrão consistente entre as constituintes  $M_2$  e  $S_2$ , principalmente próximo a CVT, indicando correspondência nos efeitos construtivos e destrutivos com a maré barotrópica, o efeito *phase-locked*. A componente  $S_2$ , apresenta amplitudes menores, cerca de 1 cm. Cabe destacar que a amplitude da  $S_2$  está deslocada para facilitar a visualização.

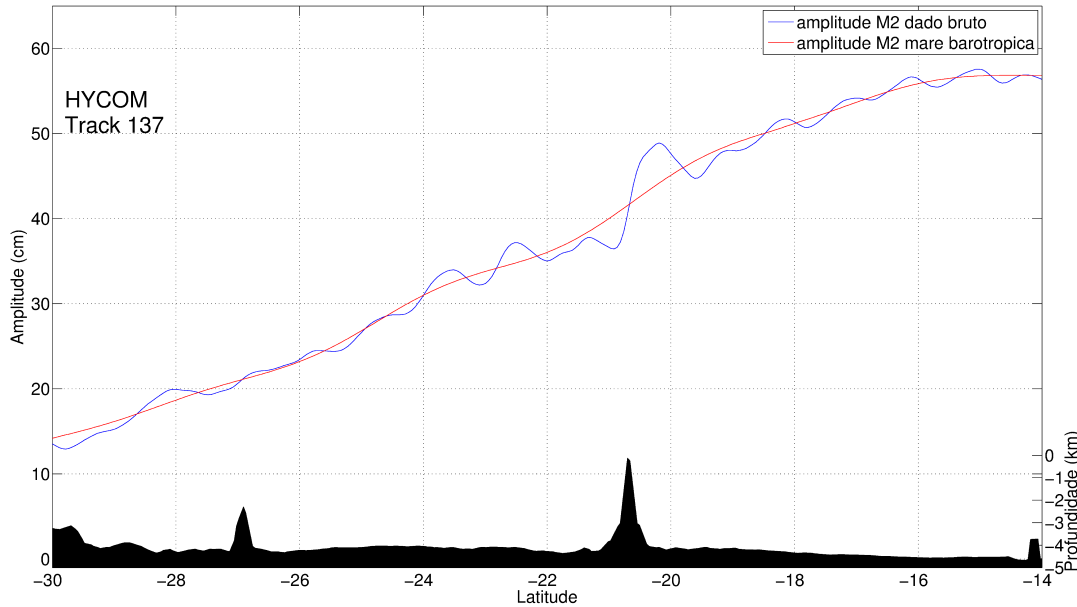


Figura 4.7: Anomalia de amplitude [cm] da componente  $M_2$  para a trilha 137 (Figura 3.1), extraída do HYCOM. A linha vermelha representa a amplitude da  $M_2$  da maré barotrópica, resultado do filtro espacial e a linha azul, o dado sem filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). Em preto está representada a batimetria ao longo da trilha.

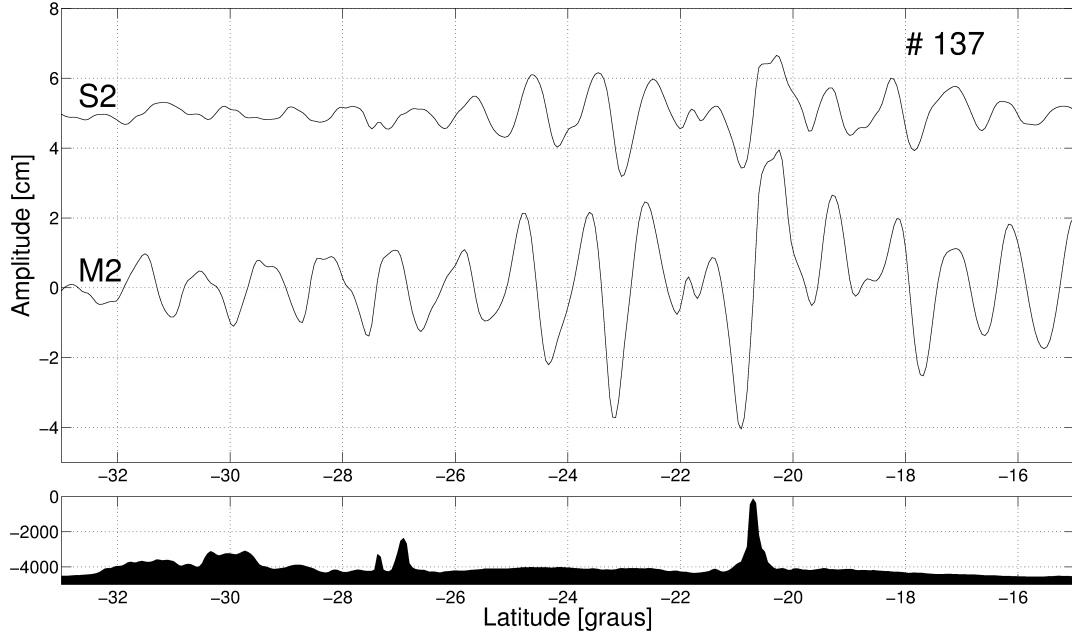


Figura 4.8: Amplitude [cm] das componentes  $M_2$  e  $S_2$  filtradas para a trilha 137 (Figura 3.1), extraída do HYCOM. A amplitude da componente  $S_2$  apresenta um *offset* de 5 cm para facilitar a visualização. No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha.

Comparando as amplitudes das componentes  $M_2$  e  $S_2$  obtidas a partir dos dados do satélite e modelagem numérica para a trilha 137 (Figura 4.9), as maiores amplitudes estão nas proximidades da CVT e entre as latitudes  $21^\circ$  S e  $24^\circ$  S. O modelo superestima os valores de amplitude principalmente onde há amplificação do sinal, tanto para a  $M_2$  quanto para  $S_2$ . Os maiores valores de amplitudes são de 4 cm e 2 cm para  $M_2$  e  $S_2$ , respectivamente. Para a componente  $M_2$ , ao norte da CVT, ao distanciar-se da cadeia há um decaimento da amplitude para valores da ordem de 1 cm. Ao sul de  $27^\circ$  S, nota-se um aumento nos valores de amplitude, padrão seguido pelos dados e superestimado pela simulação.

O comprimento de onda do 1º modo baroclínico calculado a partir do espectro de densidade de energia das componentes  $M_2$  e  $S_2$  é de 115 km e 110 km, respectivamente (Figura 4.10). Apesar da propagação não ser tão evidente nas defasagens de fase da trilha 137, o comprimento de onda para o 1º modo baroclínico estimado pela distância média entre as linhas de mesma fase foi de 150 km para a componente  $M_2$ . O espectro de densidade de energia da componente  $S_2$  sugere um pico em torno de 80 km como o comprimento de onda do 2º modo baroclínico. Esse pico é bem suavizado na componente  $M_2$ .

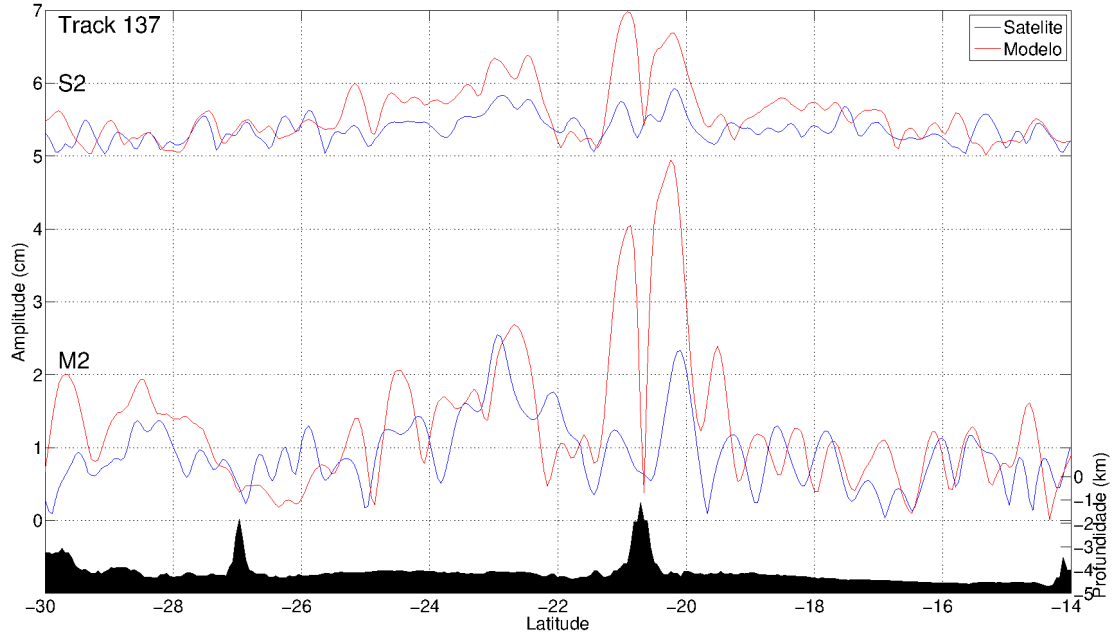


Figura 4.9: Amplitude [cm] da maré baroclínica das componentes  $M_2$  e  $S_2$  para a trilha 137: comparação entre os dados do satélite e modelagem numérica. A amplitude da componente  $S_2$  apresenta um *offset* de 5 cm para facilitar a visualização. No quadro inferior está representada a batimetria ao longo da trilha. A localização da trilha 137 pode ser vista na Figura 3.1.

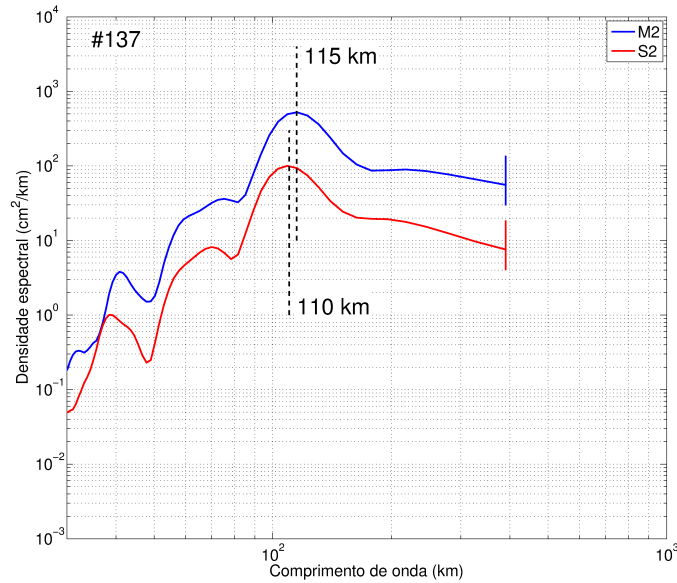


Figura 4.10: Densidade de energia das componentes  $M_2$  e  $S_2$ , para a trilha 137 extraída do HYCOM. As linhas tracejadas indicam o comprimento de onda aproximado para cada componente.

Na amplitude da simulação do HYCOM utilizada é possível observar oscilações na amplitude da componente  $M_2$  associadas à geração de maré interna (Figura 4.11 - painel superior). Para isolar a maré baroclínica em superfície, os campos de



altura da superfície do mar foram submetidos a análise harmônica e, em seguida, foi aplicado o filtro espacial 2D. O resultado desse filtro, apresentado na Figura 4.11 - painel inferior, foi comparado ao modelo de maré global TPXO7.2 (EGBERT e EROFEEVA, 2002; EGBERT *et al.*, 1994) e considerado eficaz ao reproduzir a maré barotrópica.

Retirada a maré barotrópica, a maré interna apresenta as maiores amplitudes nas proximidades da CVT (Figura 4.12). O efeito *phase-locked* promove amplitudes positivas de cerca de 4 cm ao norte da CVT, enquanto que ao sul, amplitudes negativas de até 8 cm. Ao sul da CVT, na direção do Monte Montague, entre 21.5°S e 22°S, há uma concentração do sinal na amplitude. Enquanto o sinal ao sul da cadeia apresenta coerência por longas distâncias, o sinal ao norte parece sofrer interferência da maré interna gerada pela complexa batimetria, perdendo coerência após, aproximadamente, 200 km. Ao sul da CVT, em longitudes a leste de 035° W parece haver uma interação com a maré interna gerada em outros montes isolados da CVT. No entanto, não é possível afirmar se essa interação é exclusiva das interações entre a maré baroclínica gerada em diferentes porções da CVT ou entre a maré interna gerada na Elevação de Rio Grande. Devido à geometria da plataforma continental brasileira, na região a oeste de 040° W, as linhas concêntricas de amplitude geradas pela cadeia sofrem uma atenuação e demonstram um espalhamento direcional, evidenciando uma refração de onda associada à batimetria. Pela refração, a tendência é que as linhas de frente da onda se tornem paralelas às isóbatas, como é possível observar pelas linhas de amplitude na plataforma continental ao largo de São Paulo e Paraná.

Para a componente  $S_2$  foi empregado o mesmo procedimento (Figura 4.13), e a maré interna apresenta padrão semelhante ao descrito para a  $M_2$ , entretanto com valores menores de amplitude, cerca de 2 cm (Figura 4.14). Além das maiores amplitudes serem encontradas nas proximidades da CVT, ao sul da cadeia, a coerência do sinal da amplitude ocorre por longas distâncias, e ao norte há aparente interferência da maré interna gerada na região do Banco de Abrolhos. A componente  $S_2$  também sofre interferência da maré interna gerada em parte diferente da CVT (Monte Davis) ou na Elevação do Rio Grande, e um espalhamento em direção à costa brasileira devido à refração associada à batimetria.

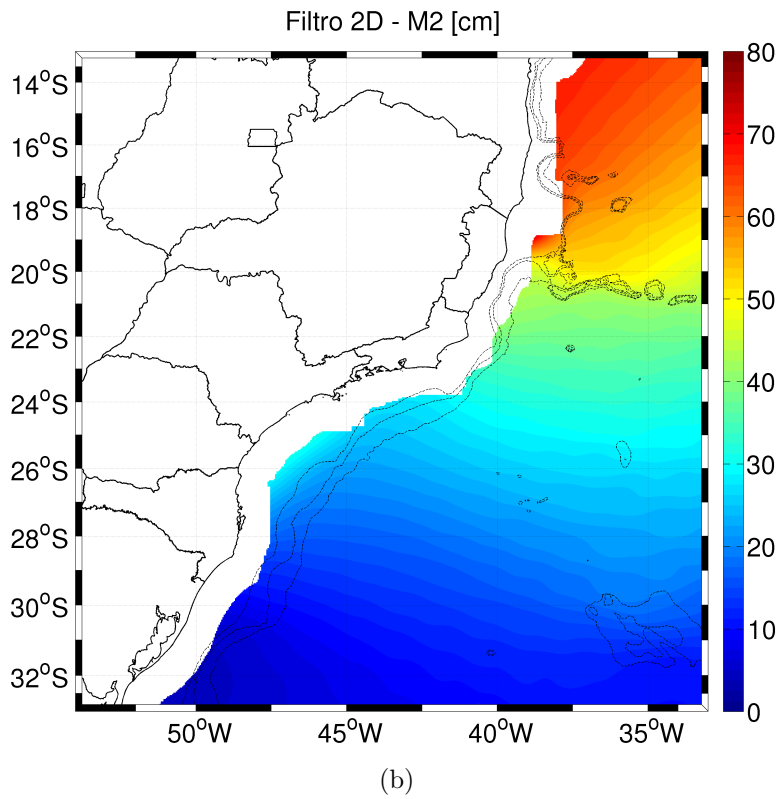
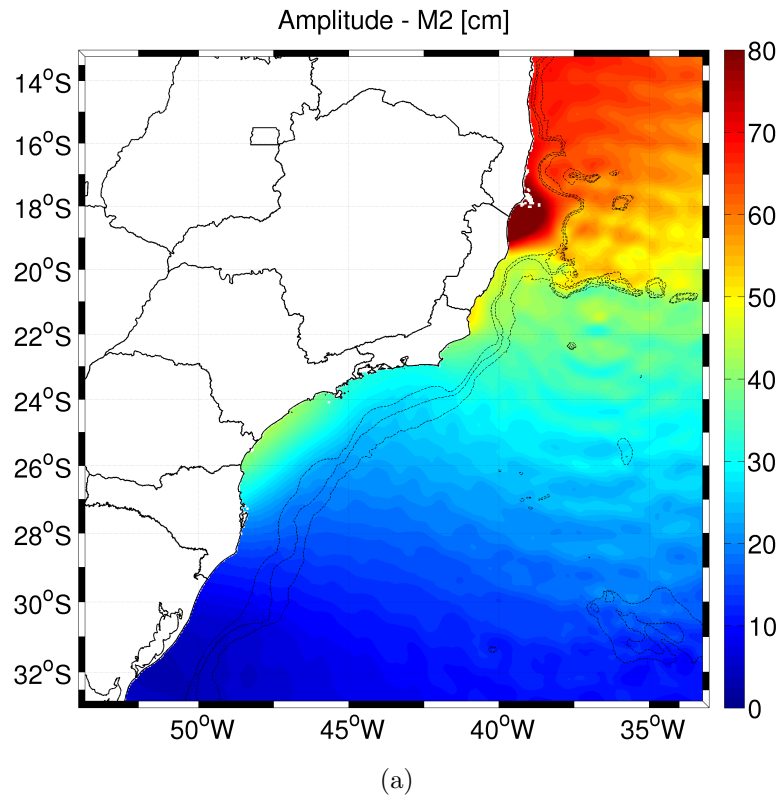


Figura 4.11: Amplitude [cm] da componente  $M_2$  para o domínio do modelo. (a) Amplitude sem nenhum tipo de filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). (b) Amplitude do filtro espacial 2D (maré barotrópica).

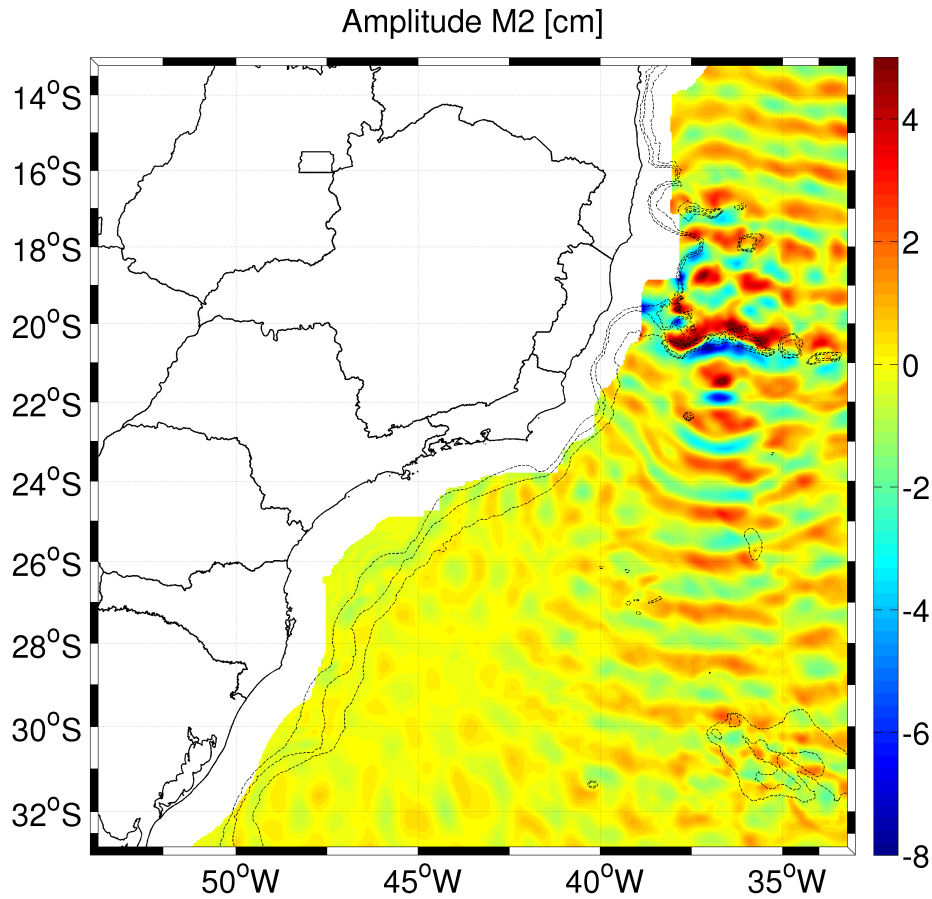


Figura 4.12: Anomalia de amplitude ou amplitude [cm] "resíduo" da componente  $M_2$  filtrada espacialmente, para o domínio do modelo.

Os resultados da análise harmônica dos campos horários de altura da superfície do mar filtrados do HYCOM para a componente  $M_2$  também sugerem a CVT como uma região geradora de maré interna, com valores de amplitudes e padrões de propagação semelhantes aos apresentados anteriormente. Os maiores valores de amplitude são encontrados na extensão da cadeia (Figura 4.15 - painel superior). Ao norte da CVT, as maiores amplitudes estão associadas a complexa batimetria da quebra da plataforma e região do Banco de Abrolhos. Ao sul da cadeia, destaca-se a concentração, como um núcleo, na direção do Monte Montague. Assim como apresentado para a trilha 137 extraída do modelo, a amplitude da componente  $M_2$  pode atingir até 8 cm nesse núcleo. A análise do mapa de fase da componente  $M_2$  (Figura 4.15 - painel inferior) evidencia a propagação da onda de maré baroclínica para sul e para norte, por centenas de quilômetros. Ao norte da CVT este padrão não é tão claro, podendo estar associado à interferências de outras fontes, como por exemplo a região do Banco de Abrolhos. Para sul, essa propagação é de cerca de 600

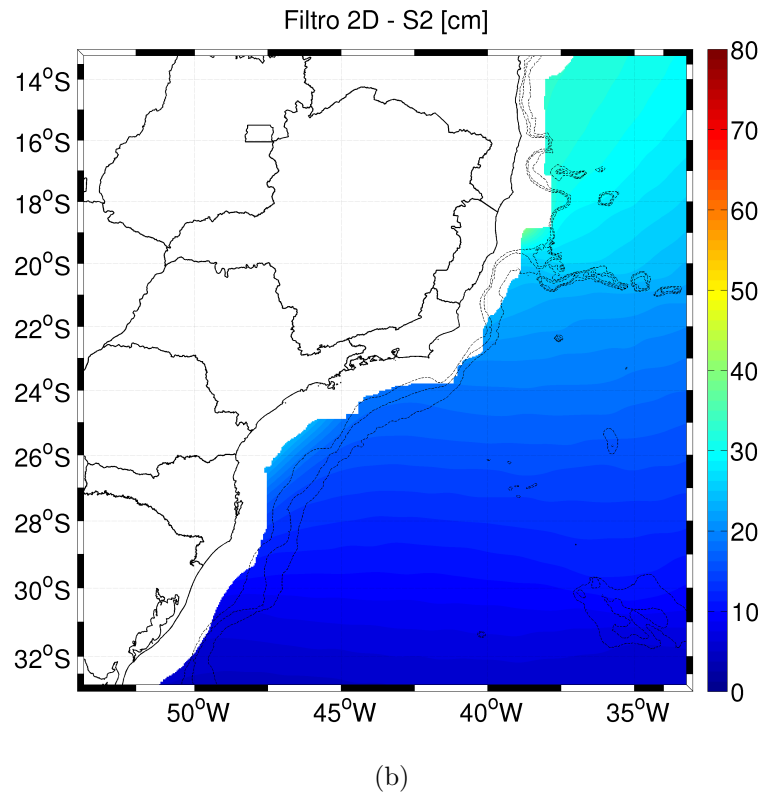
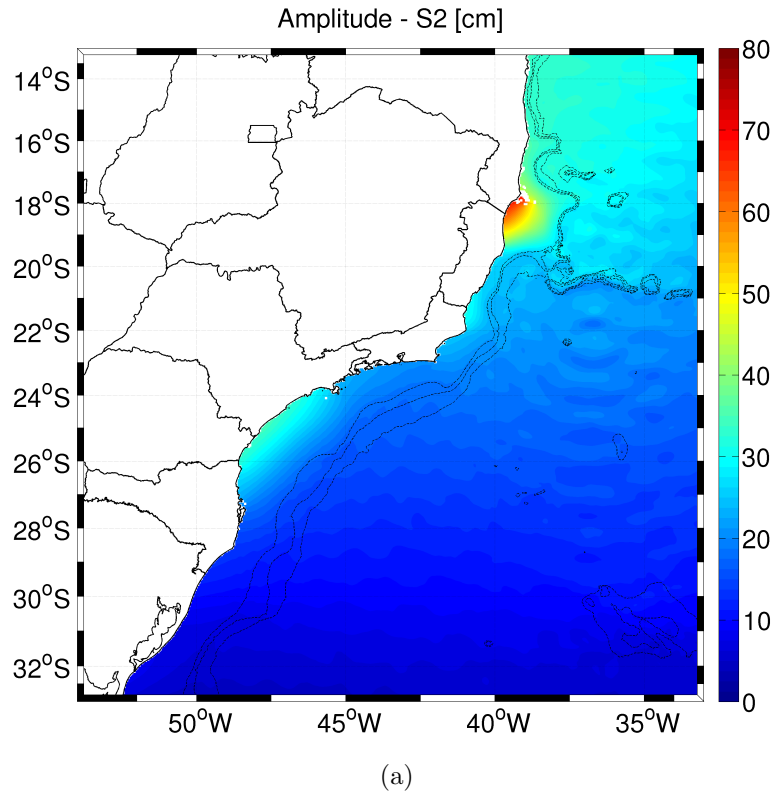


Figura 4.13: Amplitude [cm] da componente  $S_2$  para o domínio do modelo. (a) Amplitude sem nenhum tipo de filtro (maré barotrópica + maré baroclínica). (b) Amplitude do filtro espacial 2D (maré barotrópica).

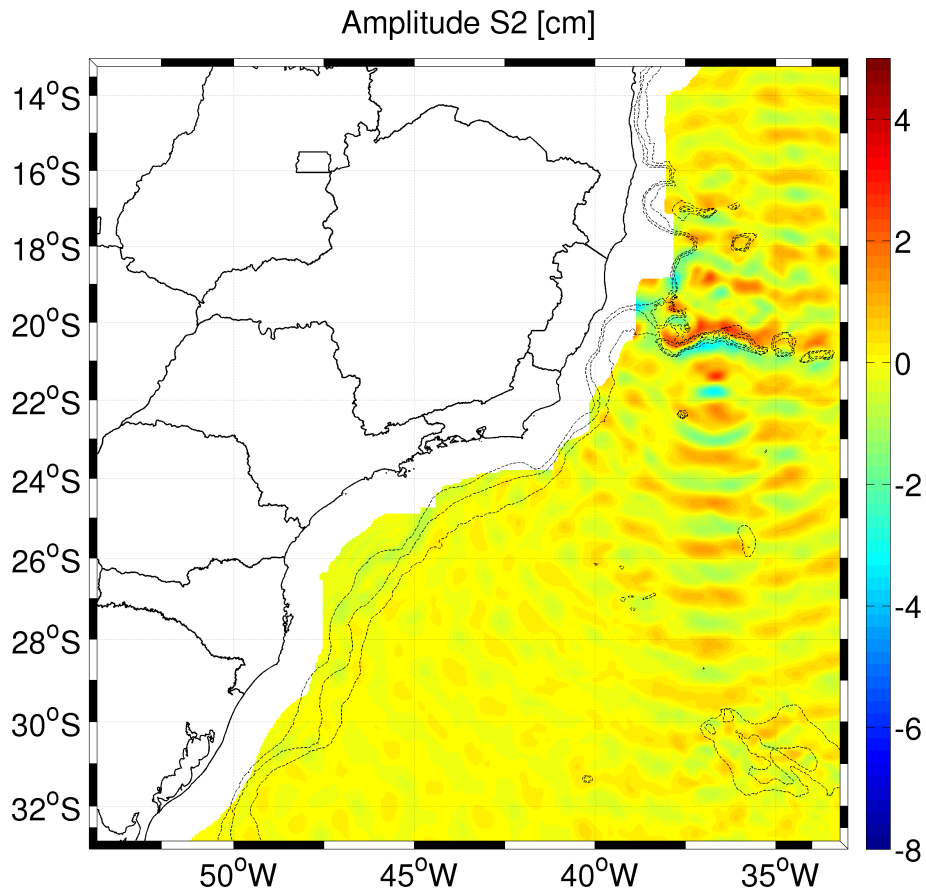


Figura 4.14: Anomalia da amplitude ou amplitude [cm] "resíduo" da componente  $S_2$  (filtrada espacialmente), para o domínio do modelo.

km e é revelada pelo padrão concêntrico das linhas de mesma fase. A leste de  $035^\circ$  W, as linhas de mesma fase aparentemente sofrem alguma interferência da maré interna gerada em diferentes partes da CVT ou na Elevação de Rio Grande, apesar dos valores de amplitudes nessa região serem pequenos (2 cm). Em direção à costa brasileira, as linhas de fase sofrem um espalhamento devido à refração associada à batimetria. As linhas de fase sugerem propagação dessas ondas sobre a plataforma, entretanto com um comprimento de onda menor.

Padrão semelhante também pode ser observado na amplitude e fase da componente  $S_2$  (Figura 4.16). A amplitude é de cerca de 2 cm ao longo da CVT e na região ao sul da CVT. A propagação da maré baroclínica também ocorre de forma coerente para sul por cerca de 600 km, e para norte, há interferências da maré interna gerada na complexa batimetria da região. Há interferência nas linhas de fase, sobretudo a leste de  $035^\circ$  W. A propagação das ondas sobre a plataforma continental, com comprimento de onda menor.

De maneira geral, este trabalho encontrou resultados satisfatórios entre os campos de maré interna simulados pelo HYCOM e o conjunto de dados altimétricos do JASON 1, com valores de amplitudes similares e evidenciando propagação da maré interna a partir da CVT. SHRIVER *et al.* (2012), em comparações globais entre a amplitude da maré interna derivada do HYCOM com os resultados de altimetria de RAY e MITCHUM (1996), já demonstraram que simulações do HYCOM representariam de forma adequada a maré interna nas áreas de maior energia.

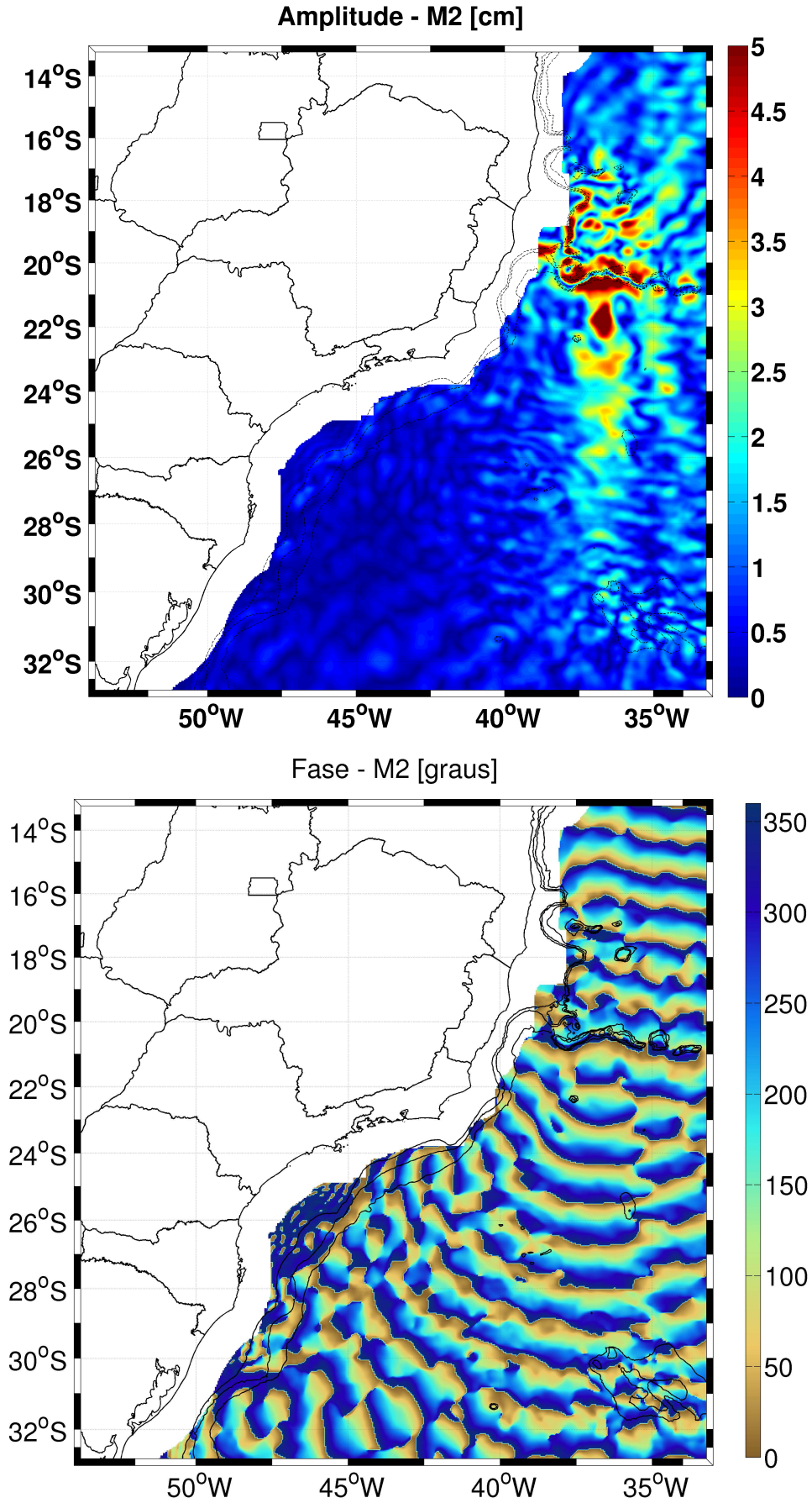


Figura 4.15: Amplitude [cm] e fase [graus] da componente  $M_2$  para o domínio do modelo, obtida pela filtragem do sinal de elevação e submetida a análise harmônica.



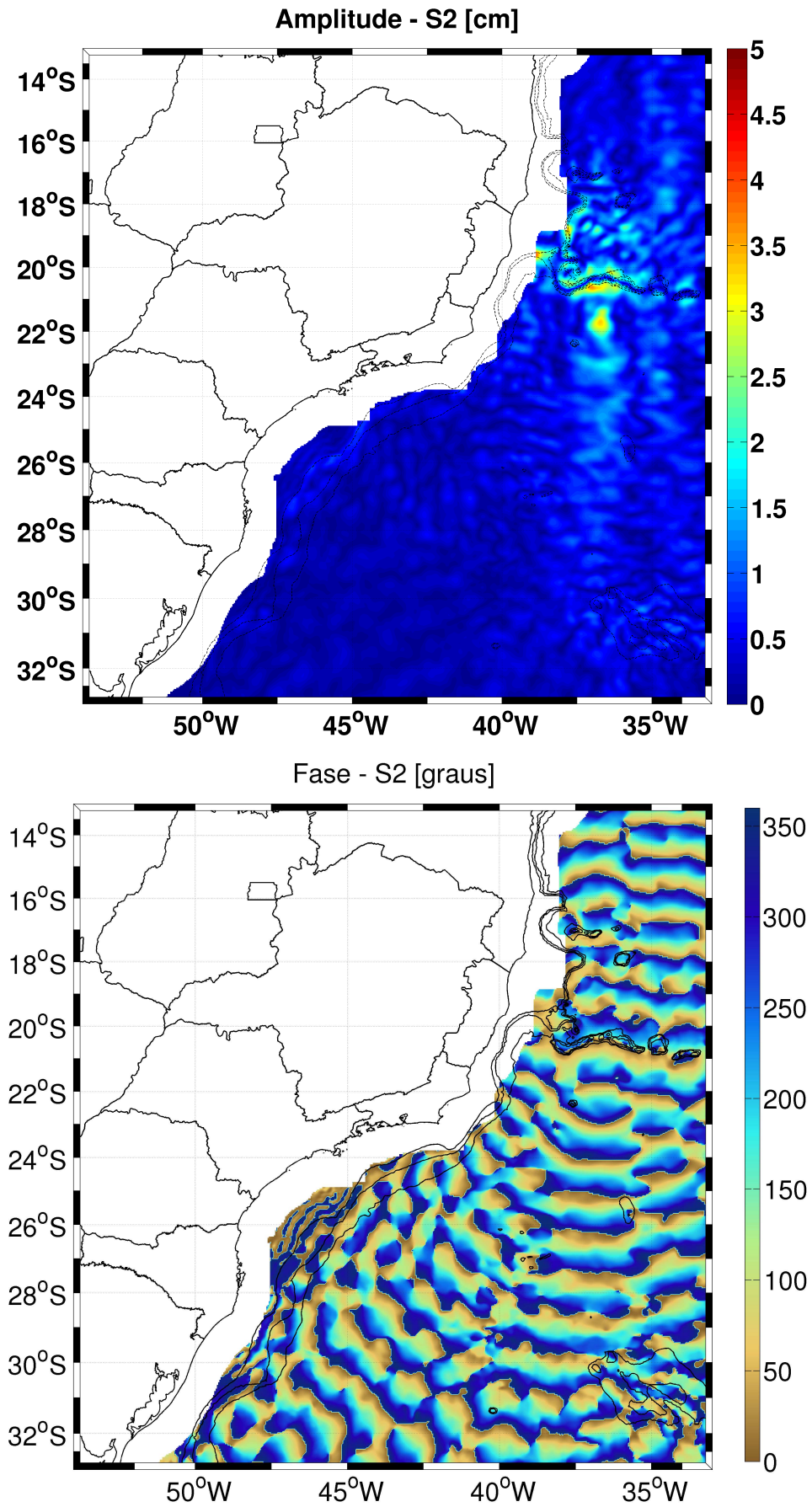


Figura 4.16: Amplitude [cm] e fase [graus] da componente  $S_2$  para o domínio do modelo, obtida pela filtragem do sinal de elevação e submetida a análise harmônica.



## A Região Focal

Tanto para a componente  $M_2$ , quanto para  $S_2$ , ao sul da CVT, há uma região onde são encontradas as maiores amplitudes. Analisando a geometria de parte da CVT, os montes Vitória, Montague e Jaseur se comportariam como um arco, uma lente, concentrando o sinal da maré interna em seu ponto focal. A propagação para sul da maré interna a partir da CVT converge nessa região focal, localizada entre as latitudes  $21.5^\circ\text{S}$  e  $22^\circ\text{S}$  e longitude  $036.7^\circ\text{W}$ , com raio de, aproximadamente, 160 km (Figura 4.17). O padrão concêntrico das linhas de mesma fase evidenciam a propagação dessa onda a partir da CVT, concentrando-se na região focal e, em seguida, espalhando-se pelo domínio (Figura 4.18). A concentração do sinal da maré baroclínica no ponto focal presente na simulação numérica também é existente nos dados altimétricos. Embora a trilha 137 do JASON 1 não cruze exatamente a região focal apresentada no resultado numérico, ao sul da CVT, entre as latitudes  $21^\circ\text{S}$  e  $24^\circ\text{S}$ , há uma amplificação do sinal na amplitude (Figura 4.3).

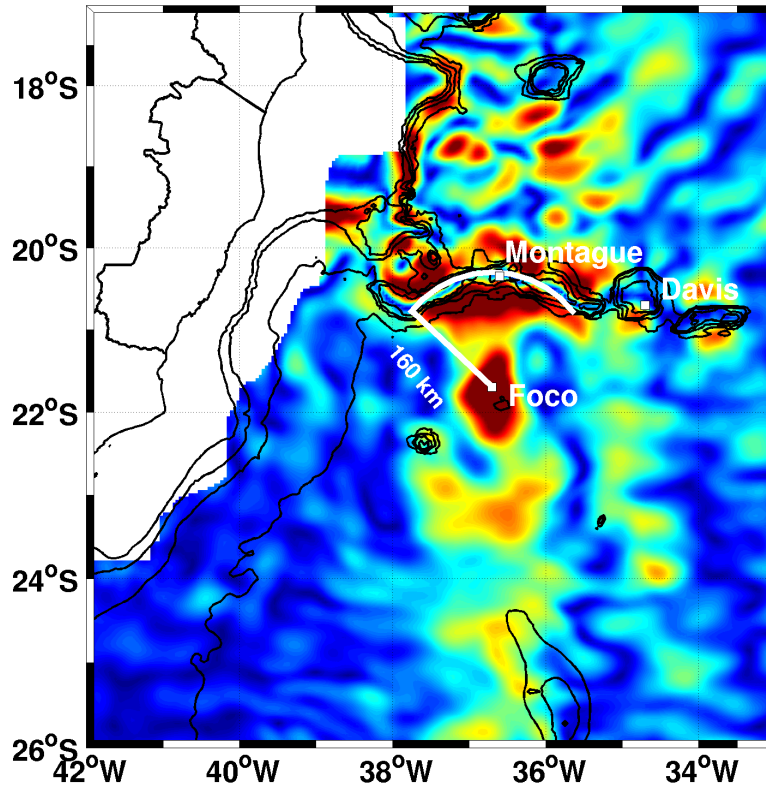


Figura 4.17: Destaque para os máximos de amplitude da componente  $M_2$  ao sul da CTV. Parte da cadeia é descrita como um arco (curva branca) de raio máximo de 160 km.

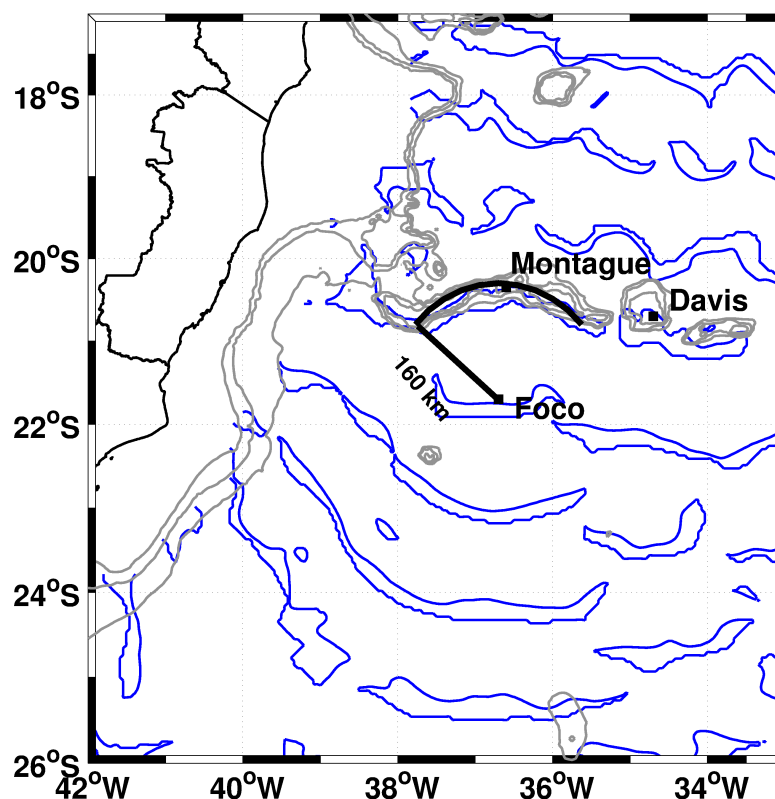


Figura 4.18: Destaque para as linhas de mesma fase da componente  $M_2$  ao sul da CTV. Parte da cadeia é descrita como um arco (curva preta) de raio máximo de 160 km. Em cinza estão destacadas as isóbatas de 200 m, 1000 m e 2000 m.

Assim como parte da CVT é capaz concentrar o sinal da maré interna num ponto focal, ZHAO e D'ASARO (2011) descrevem um comportamento semelhante no Arco das Marianas, no Oceano Pacífico. A partir de dados altimétricos e dados de XBT, esses autores descrevem que essa cadeia de montes submarinos se comporta como uma arco de círculo, com 630 km de raio. Os autores ainda estimam o fluxo de energia associado a maré interna da componente  $M_2$  nessa região focal e os valores calculados são máximos, representando a concentração da energia da maré interna no foco associada ao Arco das Marianas. A particularidade da CVT é que somente uma parte se comporta como um arco e com isso, devido a sua extensão zonal, poderia haver interações entre a maré interna gerada na parte do arco e a gerada na região de montes isolados. Essas interações são observadas a leste de 035° W, entretanto, não é possível afirmar se está realmente associada a geração em diferentes locais da CVT ou relacionada com a maré interna gerada na Elevação de Rio Grande.

## 4.2.2 Sinal em Profundidade

Enquanto em superfície o sinal da maré interna é de poucos centímetros, modulado pela interação com a maré barotrópica (*phased-locked*), em profundidade, esse sinal é da ordem de dezenas de metros. Por meio da modelagem, foi possível avaliar o deslocamento vertical das isotermas nos fundeios virtuais dispostos ao sul e ao norte da CVT, em duas seções sobre os montes Montague e Davis (Figura 4.19).

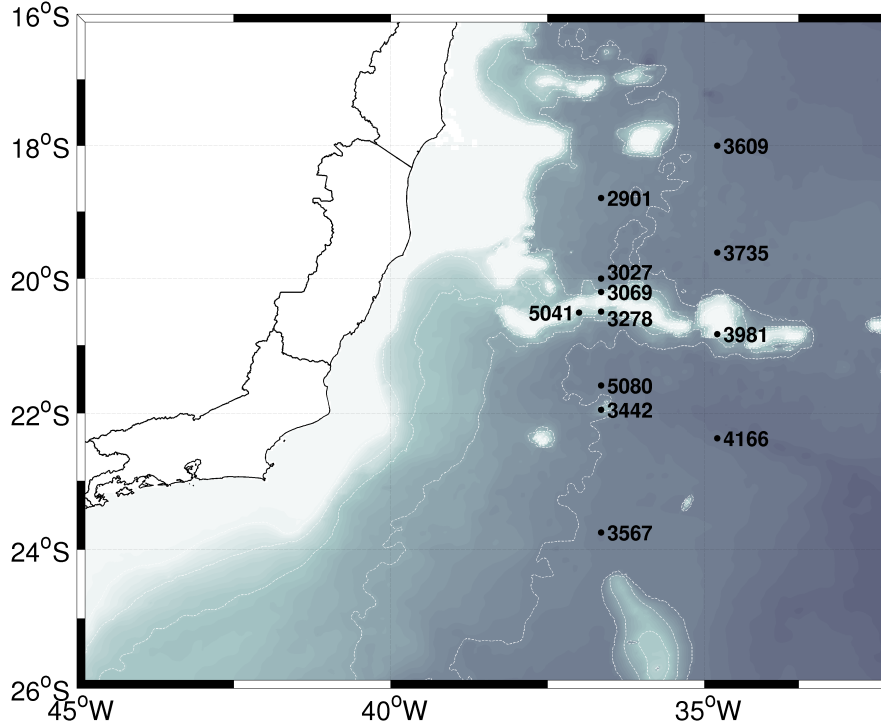
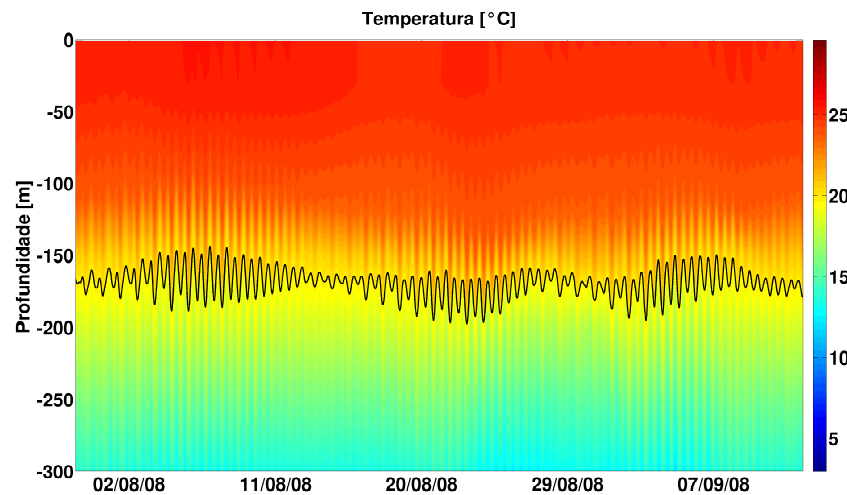
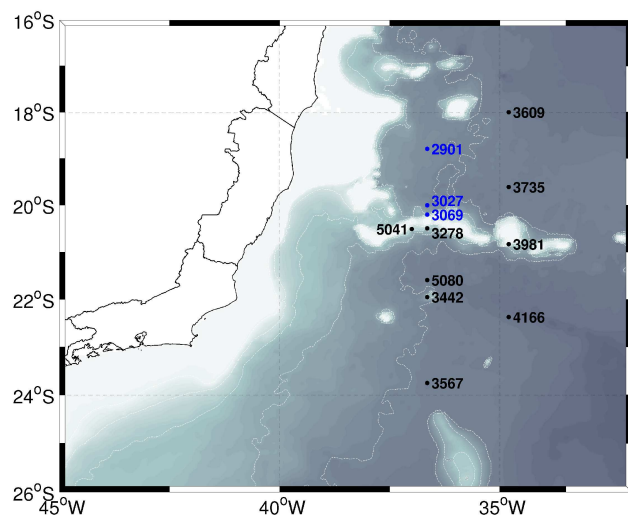


Figura 4.19: Localização dos fundeios virtuais utilizados da simulação do HYCOM.

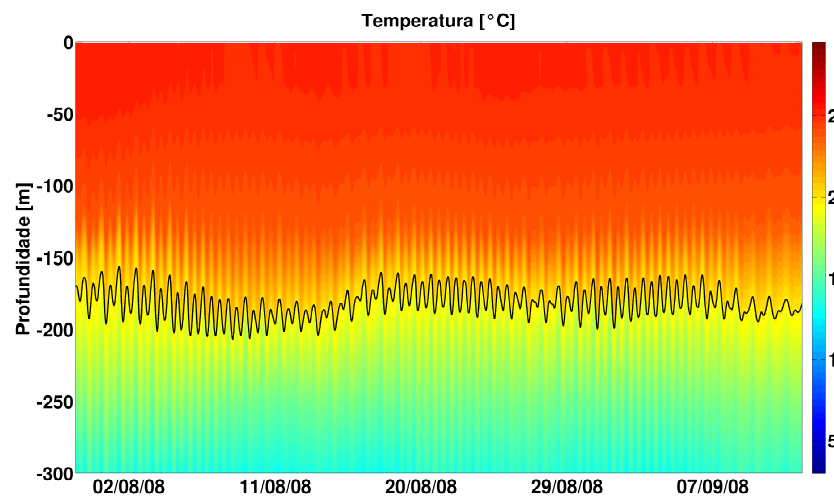
Nas evoluções temporais de temperatura dos fundeios virtuais, a isoterma de 19.8°C foi destacada por apresentar a maior amplitude do deslocamento vertical, representando a região da termoclina, zona de maior variação. Além disso, as séries temporais de temperatura apresentadas a seguir representam um período de aproximadamente 35 dias com deslocamentos verticais máximos, de agosto a setembro de 2008 para os fundeios da seção do Monte Montague, e de maio a junho de 2008 para os fundeios da seção do Monte Davis. O comportamento das séries durante todo o período simulado apresenta diferença entre a maré baroclínica no verão e inverno especialmente devido a estratificação no oceano superior. Estudos anteriores indicam que a maré interna pode sofrer mudanças devido ao ciclo sazonal (ZHAO, 2014). No entanto, analisar a variação sazonal não faz parte do escopo

deste trabalho.

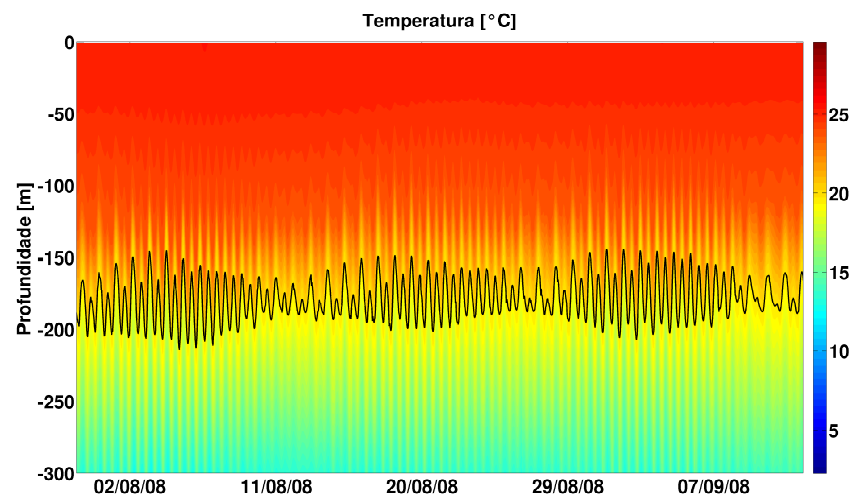
Os fundeios ao longo do Monte Montague, assim como aqueles ao longo do Monte Davis, apresentam padrão semelhante, onde os maiores deslocamentos verticais associados a esta isoterma são encontrados nos fundeios mais próximos a cadeia (Figuras 4.20, 4.21, 4.22 e 4.23). Ao norte da CVT, os deslocamentos verticais da isoterma de 19.8 °C foram menores, cerca de 20-30 m (Figuras 4.20 e 4.22). Ao aproximar-se da CVT, nos fundeios 3069 e 3278, o deslocamento vertical aumenta, atingindo cerca de 50-60 m (Figuras 4.20 e 4.21). A variação da isoterma ao longo do tempo nesses fundeios assemelha-se a um registro de maré, sendo possível observar padrões de sizígia e quadratura, bem como desigualdades diurnas. Próximo ao monte Davis, nos fundeios 3609 e 3981, esse deslocamento é de cerca de 40 m (Figuras 4.22 e 4.23).



(a) 2901

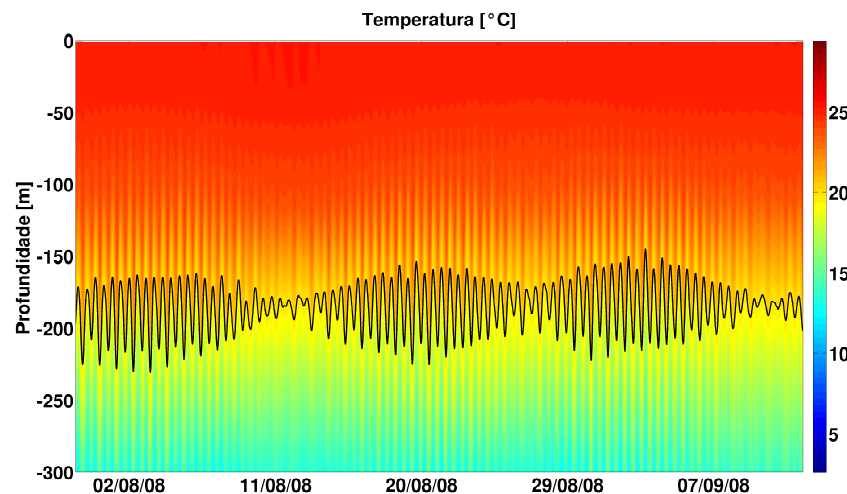
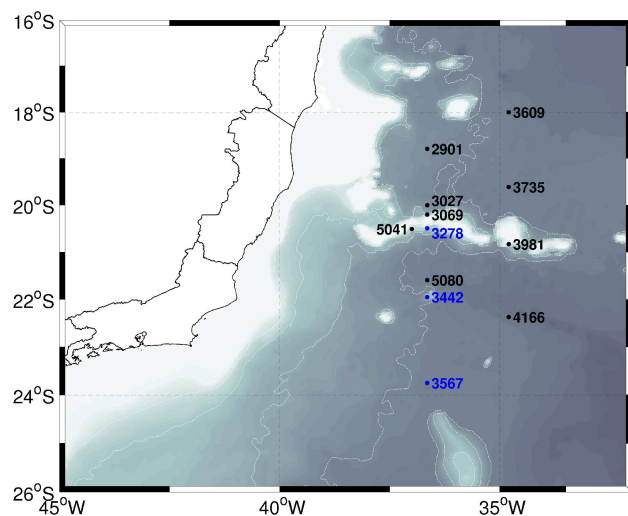


(b) 3027

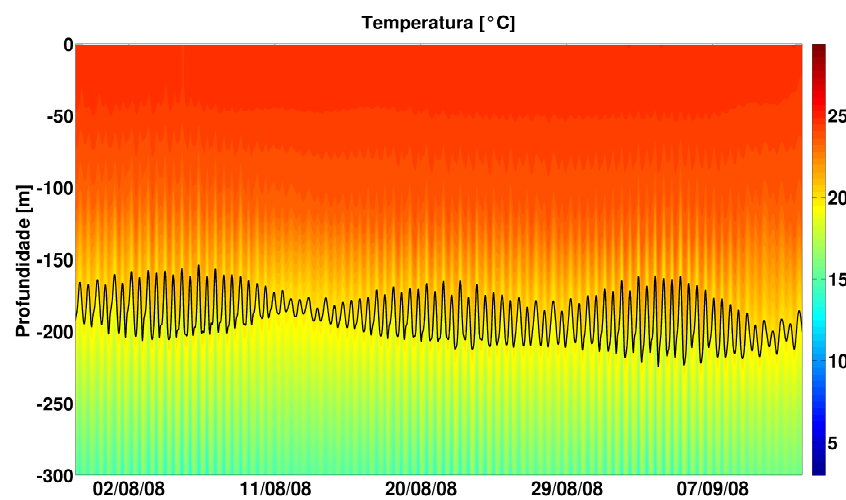


(c) 3069

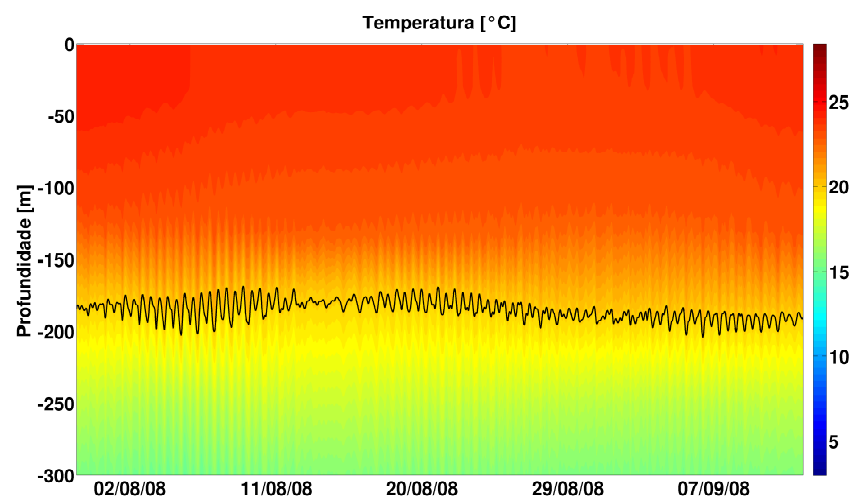
Figura 4.20: Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao norte do monte Montague: (a) 2901 (18.79°S 036.65°W), (b) 3027 (20.00°S 036.65°W), (c) 3069 (20.20°S 036.65°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8°C.



(a) 3278



(b) 3442



(c) 3567

Figura 4.21: Evolução temporal dos campos de temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ] nos fundeios virtuais ao sul do monte Montague: (a) 3278 ( $20.49^{\circ}\text{S}$   $036.65^{\circ}\text{W}$ ), (b) 3442 ( $21.95^{\circ}\text{S}$   $036.65^{\circ}\text{W}$ ), (c) 3567 ( $23.75^{\circ}\text{S}$   $036.65^{\circ}\text{W}$ ). A linha preta destaca a isoterma de  $19.8^{\circ}\text{C}$ .



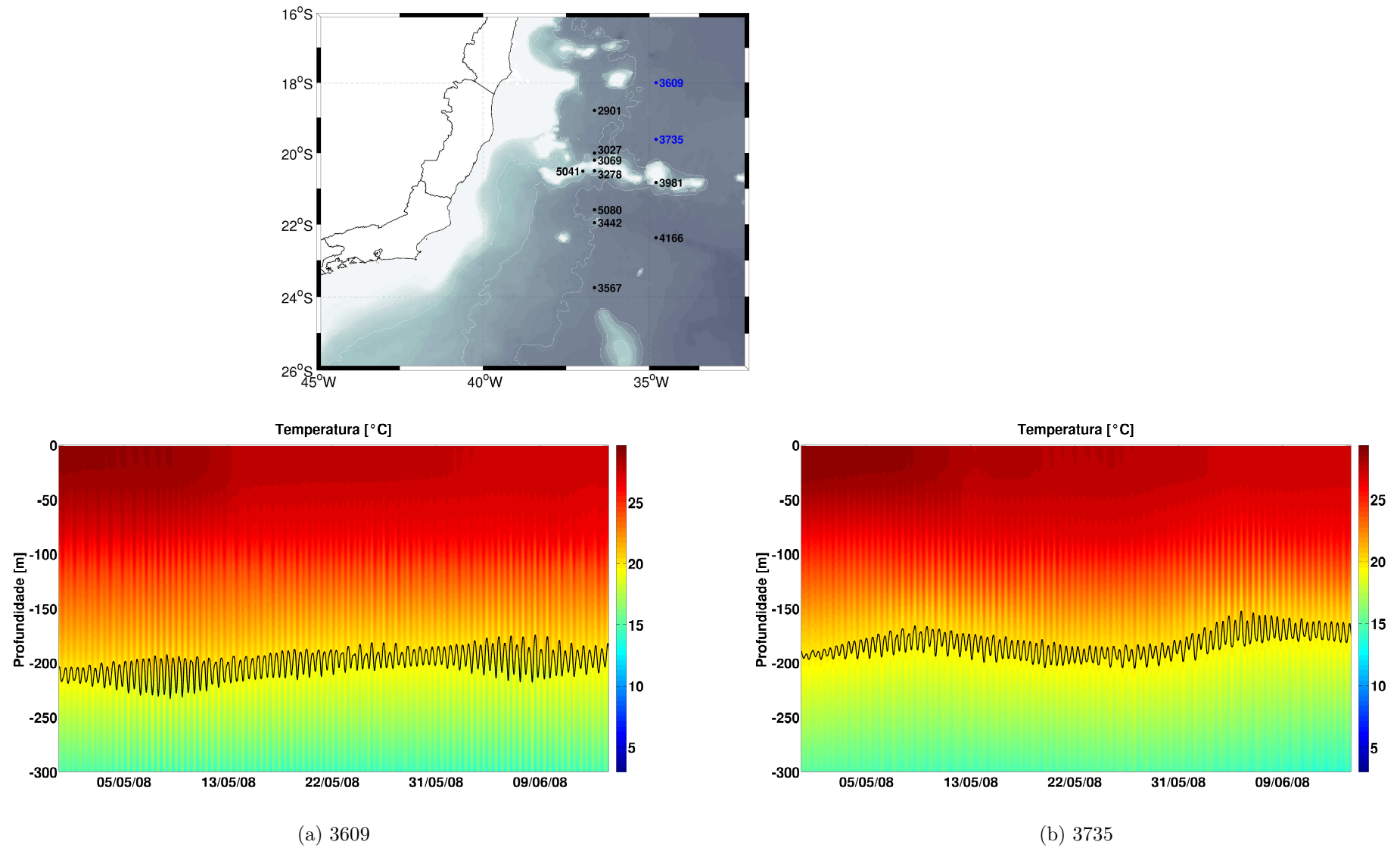


Figura 4.22: Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao norte do monte Davis: (a) 3609 (18.00°S 034.80°W), (b) 3735 (19.61°S 034.80°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C.

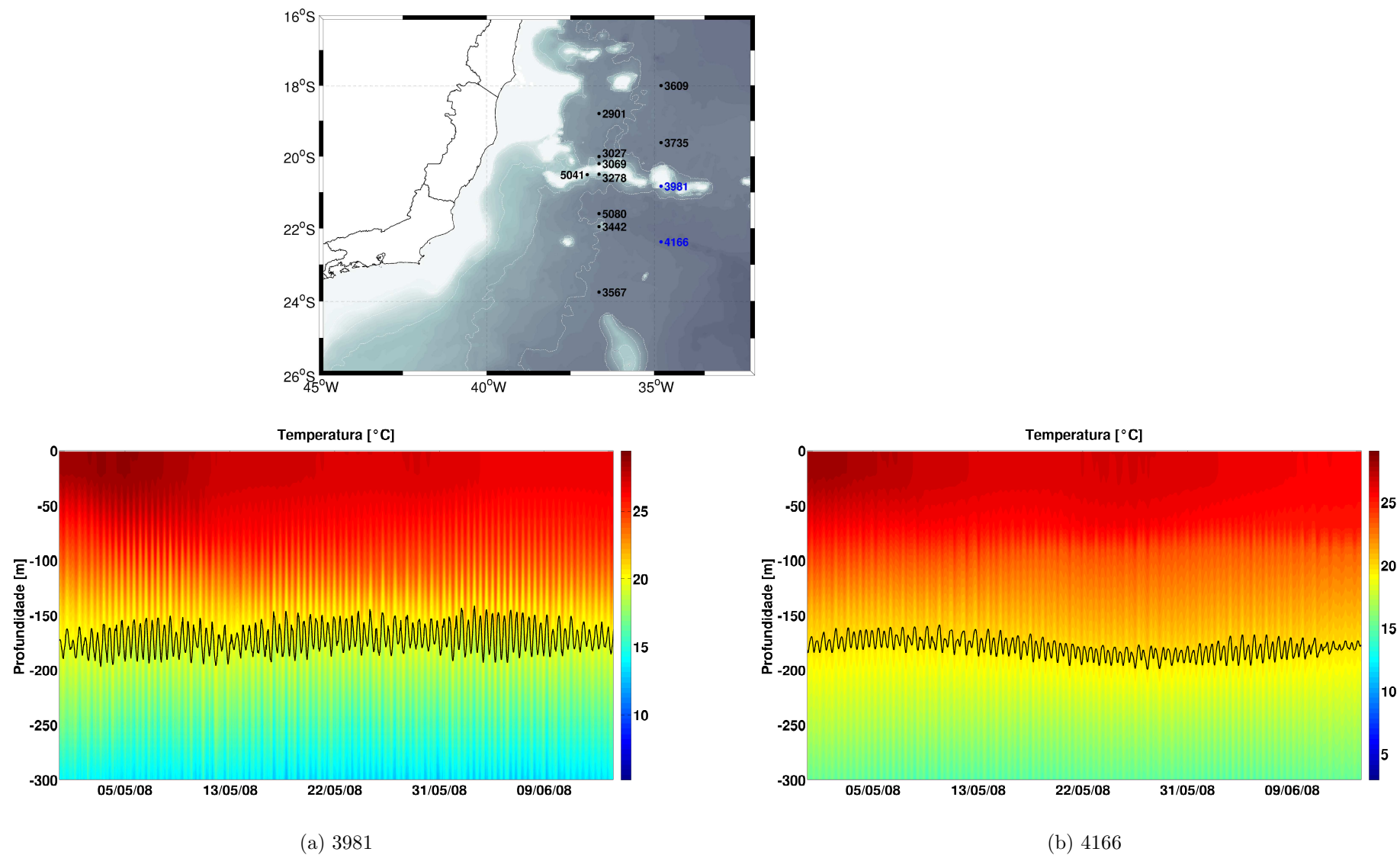


Figura 4.23: Evolução temporal dos campos de temperatura [°C] nos fundeios virtuais ao sul do monte Davis: (a) 3981 (20.83°S 034.80°W), (b) 4166 (22.37°S 034.80°W). A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C.



O fundeio virtual 5080 está localizado nas proximidades da região focal apresentada na seção anterior. A isoterma de 19.8°C destacada na Figura 4.24 demonstra um comportamento semelhante a um registro de maré semidiurna, com desigualdades diurnas e padrão de sizígia e quadratura. Os deslocamentos verticais podem atingir até 100 m. O espectro de energia dessa série temporal de temperatura indica um pico dominante no período da componente harmônica  $M_2$  (Figura 4.25).

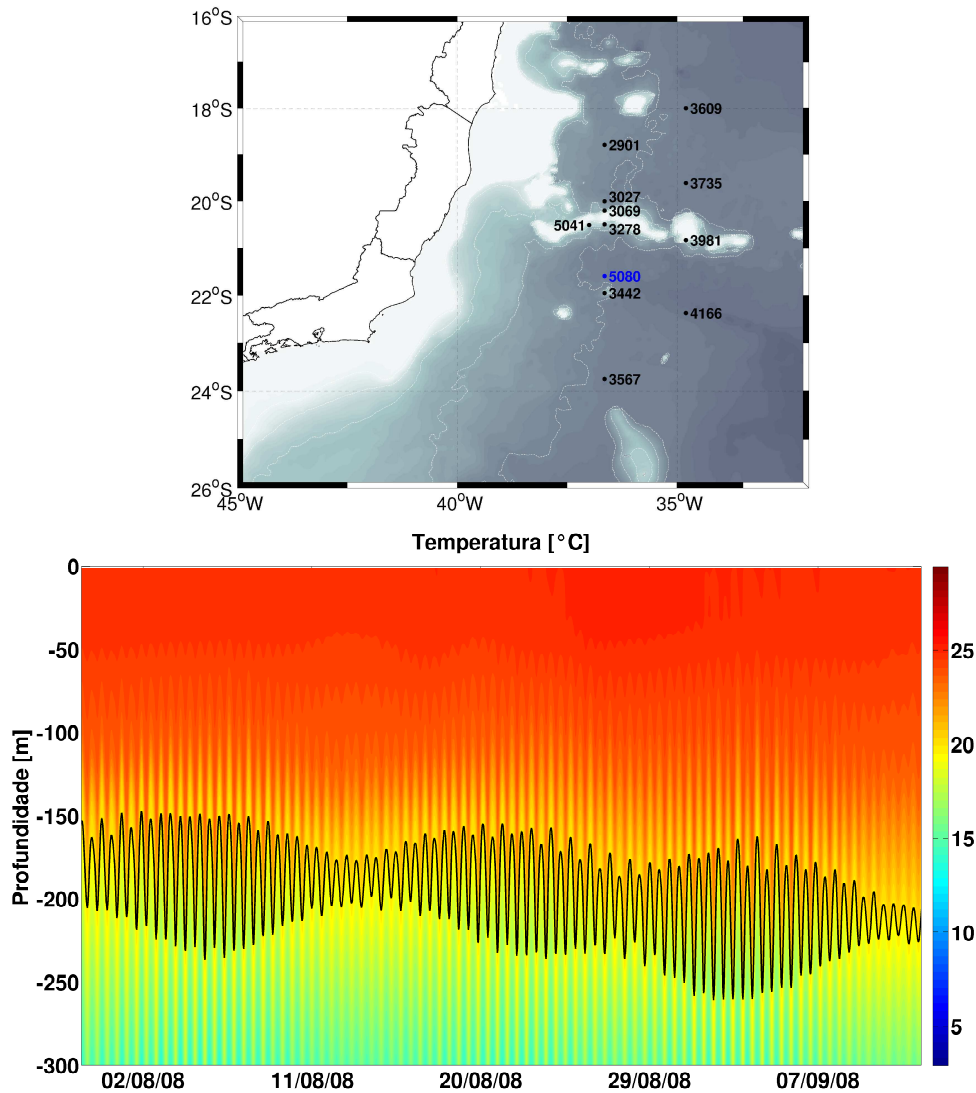


Figura 4.24: Evolução temporal do campo de temperatura [°C] no fundeio virtual 5080 (21.59°S 036.65°W), ao sul do monte Montague. A linha preta destaca a isoterma de 19.8°C.

Deslocamentos verticais da ordem de 80 m podem ser observados no fundeio virtual 5041, localizado entre os montes Vitória e Montague. Mais uma vez, a isoterma de 19.8°C destacada na Figura 4.26 demonstra um comportamento

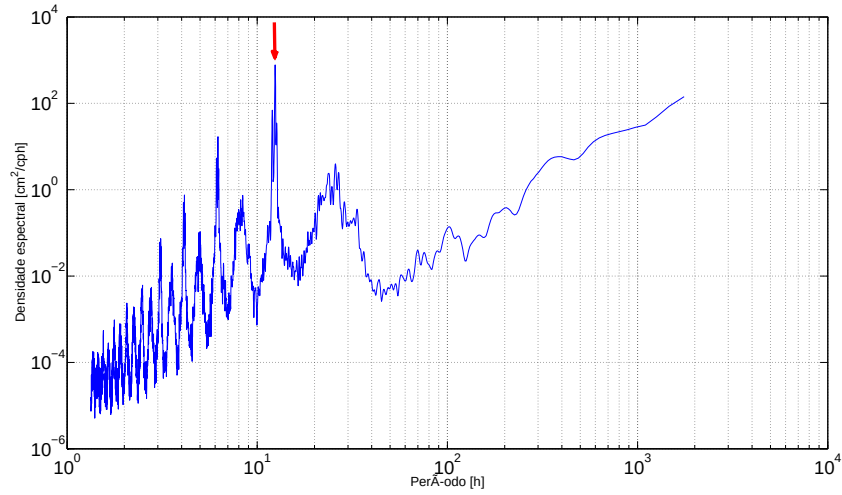


Figura 4.25: Espectro da temperatura isoterma de  $19.8^{\circ}\text{C}$  ( $^{\circ}\text{C}/\text{cpd}$ ) para o fundeio virtual 5080 ( $21.59^{\circ}\text{S}$   $036.65^{\circ}\text{W}$ ), ao sul do monte Montague. A seta vermelha corresponde a frequência da componente  $M_2$ .

semelhante a um registro de maré semidiurna, com desigualdades diurnas e padrão de sizígia e quadratura. O espectro de energia da série temporal de temperatura também é dominado pela componente  $M_2$  (Figura 4.27).

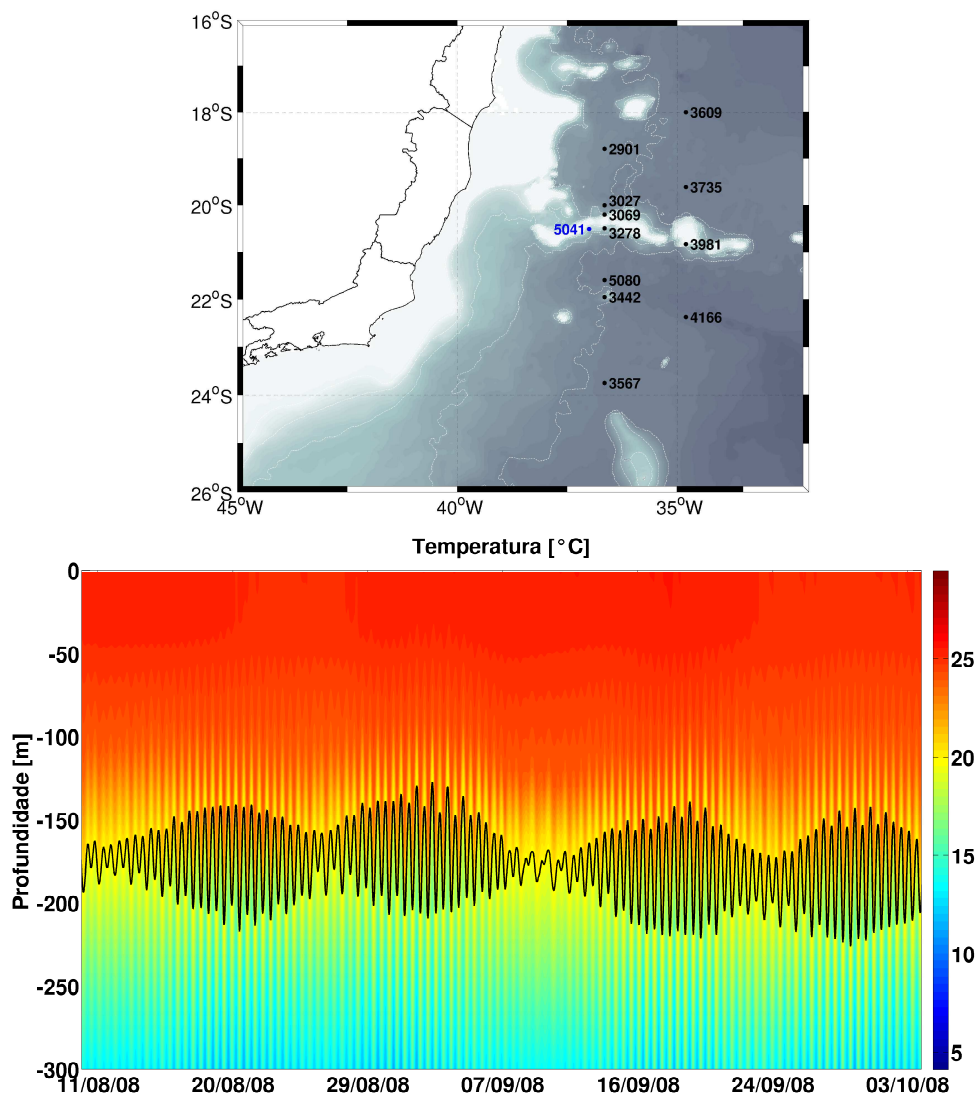


Figura 4.26: Evolução temporal do campo de temperatura [°C] no fundeio virtual 5041 (20.51°S 037.00°W), na CVT. A linha preta destaca a isoterma de 19.8° C.

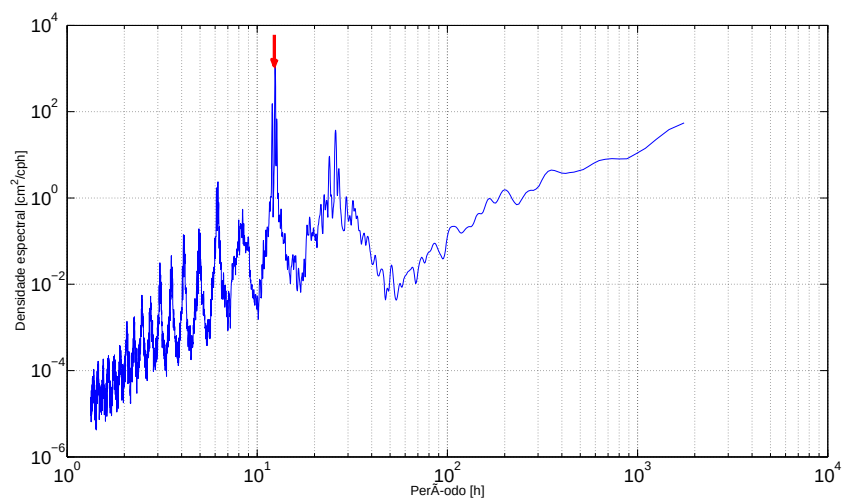


Figura 4.27: Espectro da isoterma de  $19.8^{\circ}\text{C}$  ( $^{\circ}\text{C}/\text{cpd}$ ) para o fundeio virtual 5041 ( $20.51^{\circ}\text{S}$   $037.00^{\circ}\text{W}$ ), ao sul do monte Montague. A seta vermelha corresponde ao comprimento a frequência da componente  $M_2$ .

Esse movimento vertical próximo a CVT é capaz de promover que águas mais frias atinjam uma profundidade menor, podendo representar um aporte periódico de nutrientes para as camadas mais superficiais. NEW e PINGREE (1990), utilizando modelagem numérica, descreveram que nas proximidades de feições topográficas a maré interna pode provocar um deslocamento vertical de até centenas de metros no Golfo de Biscaia, na Espanha. No Mar da China são geradas as maiores ondas internas de maré conhecidas, com amplitudes superiores a 200 metros e deslocamento vertical de centenas de metros (ALFORD *et al.*, 2015). Na plataforma continental e talude brasileiro, o deslocamento vertical associado a componente  $M_2$  é de cerca de 25 m (PEREIRA e CASTRO, 2007). Assim como próximo ao talude, nas proximidades da CVT, o aumento dos valores do deslocamento vertical sugere que a maré interna fornece grande parte da energia para a mistura e circulação vertical.

Os resultados da análise harmônica dos campos horários da profundidade da interface de densidade representativa da região da termoclina demonstram que, para a componente  $M_2$ , a amplitude ao sul da CTV pode atingir até 25 m (Figura 4.28 - painel superior). Assim como em superfície, em profundidade, as maiores amplitudes são encontradas ao longo e ao sul da CTV, sobretudo na direção do Monte Montague, indicando também uma concentração do sinal da maré interna numa região focal devido a geometria de parte da CVT. Em profundidade, o foco também está centrado entre as latitudes 21.5°S e 22°S e a longitude 036.7°W. Ao norte da CVT, as maiores amplitudes estão associadas a batimetria da plataforma e banco de Abrolhos. A análise do mapa de fase da componente  $M_2$  evidencia a propagação da onda de maré baroclínica a partir da CVT, para sul e para norte (Figura 4.28 - painel inferior). O padrão concêntrico das linhas de mesma fase revela claramente a propagação para sul por pelo menos 600 km de forma coerente. Em profundidade, a Elevação de Rio Grande promove uma clara interferência na porção sudeste do domínio. No entanto, ao sul da CVT, a leste de 035° W, a interferência pode estar associada a maré interna gerada em diferentes partes da cadeia. Ao norte da CVT, o padrão concêntrico das linhas de mesma fase não é claro, podendo estar associado à interferências de outras fontes geradoras, como o Banco de Abrolhos. Na plataforma continental, a camada representativa da termoclina escolhida é um nível *sigma* mas, ainda assim, é possível observar a propagação da onda de maré baroclínica na plataforma. Pela distância

entre as isolinhas de fase, pode-se estimar um comprimento de onda bem menor comparado com a CVT.

Para componente  $S_2$ , as maiores amplitudes localizam-se ao longo e ao sul da CVT, com valores máximos de 10 m (Figura 4.29 - painel superior). A região focal também fica evidente. O mapa de fase dessa componente também evidencia a propagação da onda, a partir da CVT, a interferência causada pela Elevação de Rio Grande e propagação sobre a plataforma (Figura 4.29 - painel inferior).

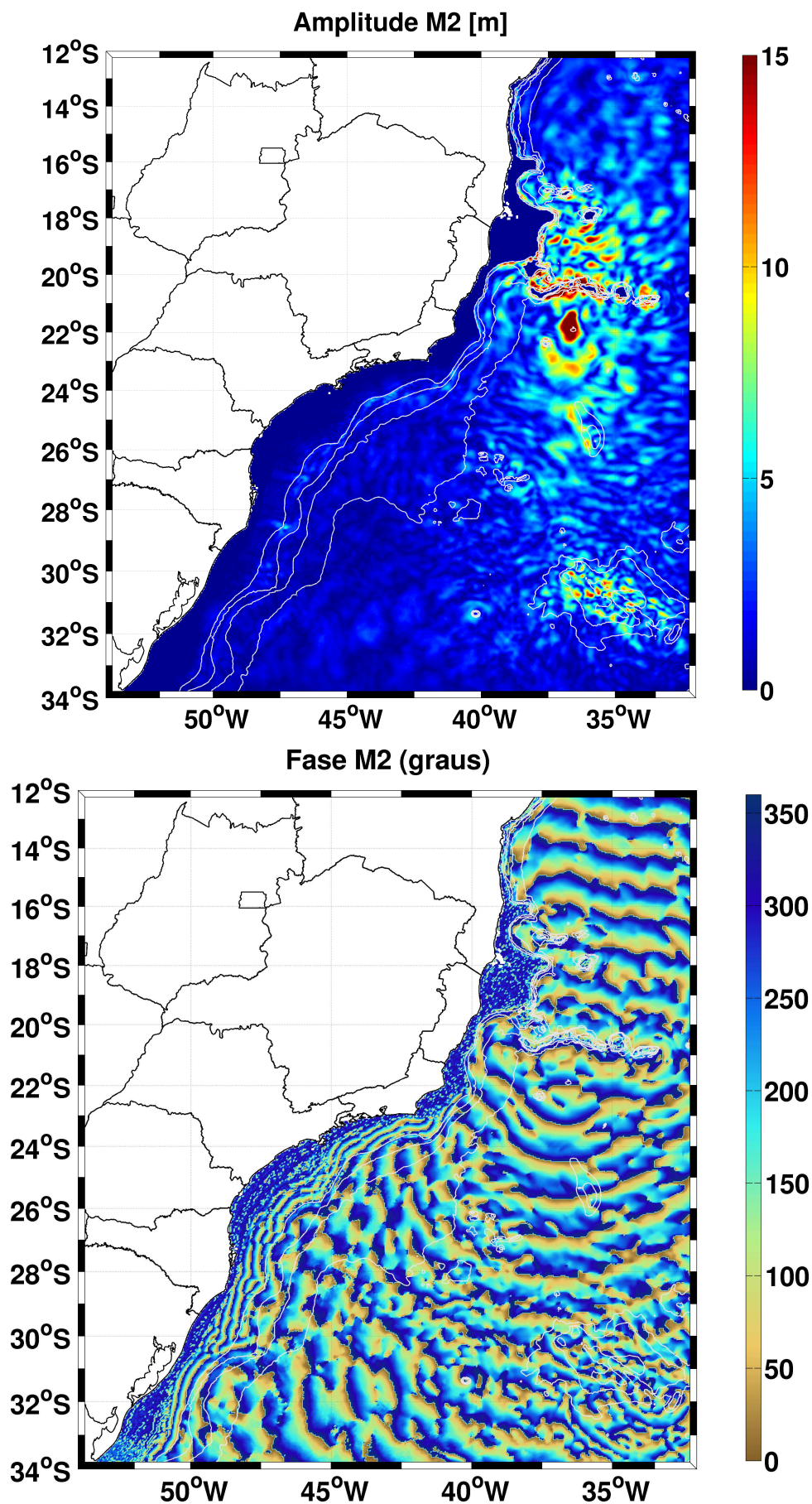


Figura 4.28: Amplitude [cm] e fase [graus] da componente  $M_2$  para o domínio do modelo calculada a partir da camada de densidade representativa da termoclina (pk=10).



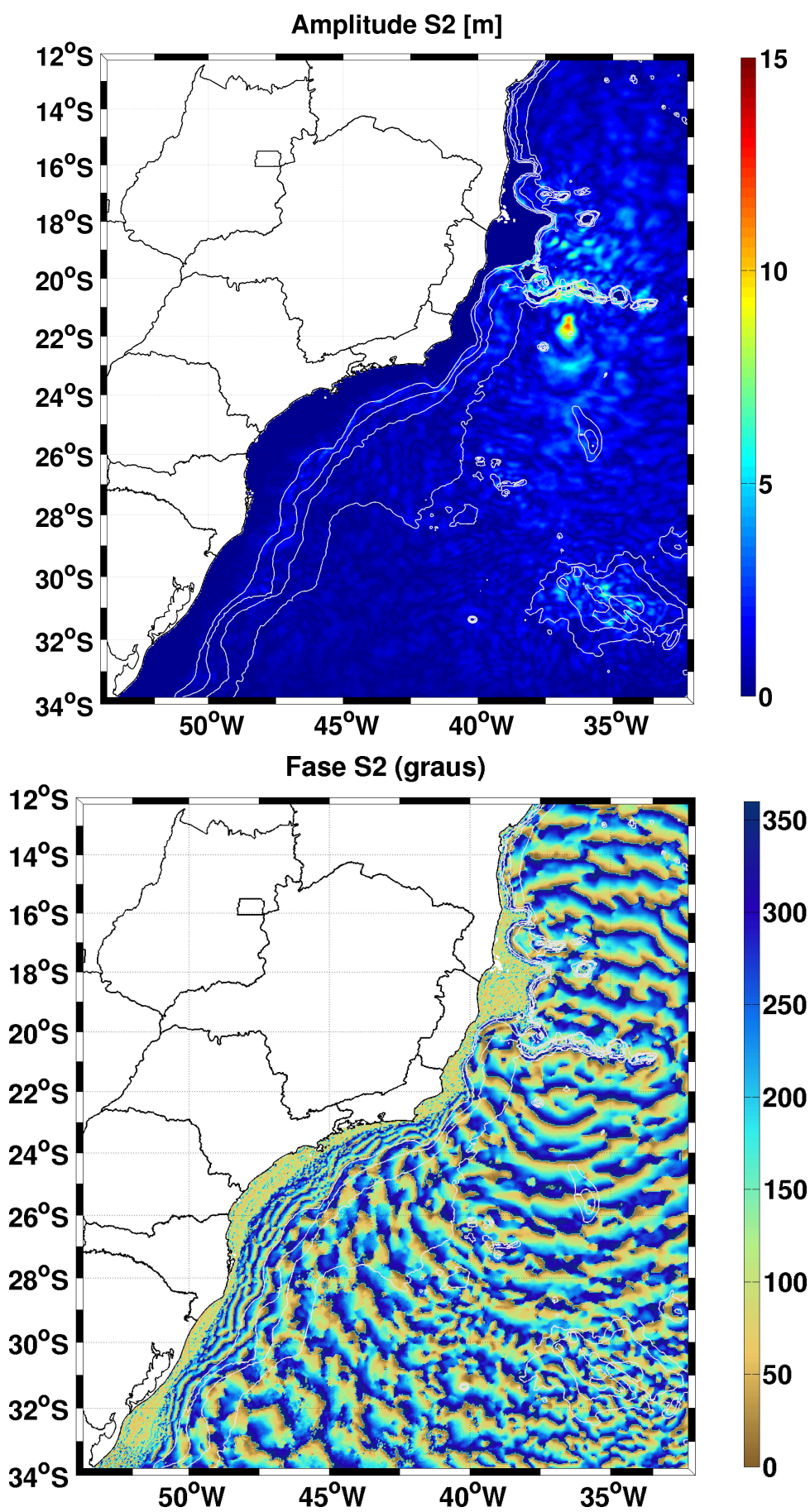


Figura 4.29: Amplitude e fase da componente  $S_2$  para o domínio do modelo calculada a partir da camada de densidade representativa da termoclina (pk=10).



### 4.2.3 Fluxo de energia

O fluxo de energia da componente  $M_2$  foi calculado para os fundeios virtuais conforme descrito no capítulo 2 e apresentado nas Tabelas 4.1 e 4.2. De maneira geral, o fluxo de energia irradia para sul e para norte da CVT, sendo os maiores valores encontrados nos fundeios virtuais localizados ao sul da cadeia, principalmente na direção do Monte Montague (Figura 4.30). Foram calculados fluxos de energia da componente  $M_2$  da ordem de 100 W/m nas proximidades da CVT, para a componente meridional de velocidade. Particularmente, no fundeio virtual 3358 (20.86° S 036.65° W), o fluxo integrado calculado foi máximo, cerca de 134 W/m. O fluxo de energia nos fundeios virtuais dispostos ao longo do Monte Davis apresentaram valores bem inferiores, em média 25% dos valores do Monte Montague.

Tabela 4.1: Fluxo de energia [W/m] dos fundeios virtuais da seção ao longo do Monte Montague. Fx = Fluxo zonal e Fy = Fluxo meridional.

| <b>Montague</b>      |             |        |
|----------------------|-------------|--------|
| # Fundeio<br>Virtual | Fluxo [W/m] |        |
|                      | Fx          | Fy     |
| <b>2859</b>          | 3.7         | 9.9    |
| <b>2901</b>          | 9.1         | 14.3   |
| <b>2943</b>          | 3.8         | 37.2   |
| <b>2985</b>          | 2.2         | 84.4   |
| <b>3027</b>          | 4.3         | 1.8    |
| <b>3069</b>          | 0.3         | 0.3    |
| <b>3109</b>          | 4.2         | -4.8   |
| <b>3142</b>          | -2.4        | -2.9   |
| <b>3169</b>          | 5.8         | -8.8   |
| <b>3188</b>          | -0.1        | 2.9    |
| <b>3204</b>          | 0.9         | 1.2    |
| <b>3245</b>          | 1.6         | -0.9   |
| <b>3278</b>          | -0.2        | -0.8   |
| <b>3317</b>          | 18.9        | -17.9  |
| <b>3358</b>          | -2.4        | -134.6 |
| <b>3400</b>          | 14.8        | -72.3  |
| <b>3442</b>          | 8.6         | -19.2  |
| <b>3483</b>          | -4.5        | -75.4  |
| <b>3525</b>          | -1.0        | -6.8   |
| <b>3567</b>          | -0.3        | -25.7  |
| <b>5080</b>          | 13.3        | -24.0  |

Tabela 4.2: Fluxo de energia [W/m] dos fundeios virtuais da seção ao longo do Monte Davis.  $F_x$  = Fluxo zonal e  $F_y$  = Fluxo meridional.

| <b>Davis</b>         |             |         |
|----------------------|-------------|---------|
| # Fundeio<br>Virtual | Fluxo [W/m] |         |
|                      | $F_x$       | $F_y$   |
| <b>3609</b>          | 1.8         | -2.1    |
| <b>3651</b>          | -1.4        | 13.6    |
| <b>3693</b>          | 3.1         | 3.2     |
| <b>3735</b>          | 2.3         | 3.8     |
| <b>3777</b>          | 0.1         | 3.7     |
| <b>3819</b>          | 177.1       | 15.1    |
| <b>3860</b>          | -1.3        | 3.14    |
| <b>3891</b>          | 0.008       | 0.14    |
| <b>3913</b>          | -0.04       | 0.15    |
| <b>3930</b>          | 0.0012      | -0.0026 |
| <b>3939</b>          | 0.0012      | -0.0105 |
| <b>3946</b>          | -0.2        | -0.12   |
| <b>3960</b>          | 13.9        | -2.10   |
| <b>3981</b>          | 3.7         | -6.03   |
| <b>4010</b>          | -1.1        | -1.1    |
| <b>4040</b>          | -0.2        | -1.2    |
| <b>4082</b>          | -3.1        | -16.0   |
| <b>4124</b>          | 2.98        | -1.43   |
| <b>4166</b>          | -0.65       | -5.15   |
| <b>4208</b>          | 6.4         | -7.25   |
| <b>4250</b>          | 0.16        | -4.1    |
| <b>4292</b>          | 0.33        | -4.85   |

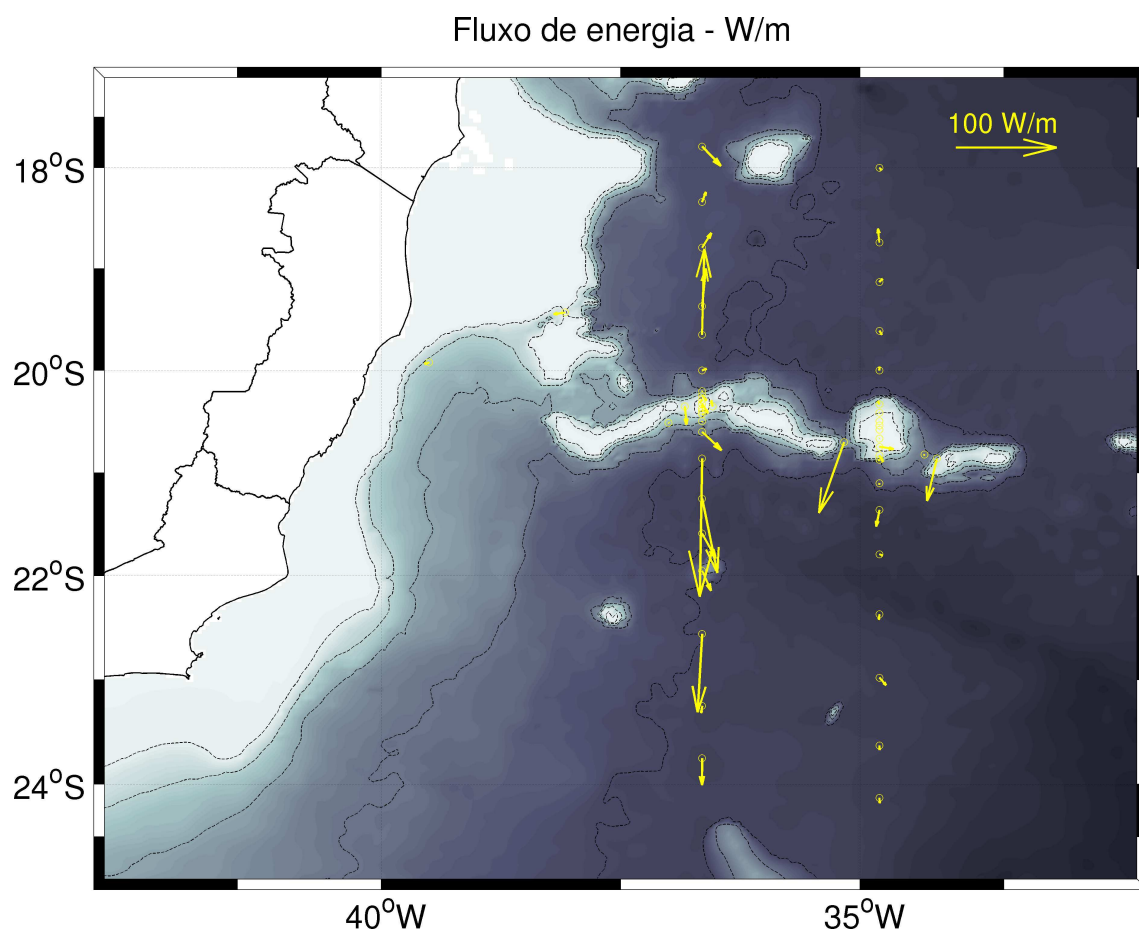


Figura 4.30: Fluxo de energia [W/m] calculado para os fundeios virtuais. A localização dos fundeios virtuais pode ser vista na Figura 4.19.

Apesar do fluxo de energia ter sido calculado para cada fundeio virtual, é de fundamental importância avaliar o fluxo em todo o domínio do modelo. Estimativas do fluxo de energia exigem o conhecimento da estrutura da densidade do oceano. Para tal foi utilizado um perfil de densidade climatológica extraído do WOA2005 (WOA, 2001) e apresentado na Figura 4.31. Ajustando o perfil em duas camadas é possível estimar o fluxo de energia como apresentado no capítulo 2,

$$F = cE, \quad (4.1)$$

onde  $c$  é a velocidade de fase da onda e  $E$  é a densidade de energia potencial média, dependente da variação de densidade ( $\Delta\rho$ ) e deslocamentos associados a maré interna ( $\xi$ ), calculada como:

$$E = \Delta\rho \xi^2. \quad (4.2)$$

A velocidade de fase  $c$  foi estimada em, aproximadamente, 2.8 m/s para a componente  $M_2$ , conforme detalhado no capítulo 2. Esse valor é comparável ao descrito na literatura para outras regiões geradoras de maré interna, cerca de 3 m/s para componente  $M_2$  para o 1° modo baroclínico (MARALDI *et al.*, 2011; RAY e MITCHUM, 1997).

Embora o ajuste de 2 camadas possa ser adaptativo, o uso de um único perfil para todos os pontos do domínio tem um pequeno impacto no fluxo de energia. Esse tipo de abordagem já foi utilizado por RAY e MITCHUM (1997) e MARALDI *et al.* (2011).

Fluxos de energia para a componente  $M_2$  significativos são encontrados ao longo de toda a CVT, com valores da ordem de  $10^3$  W/m (Figura 4.32). Os valores máximos de fluxo de energia atingem 4kW/m, número análogo aos principais locais de geração de maré interna no globo. O fluxo de energia para a componente  $S_2$  também é revelante, apresentando valores máximos de 1 kW/m (Figura 4.33). Para as componentes diurnas, o fluxo de energia é muito pequeno quando comparado às componentes semidiurnas (Figura 4.34).

Resultados numéricos na região do Havaí indicam um fluxo de energia da componente  $M_2$  irradiando da Cordilheira Havaiana com valor médio de 1740 W/m

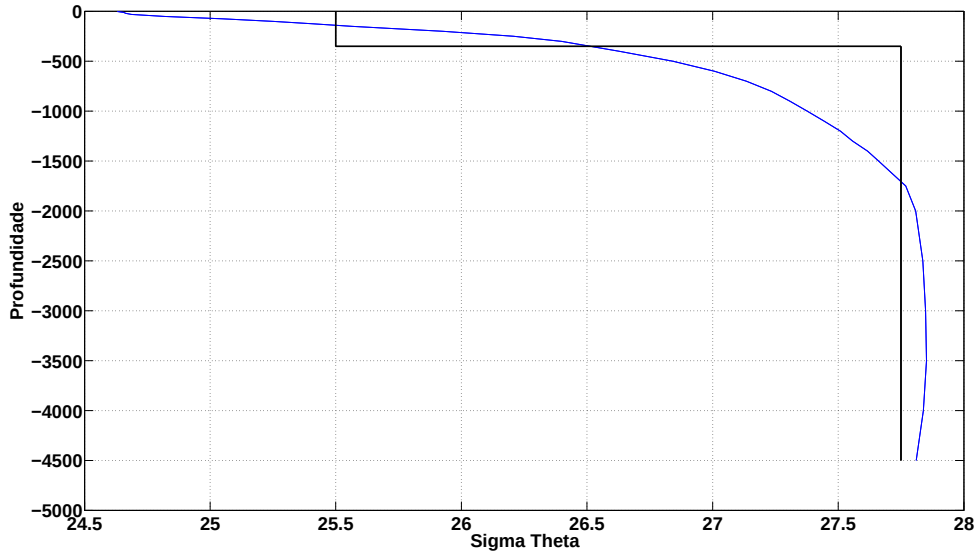


Figura 4.31: Perfil climatológico de densidade para o domínio do modelo (WOA, 2001). O ajuste em 2 camadas é apresentado em preto.

e picos superiores a  $10^4$  W/m (MERRIFIELD *et al.*, 2001; RAY e CARTWRIGHT, 2001). Esses valores de fluxo de energia são compatíveis aos valores calculados na CVT. No Mar do sul da China, ALFORD *et al.* (2015), combinando dados *in situ* e resultados numéricos, apontam valores uma ordem de grandeza superiores quando comparados aos valores na CVT, cerca de 40 KW/m para as componentes semidiurnas. Na costa brasileira, numa seção ao largo de Cabo Frio, PEREIRA e CASTRO (2007), a partir de resultados numéricos, obtiveram um fluxo de energia da componente  $M_2$  com direção *offshore* e valores máximos de 20 e 10 W/m no inverno e verão, respectivamente.

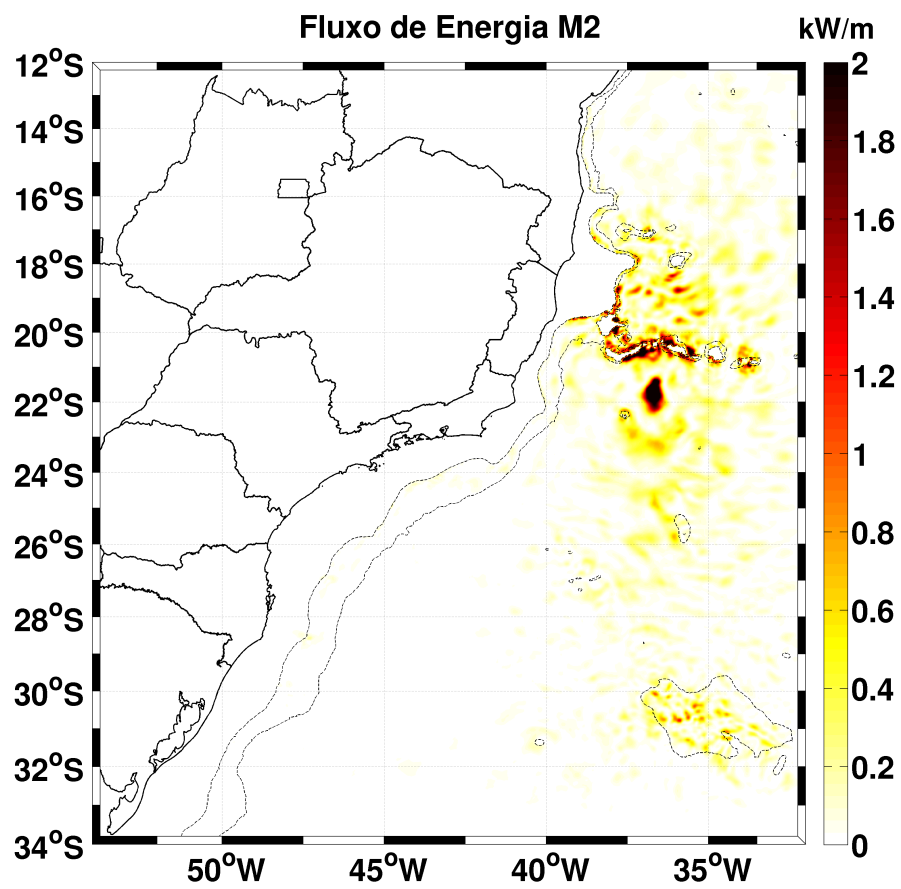


Figura 4.32: Fluxo de energia para a componente  $M_2$  [kW/m]. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros.

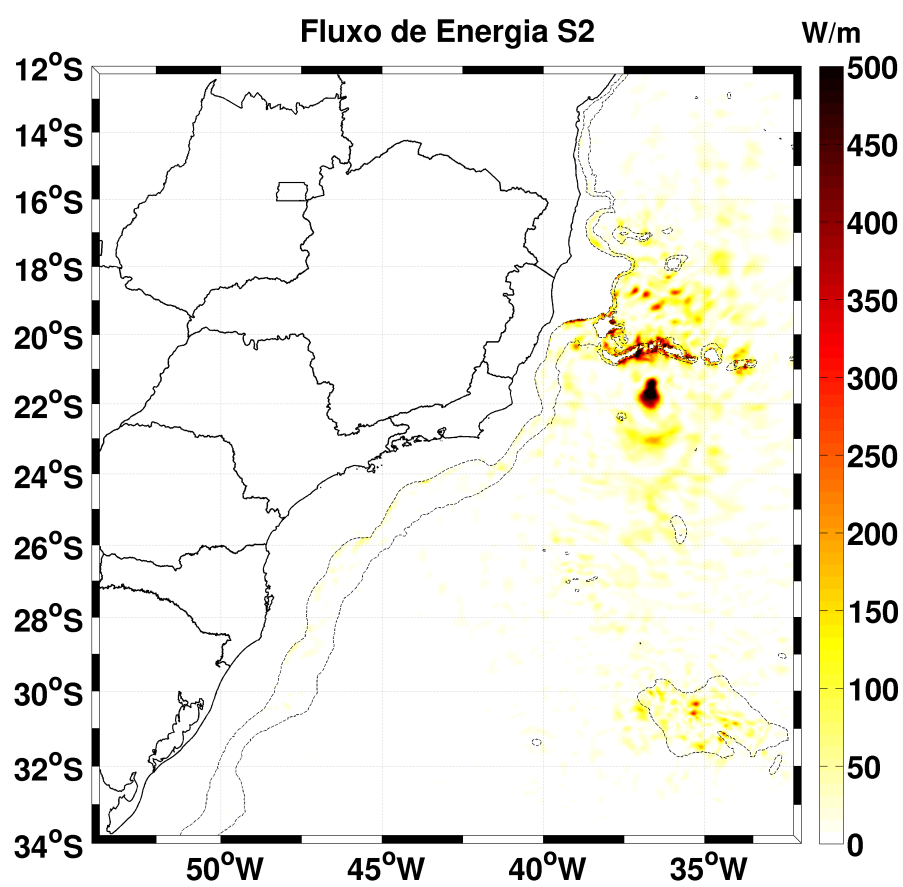


Figura 4.33: Fluxo de energia para a componente  $S_2$  [kW/m]. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros.

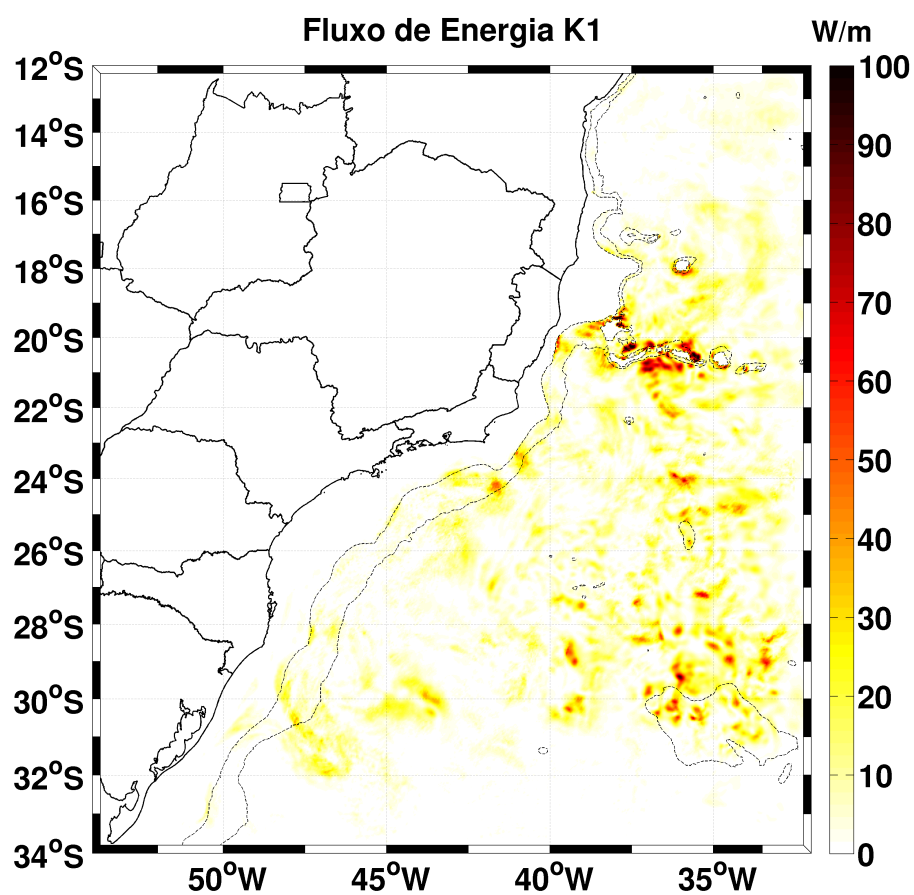


Figura 4.34: Fluxo de energia para a componente  $K_1$  [W/m]. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros.



## A Região Focal

Mais uma vez destaca-se a concentração de energia ao sul do Monte Montague, corroborando que a geometria da CVT atua como uma lente, concentrando sua energia na região focal ( $036.7^\circ$  W e  $21.5^\circ$ - $22^\circ$  S). As linhas de fase presentes na Figura 4.35 sugerem a direção do fluxo de energia, indicando, pelo padrão concêntrico, que esse fluxo irradia para sul a partir do ponto focal. E ainda, a mudança do padrão de concavidade das linhas de fase entre a CVT e a região do foco confirmam que há sim uma convergência do fluxo. O fluxo de energia da componente  $S_2$  também evidencia a concentração de energia na região focal.

A diferença encontrada entre os fluxos de energia calculados nos fundeios virtuais e sua distribuição no domínio todo pode ser explicada pela disposição dos fundeios. A distribuição meridional não foi capaz de amostrar as áreas mais importantes, como a região do foco, por exemplo, e o ajuste de 2 camadas para um perfil climatológico de densidade mostrou resultados mais satisfatórios.

DAHER *et al.* (2016) demonstram que a magnitude do fluxo de energia da componente  $M_2$ , calculado a partir dos dados altimétricos de múltiplos satélites disponíveis na região da CVT, é máxima na região focal. A direção desse fluxo dada pela aproximação de ondas planas, converge para mesma região focal estabelecida por este trabalho ( $36.7^\circ$  W e  $21.5^\circ$ - $22^\circ$  S). A análise dos dados altimétricos (DAHER *et al.*, 2016) e a análise da simulação numérica realizada nesta dissertação comprovam que a geometria de parte da CVT faz com que se comporte como uma lente, apresentando uma região de concentração do sinal da maré interna. ZHAO e D'ASARO (2011) descrevem o Arco das Marianas como uma lente, onde os vetores de fluxo de energia convergem para o ponto focal e em seguida, divergem além do foco. A energia da componente  $M_2$  é concentrada no ponto focal, com fluxo máximo de 17 KW/m, cerca de 3 vezes maior que os valores no arco.

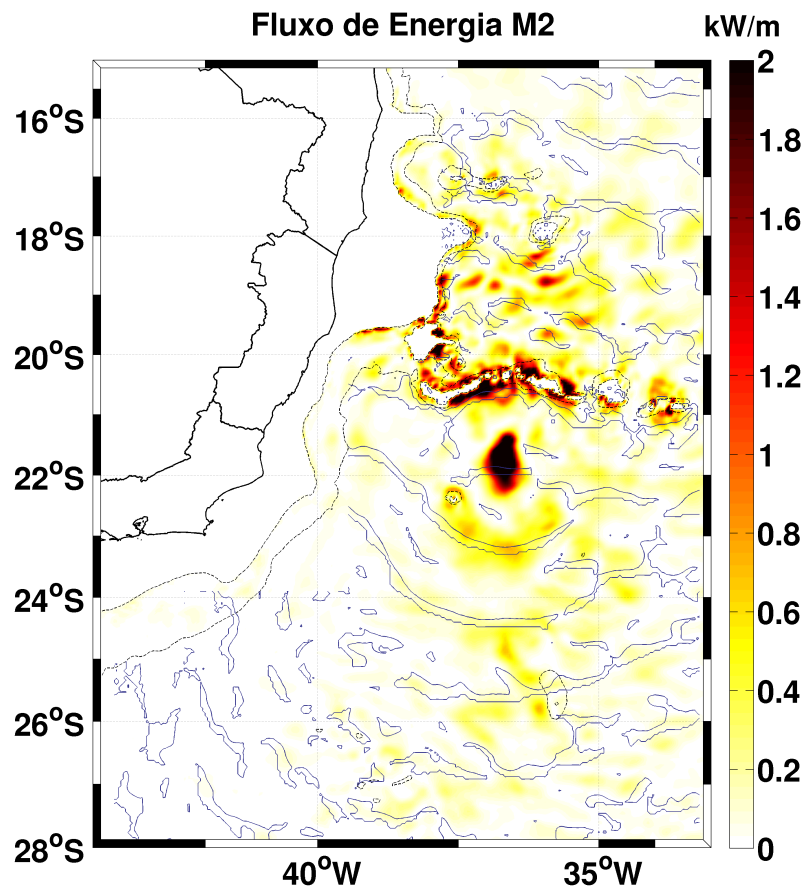


Figura 4.35: Destaque para o fluxo de energia para a componente  $M_2$  [kW/m] sobreposta pelas linhas de fase, em azul, na região da CVT. Em preto estão destacadas as isóbatas de 200 e 2000 metros.

## Conversão de Energia da Maré Barotrópica para a Maré Baroclínica

Assim como o fluxo de energia, a conversão de energia da maré barotrópica para maré baroclínica foi calculado para os fundeios virtuais conforme descrito no capítulo 2. Os maiores valores de conversão foram obtidos bem próximos aos montes Montague e Davis, na região de maior gradiente batimétrico, cerca de  $10^{-2}W/m^2$ . Ao distanciar-se da cadeia, a conversão diminui para valores da ordem de  $10^{-5} - 10^{-7}W/m^2$ . Esses valores aqui obtidos corroboram a conversão estimada por SIMMONS *et al.* (2004) a partir de simulações globais.

Na área do Monte Montague a conversão de energia foi estimada em 9 MW, enquanto que na área do Monte Davis, 16 MW. A conversão de energia integrada em toda a CVT pode ser estimada em 100 MW. No Havaí, CARTER *et al.* (2008) estimaram a conversão de energia da componente barotrópica e baroclínica em cerca de  $2W/m^2$ , ou em, aproximadamente, 100 MW em toda a região. Próximo ao Estreito de Luzon, no Mar da China, a conversão de energia é de aproximadamente 24 GW (ALFORD *et al.*, 2015). A conversão de energia em toda a Cordilheira Meso-Atlântica é de 0.2 GW (ZILBERMAN *et al.*, 2009). Os valores de conversão obtidos na CVT são significativos, reforçando a CVT como um local de geração de maré interna expressivo.

# Capítulo 5

## Conclusões

A CVT é um local expressivo de geração de marés internas, sendo a componente  $M_2$  a constituinte mais importante na geração destas ondas. A assinatura em superfície da maré interna da componente  $M_2$  apresenta amplitude de até 2 cm nos dados altimétricos, com comprimento de onda do 1° modo baroclínico de 125 km. A propagação da onda nos dados altimétricos desta componente ocorre ao norte e ao sul da CVT. Ao sul da CVT, a propagação ocorre de forma coerente por pelo menos 600 km na trilha 137, enquanto que ao norte há interferências das ondas geradas na complexa batimetria da região. Entre as latitudes 21° S e 24° S há um máximo local de amplitude. A componente  $S_2$  apresenta amplitudes menores, cerca de 1 cm nos dados altimétricos. O comprimento de onda do 1° modo baroclínico é de 115 km e a propagação da onda ocorre de forma coerente por cerca de 200 km, ao sul da CVT. Assim como na componente  $M_2$ , a  $S_2$  não apresenta uma propagação coerente ao norte da cadeia. Os valores de amplitude e de propagação do sinal da maré interna da componente  $M_2$  em superfície são menores quando comparados as principais regiões geradoras de maré interna no globo (ALFORD *et al.*, 2015; RAY e MITCHUM, 1997, 1996), entretanto esses valores são expressivos e apontam a CVT como uma região importante de geração de maré interna no Oceano Atlântico Sudoeste, corroborando estudos globais (CARRÈRE *et al.*, 2004; ZHAO *et al.*, 2016).

Assim como na altimetria, os experimentos numéricos demonstram oscilações da componente  $M_2$  no sinal em superfície. Os resultados numéricos retratam o aumento associada a maré interna de forma mais acentuada, com amplitudes de até 5 cm e comprimento de onda para o 1° modo baroclínico de 115 km para a  $M_2$ . A

propagação da onda da componente  $M_2$  ocorre para altas e baixas latitudes a partir da CVT. Ao norte da CVT, a propagação sofre interferências das ondas geradas na batimetria complexa do Banco de Abrolhos. Ao sul da CVT, a propagação é coerente por pelo menos 600 km na direção do Monte Montague. Há interferências a leste de  $035^\circ\text{W}$  associadas as interações entre a maré interna gerada em diferentes porções da CVT. Na região a oeste de  $040^\circ\text{W}$ , há refração em direção a plataforma. A componente  $S_2$  apresenta padrão semelhante a componente  $M_2$ , com amplitude de 2 cm, comprimento de onda do 1° modo baroclínico de 110 km e propagação ao sul e ao norte da CVT. A simulação do HYCOM representou de forma adequada a maré interna na região da CVT, com valores de amplitudes similares e evidenciando a propagação da maré interna a partir da cadeia, corroborando análises globais entre simulações do HYCOM e resultados de altimetria (SHRIVER *et al.*, 2012).

Enquanto em superfície o sinal da maré interna é de poucos centímetros, em profundidade, esse sinal é da ordem de dezenas de metros. Os maiores deslocamentos verticais associados as isotermas são encontrados ao sul da CVT. Ao aproximar-se da CVT há um aumento dos valores do deslocamento vertical, sugerindo que a maré interna fornece parte da energia para a circulação vertical e a mistura. Em profundidade, a maré interna apresenta amplitudes máximas de 25 m e 15 m, para as componentes  $M_2$  e  $S_2$ , respectivamente, próximo a CVT.

O fluxo de energia para a componente  $M_2$  é significativo ao longo de toda a CVT, com valores máximos de 4 kW/m. Para a componente  $S_2$ , o fluxo de energia apresenta valores máximos de 1 KW/m. O fluxo de energia calculado para a CVT é semelhante aos valores de fluxo de energia para a Cordilheira Havaiana (MERRIFIELD *et al.*, 2001; RAY e CARTWRIGHT, 2001), maior cerca de uma ordem de grandeza quando comparado com o fluxo de energia da plataforma e talude brasileiros (PEREIRA e CASTRO, 2007) e menor quando comparado aos valores do Estreito de Luzon. Os maiores valores de conversão de energia da componente barotrópica para a componente baroclínica foram obtidos bem próximos aos montes Montague e Davis, na região de maior declividade, cerca de  $10^{-2}\text{W}/\text{m}^2$ . Em toda a CVT, a conversão de energia foi estimada em cerca de 100 MW. Os valores de fluxo e conversão obtidos na CVT são significativos e análogos a outras regiões de maré interna expressiva, reforçando a CVT como um local de geração de maré interna

relevante.

A geometria de parte da CVT se assemelha a um arco, uma lente, concentrando o sinal da maré interna em seu ponto focal. O foco está localizado ao sul do Monte Montague, na longitude  $036.7^{\circ}$  W e entre as latitudes de  $21.5^{\circ}$  S e  $22^{\circ}$  S. Esse arco tem raio de aproximadamente 160 km. Essa região focal é evidente nos campos de amplitude, em superfície e em profundidade, e no fluxo de energia das componentes semidiurnas. Nos dados altimétricos, é possível observar uma região de maior amplitude, na trilha 137, que cruza a região próxima a região focal. Na região focal destaca-se a concentração de energia, onde a magnitude do fluxo energético é máxima. A concavidade das linhas de mesma fase indicam uma convergência e, em seguida, um espalhamento dessa energia. Assim como ZHAO e D'ASARO (2011) descrevem o Arco das Marianas como uma lente, onde os vetores de fluxo de energia convergem para o ponto focal, a análise dos dados altimétricos (DAHER *et al.*, 2016) e a análise da simulação numérica realizada nesta dissertação comprovam que a geometria de parte da CVT faz com que se comporte como uma lente, um arco, com convergência do sinal da maré interna em seu ponto focal.

# Referências Bibliográficas

- ALFORD, M. H., PEACOCK, T., MACKINNON, J. A., et al., 2015, “The formation and fate of internal waves in the South China Sea”, *Nature*, v. 521, pp. 65–69. doi: 10.1038/nature14399.
- ALMEIDA, F. F. M., 2006, “Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica”, *Terrae didática*, v. 2, n. 12A, pp. 3–18.
- ALTHAUS, A. M., KUNZE, E., SANFORD, T. B., 2003, “Internal tide radiation from Mendocino Escarpment”, *J. Phys. Oceanogr.*, v. 33, pp. 1510–1527.
- BAINES, P., 1973, “The generation of internal tides by flat-bump topography”, *Deep-Sea Research*, v. 20, pp. 179–205.
- BAINES, P., 1982, “On internal tide generation models”, *Deep-Sea Research*, v. 29, pp. 307–338.
- BLECK, R., BENJAMIN, S., 1993, “Regional Weather Prediction with a Model Combining Terrain-following and Isentropic Coordinates. Part I: model description.” *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 6, pp. 1770–1785.
- BLECK, R., R., BOUDRA, D. B., 1981, “Initial Testing of a Numerical Ocean Circulation Model using a Hybrid (Quasi-Isopycnic) Vertical Coordinate”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 11, n. 6, pp. 755–769.
- BLECK, R., 2002, “An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates.” *Ocean Modelling*, v. 37, pp. 55–88.
- BLUMBERG, A. F., MELLOR, G. L., 1987, “A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model”, *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, N. Heaps (Eds.), Amer.Geophys. Union, pp. 1–16.
- BOEBEL, O., SCHMID, C., ZENK, W., 1999, “Kinematic elements of Atlantic Intermediate Water in the western South Atlantic”, *Deep-Sea Research II*, v. 46, pp. 355–392.

- CARRÈRE, L., LEPROVOST, C., LYARD, F., 2004, “On the statistical stability of the M2 barotropic and baroclinic tidal characteristics from along-track TOPEX/Poseidon satellite altimetry analysis”, *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. C03033, pp. 13. doi: 10.1029/2003JC001873. Disponível em: <<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00765720>>.
- CARTER, G. S., 2010, “Barotropic and Baroclinic M2 Tides in the Monterey Bay Region”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 40, pp. 1766 – 1783. doi: 10.1175/2010JPO4274.1.
- CARTER, G. S., MERRIFIELD, M. A., BECKER, J. M., et al., 2008, “Energetics of M2 Barotropic-to-Baroclinic Tidal Conversion at the Hawaiian Islands”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 38, pp. 2205 – 2223. doi: 10.1175/2008JPO3860.1.
- CRAIG, P. D., 1987, “Solutions for the internal tide generation over coastal topography”, *Journal of Marine Research*, v. 45, pp. 83–105.
- CUMMINS, P. F., CHERNIAWSKY, J. Y., FOREMAN, M. G. G., 2001, “North Pacific internal tides from the Aleutian Ridge: Altimeter observations and modeling”, *Journal of Marine Research*, v. 59, n. 2, pp. 167–191.
- CUMMINS, P., OEY, L., 1997, “Simulation of barotropic and baroclinic tides off northern British Columbia.” *J. Phys. Oceanogr.*, v. 27, pp. 762–781.
- DAHER, V. B., CAMARGO, S. S. B., COSTA, V. S., et al., 2016, “The generation and surface manifestation of internal tides near the Vitória-Trindade Ridge, Brazil”, *in prep.*
- DAHER, V. B., PAES, R. C. D. O. V., FRANÇA, G. B., et al., 2014, “Extraction of Tide Constituents by Harmonic Analysis Using Altimetry Satellite Data in the Brazilian Coast”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 32, pp. 614–626. doi: 10.1175/JTECH-D-14-00091.1.
- DE JESUS, L. C., 2014, “Estudo da maré barotrópica e da geração de maré baroclínica para a região costeira e oceânica ao largo da costa do Espírito Santo”, *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Espírito Santo*.
- DUSHAW, B. D., COMUELLE, B. D., WORCESTER, P. F., et al., 1995, “Baroclinic and barotropic tides in the central North-Pacific Ocean determined from long-range reciprocal acoustic transmissions”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, pp. 631–647.



- EGBERT, G. D., EROFEEVA, S. Y., 2002, “Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides.” *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 19, pp. 183–204. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019,0183:EIMOBO.2.0.CO;2.
- EGBERT, G. D., RAY, R. D., 2000, “Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data”, *Nature*, v. 405, pp. 775 – 778.
- EGBERT, G. D., BENNETT, A. F., FOREMAN, M. G. G., 1994, “TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model”, *J. Geophys. Res.* doi: 10.1029/94JC01894.
- EVANS, D., SIGNORINI, S. R., MIRANDA, L. B., 1983, “A note on the Transport of the Brazil Current”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 13, pp. 1732–1738.
- FERRARI, A. L., RICCOMINI, C., 1999, “Campo de esforços pliopleistocênicos na Ilha da Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional”, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29.
- FRANCO, A. D. S., ALVARENGA, J. B. R., 2009, *Marés: Fundamentos, Análise e Previsão*. Diretoria de Hidrografia e Navegação.
- GABIOUX, M., COSTA, V. S., DE SOUZA, J., et al., 2013, “Modeling the South Atlantic Ocean from Medium to High Resolution”, *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 31, n. 2, pp. 229–242.
- GARRETT, C., KUNZE, E., 2007, “Internal Tide Generation in the Deep Ocean”, *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 39, n. 1, pp. 57–87. doi: 10.1146/annurev.fluid.39.050905.110227.
- GILL, A. E., 1982, “Atmosphere Ocean Dynamics”, *Int. Geophys. Ser.*, v. 30, n. Academic, London, pp. 267 pp.
- HALL, R. A., CARTER, G. S., 2011, “Internal Tides in Monterey Submarine Canyon”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 41, pp. 186 – 204.
- JACHEC, S. M., FRINGER, O. B., GERRITSEN, M. G., et al., 2006, “Numerical simulation of internal tides and the resulting energetics within Monterey Bay and the surrounding area”, *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 12. doi: 10.1029/2006GL026314.
- KANG, D., FRINGER, O., 2011, “Energetics of Barotropic and Baroclinic Tides in the Monterey Bay Area”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 42, n. 272 - 290. doi: 10.1175/JPO-D-11-039.1.

- KUNZE, E., ROSENFELD, L. K., CARTER, G. S., et al., 2002, “Internal Waves in Monterey Submarine Canyon”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 32, pp. 1890–1913. doi: 10.1175/1520-0485(2002)032<1890:IWIMSC>2.0.CO;2.
- LEDWELL, J. R., MONTGOMERY, E. T., POLZIN, K. L., et al., 2000, “Evidence for enhanced mixing over rough topography in the abyssal ocean”, *Nature*, v. 403, pp. 179–182.
- LIMA, J. A. M., MARTINS, R. P., TANAJURA, C. A. S., et al., 2013, “Design and implementation of the Oceanographic Modeling and Observation Network (REMO) for operational oceanography and ocean forecasting”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31, pp. 209–228.
- MARALDI, C., LYARD, F., TESTUT, L., et al., 2011, “Energetics of internal tides around the Kerguelen Plateau from modeling and altimetry”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 116, n. C6. doi: 10.1029/2010JC006515.
- MERRIFIELD, M. A., HOLLOWAY, P. E., 2002, “Model estimates of M2 internal tide energetics at the Hawaiian Ridge”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 107, n. C8, pp. 2156–2202. doi: 10.1029/2001JC000996.
- MERRIFIELD, M. A., HOLLOWAY, P. E., JOHNSTON, T. M. S., 2001, “The generation of internal tides at the Hawaiian Ridge”, *Geophysical Research Letters*, v. 28, n. 4, pp. 559–562. doi: 10.1029/2000GL011749.
- MUNK, W., WUNSCH, C., 1998, “Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing.” *Deep-Sea Res.*, v. 45, pp. 1976–2009.
- NASH, J. D., KUNZE, E., LEE, C. M., et al., 2006, “Structure of the baroclinic tide generated at Kaena Ridge, Hawaii.” *J. Phys. Oceanogr.*, v. 36, pp. 1123–1135.
- NASH, J. D., ALFORD, M. H., KUNZE, E., 2005, “Estimating Internal Wave Energy Fluxes in the Ocean”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 22, pp. 1551–1570. doi: 10.1175/JTECH1784.1.
- NEW, A., PINGREE, R., 1990, “Evidence of internal tide mixing near the shelf break in the Bay of Biscay.” *Deep Sea Research 37 (12A)*, 1783–1803., v. 37, pp. 1783–1803.
- NIWA, Y., HIBIYA, T., 2001, “Numerical study of the spatial distribution of the M2 internal tide in the Pacific Ocean”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 106, n. C10, pp. 22441–22449.

ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/2000JC000770. Disponível em:  
<<http://dx.doi.org/10.1029/2000JC000770>>.

- NIWA, Y., HIBIYA, T., 2004, “Three-dimensional numerical simulation of M 2 internal tides in the East China Sea”, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, v. 109, n. C04027. doi: 10.1029/2003JC001923.
- PAIVA, A. M., GABIOUX, M., COSTA, V. S., et al., 2012, “Base Hidrodinâmica SSE. REMO – Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica”, *Relatório técnico, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia - COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ*.
- PEREIRA, A. F., BELÉM, A. L., CASTRO, B. M., et al., 2005, “Tide-topography interaction along the eastern Brazilian shelf”, *Continental Shelf Research*, v. 25, pp. 1521–1539. doi: 10.1016/j.csr.2005.04.008.
- PEREIRA, A. F., CASTRO, B. M., 2007, “Internal Tides in the Southwestern Atlantic off Brazil: Observations and Numerical Modeling”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, pp. 1512 – 1526. doi: 10.1175/JPO3075.1.
- PINGREE, R. D., MARDELL, G. T., 1981, “Slope turbulence, internal waves and phytoplankton growth at the Celtic Sea shelf- break”, *Philosophical Transactions of the Royal Society*, v. 302, pp. 663–682.
- POLZIN, K. L., TOOLE, J. M., LEDWELL, J. R., et al., 1997, “Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean”, *Science*, v. 276, pp. 93–96.
- POWELL, B. S., JANEKOVIĆ, I., CARTER, G. S., et al., 2012, “Sensitivity of internal tide generation in Hawaii”, *Geophysical Research Letters*, v. 39, n. 10. doi: 10.1029/2012GL051724.
- RAY, R. D., MITCHUM, G. T., 1997, “Surface manifestation of internal tides in the deep ocean: Observations from altimetry and island gauges”, *Prog. Oceanogr.*, v. 40, pp. 135–162.
- RAY, R., CARTWRIGHT, D., 2001, “Estimates of internal tide energy fluxes from Topex/Poseidon Altimetry: Central North Pacific”, *Geophysical Research Letters*, v. 28. doi: 10.1029/2000GL012447.
- RAY, R. D., MITCHUM, G. T., 1996, “Surface manifestation of internal tides generated near Hawaii”, *Geophysical Research Letters*, v. 23, n. 16, pp. 2101–2104. ISSN: 1944-8007. doi: 10.1029/96GL02050. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/96GL02050>>.

- SAHA, S., MOORTHY, S., PAN, H.-L., et al., 2010, “The NCEP Climate Forecast System Reanalysis”, *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1.
- SHRIVER, J. F., ARBIC, B. K., RICHMAN, J. G., et al., 2012, “An evaluation of the barotropic and internal tides in a high-resolution global ocean circulation model”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 117, n. C10, pp. 2156–2202. doi: 10.1029/2012JC008170.
- SIMMONS, H. L., HALLBERG, R. W., ARBIC, B. K., 2004, “Internal wave generation in a global baroclinic tide model”, *Deep-Sea Research*, v. 51, pp. 3043–3068. doi: 10.1016/j.dsr2.2004.09.015.
- ST. LAURENT, L., GARRETT, C., 2002, “The role of internal tides in mixing the deep ocean”, *J. Phys. Oceanogr.*, v. 32, pp. 2882–2899.
- TEE, K., SMITH, P., LEFRAIVE, D., 1993, “Topographic upwelling off Southwest Nova Scotia.” *Journal of Physical Oceanography*, v. 23, pp. 1703–1726.
- TIAN, J. W., ZHOU, L., ZHANG, X. Q., et al., 2003, “Estimates of M<sub>2</sub> internal tide energy fluxes along the margin of Northwestern Pacific using TOPEX/Poseidon altimeter data”, *Geophys. Res. Lett.*, v. 30. doi: 10.1029/2003GL018008.
- TIAN, J., ZHOU, L., ZHANG, X., 2006, “Latitudinal Distribution of Mixing Rate Caused by the M<sub>2</sub> Internal Tide”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 36. doi: 10.1175/JPO2824.1.
- VARGAS-YÁÑEZ, M., VIOLA, T. S., JORGE, F. P., et al., 2002, “The influence of tide-topography interaction on low-frequency heat and nutrient fluxes. Application to Cape Trafalgar”, *Continental Shelf Research*, v. 22, n. 1, pp. 115 – 139. ISSN: 0278-4343. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00063-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00063-2). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434301000632>>.
- WEATHERLY, G., KIM, Y., KONTAR, E., 2000, “Eulerian measurements of the North Atlantic Deep Water Deep Western Boundary Current at 18°S.” *Journal of Physical Oceanography*, v. 30, pp. 971–986.
- WOA, 2001, “World Ocean Atlas”, *National Oceanic and Atmospheric Administration*.

- ZHAO, Z., 2014, “Internal tide radiation from the Luzon Strait”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 119, n. 8, pp. 5434–5448. doi: 10.1002/2014JC010014.
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H., 2009, “New Altimetric Estimates of Mode-1 M2 Internal Tides in the Central North Pacific Ocean”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, pp. 1669–1684. doi: 10.1175/2009JPO3922.1.
- ZHAO, Z., D’ASARO, E., 2011, “A perfect focus of the internal tide from the Mariana Arc”, *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. 14. doi: 10.1029/2011GL047909.
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H., GIRTON, J., et al., 2011, “Internal tides around the Hawaiian Ridge estimated from multisatellite altimetry”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 116, n. C12, pp. 2156–2202. doi: 10.1029/2011JC007045.
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H., GIRTON, J. B., et al., 2016, “Global Observations of Open-Ocean Mode-1 M2 Internal Tides”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 46, pp. 1657–1684. doi: 10.1175/JPO-D-15-0105.1.
- ZILBERMAN, N. V., BECKER, J. M., MERRIFIELD, M. A., et al., 2009, “Model Estimates of M2 Internal Tide Generation over Mid-Atlantic Ridge Topography”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, pp. 2635–2651. doi: 10.1175/2008JPO4136.1.