



REFINAMENTO DE DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE MEDIDOS AO LONGO DA COSTA BRASILEIRA

Victor Bastos Daher

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários a obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientador: Paulo Cesar Colonna Rosman

Rio de Janeiro
Dezembro de 2019

REFINAMENTO DE DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE MEDIDOS AO
LONGO DA COSTA BRASILEIRA

Victor Bastos Daher

TESE 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 DOUTOR EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

Examinada por:

Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, Ph.D.

Prof. Mauro Cirano, Ph.D.

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

Prof. Nelson Violante de Carvalho, Ph.D.

RIO DE JANEIRO – RJ, BRASIL

DEZEMBRO DE 2019

Daher, Victor Bastos

Refinamento de dados de altimetria por satélite
medidos ao longo da costa brasileira / Victor Bastos Daher
– Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

XVI, 108 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Paulo Cesar Colonna Rosman

Tese (doutorado) - UFRJ/ COPPE / Programa de
Engenharia Oceânica, 2019.

Referências Bibliográficas: p. 104-107.

1. Altimetria. 2. Satélite. 3. Modelagem de maré. 4.
Maré Baroclínica. I. Rosman, Paulo Cesar Colonna. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa
de Engenharia Oceânica. III. Título.

“Um dia é preciso parar de sonhar, tirar os
planos das gavetas e, de algum modo, começar.”

(Amyr Klink)

Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente ao meu orientador Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, pela confiança, incentivo e compartilhamento de tantos conhecimentos técnicos e experiências de vida.

Um agradecimento a toda minha família, em especial meus pais, que sempre me apoiam e me orientam em todas as decisões que tomo em minha vida. Agradeço a minha esposa Luana e filho Giovanni pelo apoio diário que me dão todos os dias.

Agradeço a todos os amigos do laboratório de Engenharia Costeira da UFRJ e ao pessoal do Laboratório de Oceanografia Física da UFRJ, em especial ao Prof. Afonso de Moraes Paiva, Guilherme Mil e Vladimir Santos da Costa, com os quais também aprendi muito e que possuem uma boa parcela de contribuição no presente trabalho.

Um agradecimento especial ao Comte. Alvarenga do CHM, Marinha do Brasil, pela grande ajuda e orientações preciosas que tornaram possível o desenvolvimento desta tese.

Agradeço a Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) pela confiança e por permitir a união de um trabalho operacional com o desenvolvimento da metodologia apresentada nesta tese.

Agradeço a Marise, uma grande mãe da Engenharia Costeira da UFRJ a qual nos alivia de toda a parte burocrática do doutorado e que torna muito mais fácil o foco na parte científica do aprendizado. A Marise é uma pessoa com um coração tremendamente generoso e está sempre disposta a ajudar e orientar os caminhos dos alunos tanto na parte acadêmica como na vida pessoal.

Resumo da Tese apresentada a COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

REFINAMENTO DE DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE MEDIDOS AO
LONGO DA COSTA BRASILEIRA

Victor Bastos Daher

Dezembro/2019

Orientador: Paulo Cesar Colonna Rosman

Programa: Engenharia Oceânica

Uma metodologia de tratamento de dados de altimetria por satélite foi desenvolvida e aplicada para o cálculo das Anomalias da Altura da Superfície do Mar (AASM) direcionadas para a assimilação em modelos hidrodinâmicos. A região de interesse é limitada pelas latitudes de 12°S e 34°S e longitudes de 54°W e 32°W. Para tanto, foram analisados os resultados dos principais modelos de maré FES2014, TPXO9 e GOT4.8 utilizados para a estimativa da correção de maré oceânica aplicada aos dados dos satélites. Uma nova correção de maré, calculada com base nos resultados da modelagem hidrodinâmica regional utilizando o modelo HYCOM foi inserida na comparação dos modelos citados acima. Neste contexto, foi testado um método de se extrair dos resultados do HYCOM somente a altura da superfície do mar barotrópica. A definição de um comprimento de onda de corte do filtro utilizado para a eliminação dos ruídos de pequenos comprimentos de onda, presentes nos dados dos satélites, foi realizada com base no estudo do comprimento de onda da maré baroclínica existente na região de estudo. Este cálculo foi feito utilizando dados de satélites e, para isso, uma análise harmônica de maré foi testada. Os resultados apontam que os modelos de maré produzem resultados com diferenças médias de 4 cm sendo o TPXO9 o modelo que apresenta resultados mais próximos dos marégrafos. A análise harmônica de dados de satélites é robusta o suficiente para estimar as principais componentes de maré com valores que não distanciam mais de 4 cm dos modelos de maré. Com isso a aplicação desta análise possibilitou a definição do comprimento de onda da componente M2 da maré baroclínica em superfície, 140 km. As AASM resultantes ficaram compatíveis às AASM do DUACS e ATOBA, porém com uma maior preservação de energia nos sinais com comprimentos de onda superiores a 140 km.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.).

TUNING SATELLITE ALTIMETRY DATA MEASURED ALONG THE
BRAZILIAN COAST

Victor Bastos Daher

December/2019

Advisor: Paulo Cesar Colonna Rosman

Department: Ocean Engineerin

A satellite altimetry data processing methodology has been developed and applied for the calculation of Sea Surface Height Anomalies (SSHA) for assimilation in hydrodynamic models. The region of interest is limited by latitudes of 12°S and 34°S and longitudes of 54°W and 32°W. For this, the results of the main tide models FES2014, TPXO9 and GOT4.8 used to estimate the ocean tide correction applied to satellite data were analyzed. A new tidal correction calculated based on the results of regional hydrodynamic modeling using the HYCOM model was inserted in the comparison of the models mentioned above. In this context, a method of extracting from the HYCOM results only the barotropic sea surface height was tested. The definition of a cutoff wavelength of the filter used to eliminate the short wavelength noise present in the satellite data was based on the study of the wavelength of the baroclinic tide in the study region. This calculation was made using satellite data and, for this, a tidal harmonic analysis was tested. The results indicate that the tide models produce results with average differences of 4 cm and TPXO9 is the model that presents results closest to the tide gauges. Harmonic analysis of satellite data is robust enough to estimate the main tidal components with values no further than 4 cm from the tidal models. Thus, the application of this analysis made it possible to define the wavelength of the M2 baroclinic tide constituent, 140 km. The resulting AASM were compatible with DUACS and ATOBA AASM, but with a higher energy preservation on signals with wavelengths greater than 140 km.

Sumário

Lista de Acrônimos	x
Lista de Figuras	xi
Lista de Tabelas.....	xvi
1. Introdução.....	1
1.1 Motivação.....	1
1.2 Altimetria por satélite	5
1.2.1 Breve histórico	5
1.2.2 Princípio da Medida.....	6
1.2.3 Principais projetos criados para o desenvolvimento de produtos de altimetria por satélite.....	14
1.3 Modelagem global da maré oceânica.....	18
1.3.1 TPXO.....	24
1.3.2 FES	24
1.3.3 GOT	25
2. Objetivo.....	26
3. Metodologia	27
3.1 Área de Estudo	28
3.2 Dados de ASM medidos por satélites.....	29
3.2.1 Criação de <i>tracks</i> referência	32
3.2.2 Análise harmônica de maré para dados de altimetria por satélite	34
3.3 Processamento dos dados de AASM.....	37
3.3.1 Seleção de dados L2 passíveis de utilização (Eliminação de dados espúrios)	37
3.3.2 Correção de maré oceânica	38
3.3.3 Calibração multimissão	42
3.3.4 Filtragem do ruído de pequeno comprimento de onda.....	43
3.4 Dados de marégrafos.....	45
4. Resultados e discussões	46
4.1 Modelagem regional de maré	46
4.1.1 Obtenção da maré barotrópica do HYCOM	46
4.1.2 HYCOM x FES2014 x TPXO9	53
4.1.3 HYCOM x FES2014 x TPXO9 x Marégrafos.....	64
4.2 Análise harmônica de maré utilizando dados de satélites	73
4.4 Definição do comprimento de onda da maré baroclínica	80
4.5 Calibração multimissão	87
4.6 Avaliação da AASM.....	90

5. Conclusão	100
6. Sugestões para trabalhos futuros.....	103
7. Referências Bibliográficas	104
Anexo-A.....	108

Lista de Acrônimos

AASM – Anomalia da Altura da Superfície do Mar

SSHA (*Sea Surface Hight Anomaly*)

AH – Análise Harmônica (de maré dos dados de satélites)

AMSM – Altura Média da Superfície do Mar

MSSH (*Mean Sea Surface Hight*)

ASM – Altura da Superfície do Mar

SSH (*Sea Surface Hight*)

AVISO – *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*

CLS – *Collected Localization Satellite*

CMEMS – *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*

CNES – *Centre National D'Études Spatiales*

DUACS – *Data Unification and Altimeter Combination System*

TD – Topografia Dinâmica

ADT (*Absolute Dynamic Topography*)

TDM – Topografia Dinâmica Média

MDT (*Mean Dynamic Topography*)

Lista de Figuras

Figura 1. Resultados da TD estimada por modelagem numérica sem assimilação (a) e com assimilação de dados altimétricos (b). Os gráficos de macarrão sobre as figuras representam as trajetórias reais de boias de deriva. A seta vermelha aponta para a posição do vórtice ciclônico o qual capturou uma boia de deriva e é representado apenas pela TD dos resultados da modelagem numérica com assimilação de dados altimétricos (b). (Fonte: REMO).....	2
Figura 2. Seção zonal de temperatura da água do mar sobre a posição do vórtice indicado pela seta vermelha na figura anterior. (Fonte: REMO).	2
Figura 3. Satélites altimétricos que operaram ou ainda operam ao redor do globo.	6
Figura 4. Cobertura espacial alcançada pelo satélite Jason-3 na costa leste e sul do Brasil. Os números na figura indicam os números dos tracks.	7
Figura 5. Forma de onda de radar teórica refletida pela superfície do oceano desenvolvida por BROWN (1977) e indicação das regiões da curva de onde são extraídas a ASM e a HS (Modificada de VIGNUDELLI et al., 2011, cap.4 pag.83).	8
Figura 6. Exemplo da interferência de terra na forma de onda de retorno do radar (Fonte http://www.coastalt.eu/coastalt-short-web-summary).	9
Figura 7. Ajuste da função de Brown à forma de onda de retorno de um pulso de radar (esquerda) e à uma média de n pulsos de radar (direita) (VIGNUDELLI et al., 2011)... ..	9
Figura 8. Formas de onda obtidas pelo satélite Jason-2. (VIGNUDELLI et al., 2011). ..	10
Figura 9. Influência de terra no footprint. Em vermelho as portas que recebem o retorno de terra (podem ser descartadas para diminuir o raio do footprint) (VIGNUDELLI et al., 2011).	11
Figura 10. Princípio da medida da ASM por satélite (Fonte: AVISO).	13
Figura 11. Posição das estações maregráficas utilizadas por STAMMER et al. (2014).21	
Figura 12. RSSmisfit entre os modelos globais de maré GOT4.7, TPXO 7.2 e FES2012 e análise harmônica (HA) de dados de satélites na região entre as latitudes 5°N-35°S e longitudes 55°W-20°W (DAHER et al., 2015).	22
Figura 13. RSSmisfit entre os modelos globais de maré GOT4.7, TPXO 7.2 e FES2012 e análise harmônica (HA) de dados de satélites organizados em função da latitude. Região entre as latitudes 5°N-35°S e longitudes 55°W-20°W (DAHER et al., 2015). .	23
Figura 14. Área de estudo mostrando a batimetria em escala de cor.	28
Figura 15. Conteúdo dos arquivos NetCDF dos dados de nível 2 (a) e nível 3 (b).....	30

Figura 16. Resolução espacial dos dados de nível 2 (vermelho) e nível 3 (verde).	31
Figura 17. Diferença da AASM dos dados de nível 2 e 3 do satélite Jason-3.....	31
Figura 18. Esquema criado para o cálculo dos pontos referência (satélites da série Poseidon).....	33
Figura 19. Tracks referência dos satélites da série Poseidon (preto) e pontos mais próximos da costa (vermelho).....	34
Figura 20. Etapas a serem cumpridas para a estimativa da AASM L3 a partir dos dados L2.	37
Figura 21. Domínios de modelagem utilizados pela REMO (V0: área do Atlântico; V1: METAREA-V; V2 área com resolução 1/24° com maré astronômica).	40
Figura 22. Distâncias entre os pontos da grade do modelo e os pontos referência dos satélites da série Poseidon.	42
Figura 23. Pontos crossover multimissão.	43
Figura 24. Análise espectral para definição da relação sinal-ruído em dados along track (Fonte: Relatório técnico REMO/ATOBA, 2014).	44
Figura 25. Comprimento de onda de corte dos filtros utilizados para se atenuar os ruídos instrumentais (a) e sinais da maré barotrópica (b).	45
Figura 26. Médias e desvios padrão da amplitude de cada componente estimada pelo FES2014 nas regiões mais rasas que 1000 m. A figura superior indica os pontos da grade do FES2014 utilizados para o cálculo.	47
Figura 27. Amplitudes da componente M2 da maré total (a), barotrópica (b) e baroclínica (c) calculadas utilizando a ASM estimada pelo HYCOM.....	49
Figura 28. Idem a Figura 26 para a fase da componente M2.....	49
Figura 29 Amplitudes das componentes de maré baroclínica calculadas utilizando a ASM estimada pelo HYCOM.....	50
Figura 30. Fase das componentes de maré baroclínica calculadas utilizando a ASM estimada pelo HYCOM.	51
Figura 31. Amplitudes das componentes M2, S2 e N2 da maré total versus maré Barotrópica (HYCOM) ao longo do track 24 do satélite Topex.	52
Figura 32. Fases das componentes M2, S2 e N2 da maré total versus maré Barotrópica (HYCOM) ao longo do track 24 do satélite Topex.	53

Figura 33. Amplitudes das componentes semi-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).	55
Figura 34. Amplitudes das componentes diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).	56
Figura 35. Amplitudes das componentes quarto-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).	57
Figura 36. Fases das componentes semi-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).	58
Figura 37. Fases das componentes diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).....	59
Figura 38. Fases das componentes quarto-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).	60
Figura 39. RMSgrid entre HYCOM, FES2014 e TPXO9 para as componentes semi-diurnas.....	62
Figura 40. RMSgrid entre HYCOM, FES2014 e TPXO9 para as componentes diurnas.	63
Figura 41. RMSgrid entre HYCOM, FES2014 e TPXO9 para as componentes quarto-diurnas.....	63
Figura 42. Localização dos marégrafos utilizados para comparação com os modelos de maré. A Tabela 8 apresenta os períodos de coleta de cada marégrafo.	64
Figura 43. RMSmisfit (coluna da esquerda) e diferenças de amplitude (coluna da direita) entre os modelos e marégrafos para as componentes semi-diurnas.	65
Figura 44. RMSmisfit (coluna da esquerda) e diferenças de amplitude (coluna da direita) entre os modelos e marégrafos para as componentes diurnas.	67
Figura 45. RMSmisfit (coluna da esquerda) e diferenças de amplitude (coluna da direita) entre os modelos e marégrafos para as componentes quarto-diurnas.	70
Figura 46. RMSgrid entre os modelos TPXO9, FES2014 e HYCOM em função da batimetria. Componentes semi-diurnas.	72

Figura 47. RMSgrid entre os modelos TPXO9, FES2014 e HYCOM em função da batimetria. Componentes diurnas.	72
Figura 48. RMSgrid entre os modelos TPXO9, FES2014 e HYCOM em função da batimetria. Componentes quarto-diurnas.	73
Figura 49. Pontos referência dos satélites utilizados.	73
Figura 50. Porcentagem de observações eliminadas diante dos critérios de seleção apresentados na Tabela 7.	75
Figura 51. Distribuição espacial das ocorrências das eliminações das observações diante dos critérios de seleção apresentados na Tabela 7.	75
Figura 52. Amplitudes e fases das componentes M2, S2, N2, O1, Q1 e P1 ao longo do track 24.	77
Figura 53. Amplitudes e fases das componentes M2, S2, N2, O1, Q1 e P1 ao longo do track 163.	78
Figura 54. RMSgrid along track considerando os resultados da AH e os modelos TPXO9, FES2014, HYCOM e GOT4.8.	79
Figura 55. RSSmisfit along track em função da batimetria.	80
Figura 56. Tracks referência descendentes (esquerda), curvas utilizadas (centro) para o cálculo da AASM que será utilizada para aplicação da AH direcionada à obtenção da maré baroclínica (direita).	82
Figura 57. Tracks referência ascendentes (esquerda), curvas utilizadas (centro) para o cálculo da AASM que será utilizada para aplicação da AH direcionada à obtenção da maré baroclínica (direita).	83
Figura 58. Amplitude em superfície da componente M2 da maré baroclínica calculada ao longo dos tracks ascendentes dos satélites da série Poseidon.	85
Figura 59. Campo de amplitude em superfície obtido via interpolação ótima dos resultados das análises along track da componente M2 da maré baroclínica. Os tracks na figura representam os tracks utilizados na análise espectral apresentada na Figura 60.	85
Figura 60. Análise espectral no domínio do número de onda utilizando as amplitudes em superfície da componente M2 da maré baroclínica calculadas ao longo de quatro tracks dos satélites da série Poseidon que cruzam a CVT. As posições destes tracks são apresentadas na Figura 59.	86

Figura 61. Curva resposta do filtro de comprimento de onda de corte de 140 km utilizado para eliminação dos ruídos de pequeno comprimento de onda dos dados de AASM.	87
Figura 62. Esquerda: Localizações dos tracks do satélite Jason-3 (verde) e do Sentinel-3a (preto) com as posições de cruzamento dos satélites representadas pelo círculo preto, cujo raio é de 3 km; Centro: Diferenças crossover e o polinômio ajustado. Direita: AASMs sem ajuste (azul) e com ajuste (preto) ao longo dos tracks do Sentinel-3a.	88
Figura 63. Média das diferenças crossover antes da calibração multimissão (esquerda) e após (direita).	89
Figura 64. Desvios padrão das diferenças crossover antes da calibração multimissão (esquerda) e após (direita).	89
Figura 65. RSMs calculados entre as AASMs estimadas no presente trabalho e as disponibilizadas pelos projetos ATOBA (esquerda) e DUACS (direita).	90
Figura 66. Correlações calculadas entre as AASMs estimadas no presente trabalho e as disponibilizadas pelos projetos ATOBA (esquerda) e DUACS (direita).	91
Figura 67. Média (superior) e desvio padrão (inferior) das diferenças crossover organizadas em função do lag de tempo entre os tracks dos satélites da série Poseidon considerando os anos de 1993 a 2018.	92
Figura 68. Espectros de energia médios das AASMs along track calculadas no presente trabalho (azul), pelo DUACS (preto) e pelo ATOBA (vermelho).	93
Figura 69. Idem a figura anterior considerando apenas os comprimentos de onda entre 0 e 200 km.	94
Figura 70. Espectros along track climatológicos da AASM medida por satélite.	95
Figura 71. Comparação entre as AASM medidas por satélite e a AASM medida pelo marégrafo instalado em Imituba.	97
Figura 72. Comparação entre as AASM medidas por satélite e a AASM medida pelo marégrafo instalado em Cananéia.	98
Figura 73. Comparação entre as AASM medidas por satélite e a AASM medida pelo marégrafo instalado na Ilha Fiscal - RJ.	99

Lista de Tabelas

Tabela 1. Raio do footprint em função da altura das ondas no mar (CHELTON et al., 1989).	11
Tabela 2. Magnitude das principais correções atmosféricas e geofísicas (VIGNUDELLI et al., 2011).	12
Tabela 3. Modelos utilizados no trabalho de STAMMER et al. (2014).....	19
Tabela 4.RMSmisfit (cm) e RSSmisfit (cm) entre os modelos citados na tabela anterior (STAMMER et al., 2014).....	20
Tabela 5. .RMSmisfit (cm) e RSSmisfit (cm) entre os modelos citados na Tabela 4 e as observações das estações costeiras apresentadas na Figura 11 (STAMMER et al., 2014).	21
Tabela 6. Satélites utilizados, suas séries temporais e os locais onde foram acessados os dados.	31
Tabela 7. Critérios para seleção de dados L2 passíveis de utilização.	38
Tabela 8. Dados de marégrafos e seus respectivos períodos de observação.	46
Tabela 9. RSSmisfit entre modelos e marégrafos (cm).	71

1. Introdução

1.1 Motivação

Há mais de 30 anos que a altimetria por satélite se mostra como uma poderosa ferramenta para os estudos da dinâmica oceânica. A Altura da Superfície do Mar (ASM), Altura Significativa de Ondas (HS) e Magnitude do Vento são variáveis estimadas utilizando esta ferramenta. Estas informações são de suma importância para o entendimento tanto da dinâmica dos oceanos como das mudanças do clima no planeta. Desde que os primeiros dados do satélite Topex/Poseidon começaram a ser disponibilizados para a comunidade científica, o número de publicações envolvendo dados de altimetria por satélite cresceu e hoje ao se pesquisar na internet com as palavras chaves “*Satellite Altimetry*” mais de 58000 resultados com trabalhos científicos aparecem.

A importância destas medidas não é sentida diretamente pela sociedade em geral, mas indiretamente as informações derivadas destas medidas estão presentes nas vidas das pessoas: i. as previsões feitas por modelos oceânicos e por modelos acoplados oceano-atmosfera são melhoradas pela assimilação de dados oriundos de satélites altimétricos; ii. Os modelos oceânicos de reanálise que assimilam estes dados também produzem resultados mais reais, melhorando assim o nosso entendimento de diversos processos oceânicos. A Figura 1 apresenta os resultados da Topografia Dinâmica (TD) do oceano, da qual é possível derivar as principais correntes oceânicas e que será melhor explicada posteriormente, estimada por modelagem numérica sem assimilação (a) e com assimilação de dados altimétricos (b). Os gráficos de macarrão sobre as Figuras 1a e 1b representam trajetórias reais de boias de deriva. A seta vermelha aponta para um vórtice ciclônico (núcleo frio), o qual aparece apenas na TD da Figura 1b (modelagem com assimilação) e é confirmado pela captura de uma boia de deriva. A Figura 2a e 2b representam as isotermas em uma seção zonal do oceano sobre o vórtice. Observa-se a elevação das isotermas (o que é esperado diante da formação de um vórtice ciclônico no oceano) apenas nos resultados da modelagem com assimilação dos dados altimétricos.

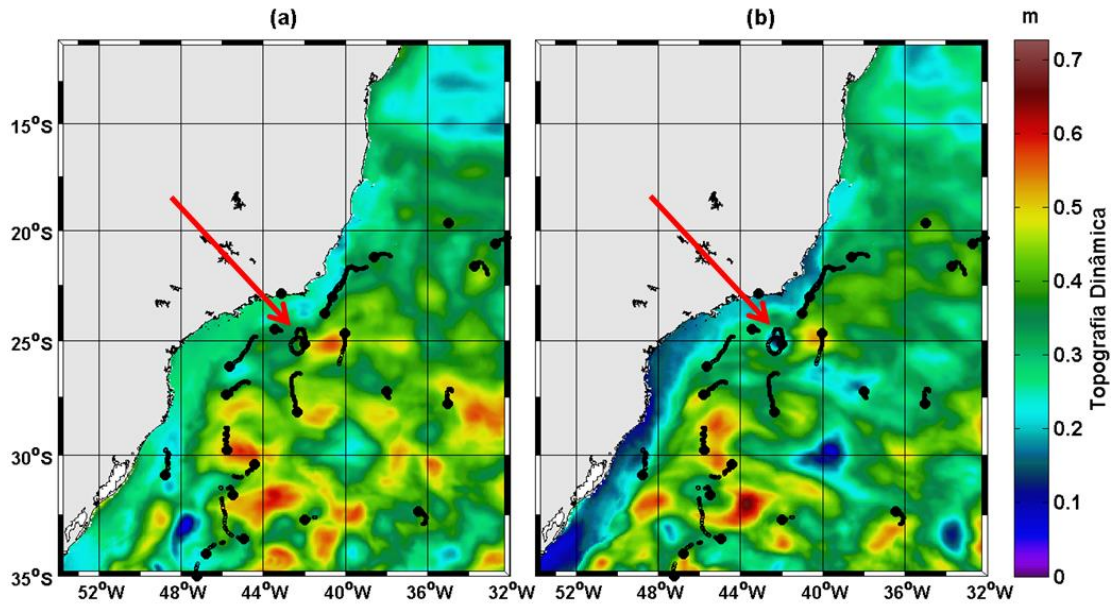


Figura 1. Resultados da TD estimada por modelagem numérica sem assimilação (a) e com assimilação de dados altimétricos (b). Os gráficos de macarrão sobre as figuras representam as trajetórias reais de boias de deriva. A seta vermelha aponta para a posição do vórtice ciclônico o qual capturou uma boia de deriva e é representado apenas pela TD dos resultados da modelagem numérica com assimilação de dados altimétricos (b). (Fonte: REMO).

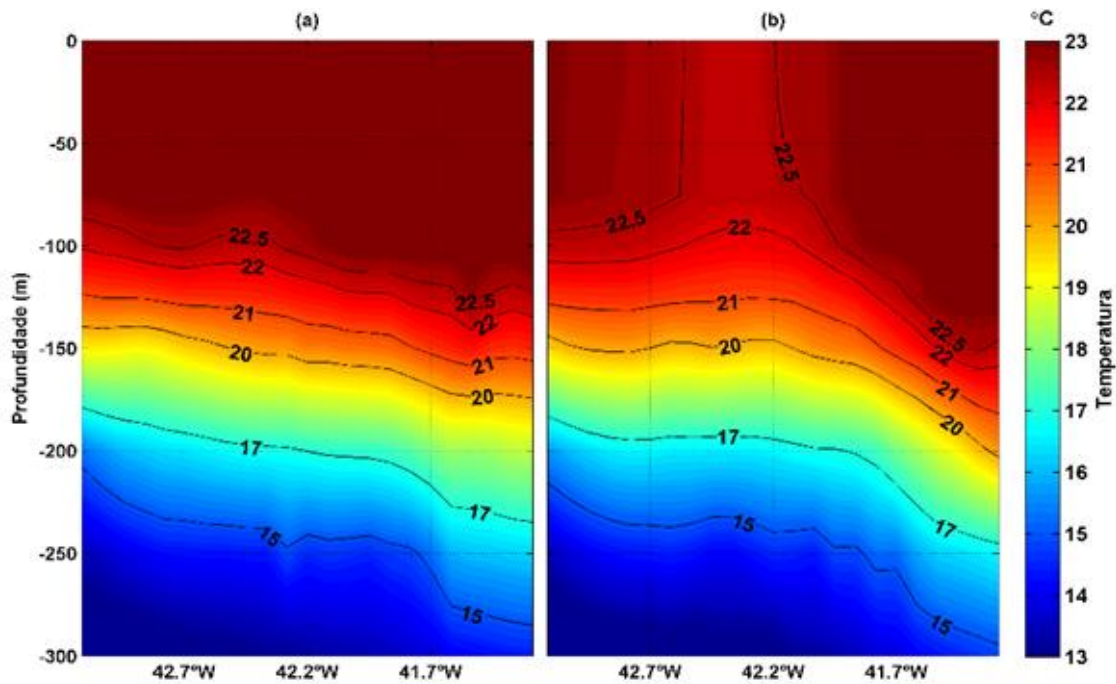


Figura 2. Seção zonal de temperatura da água do mar sobre a posição do vórtice indicado pela seta vermelha na figura anterior. (Fonte: REMO).

Entre outros benefícios que a altimetria por satélite traz para a sociedade, ainda podemos citar: auxílio nas operações de navios offshore, operações de pesca, proteção de áreas costeiras, definição de nível médio do mar, operações de exploração de óleo e gás, especificações de condições iniciais para previsões de onda, validação de modelos de onda, mapeamento da localização de icebergs, etc.

As medições realizadas pelos satélites altimétricos em regiões oceânicas, distantes mais de ~50 km da linha de costa, já possuem um nível de qualidade de excelência. O livro publicado no ano de 2001 por FU e CAZENAVE'S chamado "*Satellite Altimetry and Earth Sciences*" fornece um conjunto de valiosas descrições da ferramenta "altimetria por satélite" assim como ilustra diversas aplicações. Nestas regiões a acurácia das órbitas e as correções atmosféricas e geofísicas aplicadas às medidas dos altímetros conferem à ASM uma precisão de ~2 cm. Diversas estimativas de variáveis como: correntes oceânicas, marés, ondas de gravidade, taxa de elevação do nível do mar, entre outras, podem ser derivadas dos dados medidos em regiões oceânicas com acurácia de centímetros.

Nas regiões próximas aos contornos de terra, como regiões costeiras ou próximas a ilhas, a acurácia das medidas altimétricas é prejudicada pela degradação do sinal do radar quando este atinge superfícies de terra. Algumas correções atmosféricas, mais especificamente a correção de troposfera úmida, e geofísicas (correção de maré oceânica), as quais devem ser aplicadas aos dados dos altímetros, também não possuem a mesma qualidade em regiões costeiras, pois são estimadas por modelos globais (correção de maré, por exemplo) ou por sensores que também dependem da interação de pulsos eletromagnéticos com a superfície da água (como é o caso da correção de troposfera úmida que pode ser estimada utilizando os dados do radiômetro instalado a bordo do próprio satélite). São nestas regiões que ocorrem as variações de correntes, nível do mar e estado do mar, as quais impactam de forma mais efetiva a sociedade. Desta forma, o desenvolvimento de ferramentas que melhorem, por exemplo, a correção da maré oceânica em regiões costeiras é uma forma de se buscar a melhoria da qualidade dos dados altimétricos.

Além das correções atmosféricas e geofísicas aplicadas aos dados dos satélites, a filtragem de ruídos de pequeno comprimento de onda é um assunto que deve ser estudado levando em consideração o tipo de uso dos dados altimétricos. Assim, a

definição do comprimento de onda de corte deste filtro é mais um campo da altimetria por satélite que vem sendo explorado. Atualmente este comprimento de onda de corte é definido utilizando-se análise espectral de dados medidos ao longo das trajetórias dos satélites. Para tanto, busca-se nos espectros o melhor comprimento de onda no qual ocorre a nítida separação do que é sinal do que é ruído (XU e FU, 2012; DUFAU *et al.*, 2016). Por outro lado, o processamento dos dados dos satélites direcionados para assimilação em modelos numéricos, deve utilizar um comprimento de onda de corte levando-se em consideração os comprimentos de onda dos processos que estarão presentes na ASM do modelo no momento do cálculo das inovações.

Uma iniciativa de oceanografia física e operacional criada no ano de 2007 no Brasil denominada Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (<http://www.rederemo.org>) iniciou uma busca pelo desenvolvimento e aplicação de esquemas de modelagem oceânica com assimilação de dados altimétricos. A REMO surgiu do esforço realizado por um grupo de pesquisadores, técnicos e estudantes associados a universidades, centros de pesquisa e à Marinha do Brasil, financiados pela Petrobras e pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Participam hoje da REMO a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), a Universidade Federal da Bahia (UFBA), o Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e o Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Miguez de Mello da Petrobras (CENPES). O presente trabalho está inserido dentro do escopo da REMO e visa desenvolver e aplicar uma metodologia de tratamento de dados de altimetria por satélites (anomalia da ASM (AASM)) para assimilação em modelos numéricos. A produção de dados deve compreender tanto regiões oceânicas como regiões costeiras, eliminando todo e qualquer sinal de maré astronômica com o desenvolvimento de modelagem regional de maré e filtragem *along track*. Assim, pretende-se aproximar a altimetria por satélite do campo da engenharia costeira, sendo que os dados produzidos podem ser utilizados para validação de modelagem regional e/ou serem assimilados em modelos de larga escala, cujos resultados podem servir de condições de contorno para modelos hidrodinâmicos costeiros.

1.2 Altimetria por satélite

1.2.1 Breve histórico

No ano de 1969, no congresso de Williamstown, foi discutida pela primeira vez a possibilidade de se criar um projeto para medir a altura dos oceanos combinando técnicas de medidas de radar e de posicionamento. O aparelho desenvolvido teria que ser capaz de medir sua altura em relação à superfície do mar, ao mesmo tempo em que determinasse precisamente sua posição ao longo de sua órbita. Assim nasceram os satélites altimétricos. O primeiro a ser lançado foi o *SkyLab*, seguido pelo *Geodynamics Experimental Ocean Satellite* (GEOS-3, 1975-1978) e pelo *SeaSat* lançado em 1978, que parou de funcionar 110 dias após seu lançamento.

As primeiras medidas altimétricas feitas por satélite e que são utilizadas ainda hoje pela comunidade científica foram feitas pelo *Geodetic Satellite* (GEOSAT). Este satélite realizou medidas entre os anos de 1986 e 1989. Após os trabalhos feitos pelo GEOSAT houve um intervalo de tempo de pelo menos 2 anos até o lançamento do satélite *European Remote Sensing Satellite-1* (ERS-1) em 1991. Daí em diante, outros satélites altimétricos foram lançados e não houve mais interrupções nas medidas da ASM, havendo sempre pelo menos um satélite ativo. Na Figura 3 são ilustrados os períodos de atividade dos satélites altimétricos que realizaram e os que ainda realizam medidas ao redor do globo. É possível observar inclusive quando mais de um satélite estava ou está em operação num mesmo intervalo de tempo. Esta operação conjunta pode ajudar no desenvolvimento de pesquisas que demandem uma maior cobertura espaço-temporal de medidas altimétricas.

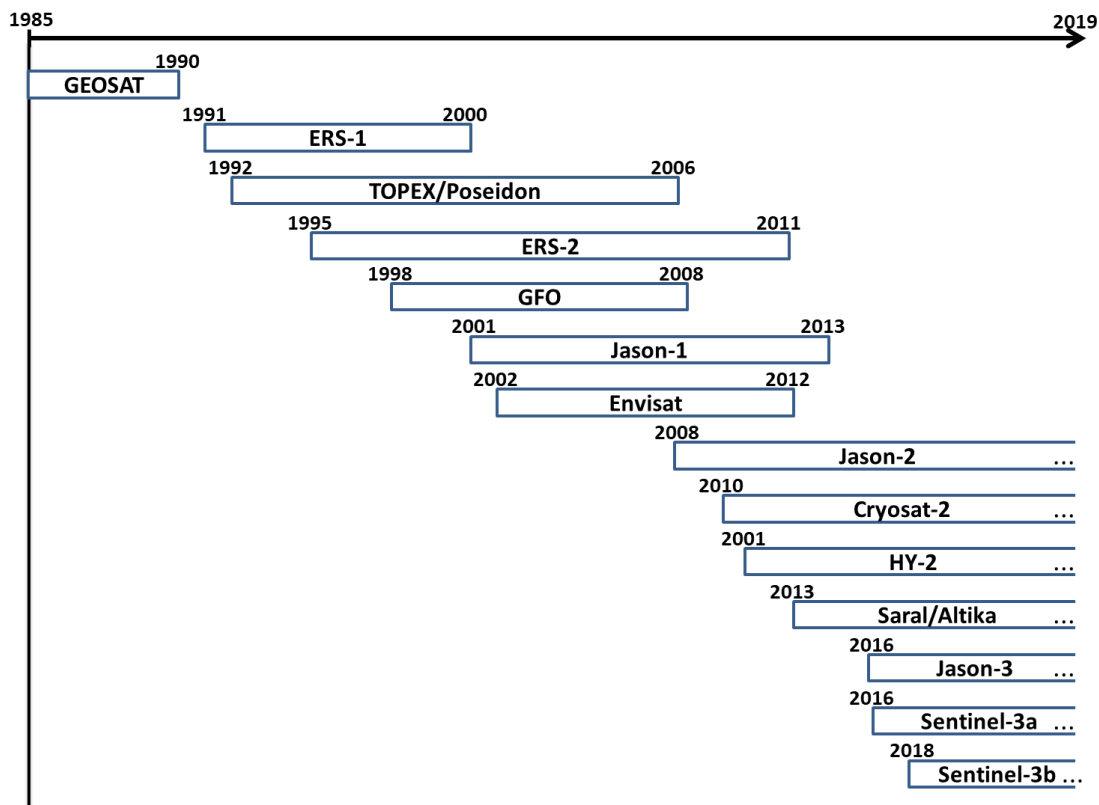


Figura 3. Satélites altimétricos que operaram ou ainda operam ao redor do globo.

1.2.2 Princípio da Medida

Os satélites altimétricos utilizam sensores ativos que se baseiam no tempo de retorno do pulso de radar que ele mesmo envia em direção à superfície do mar para que, a partir desta medida, seja determinada sua altitude em relação a superfície do mar (*range* do satélite). Esta medida é feita ao longo da trajetória do satélite (dados *along track* ou colineares) e a resolução espacial *along track* padrão é de ~6,5 km (dados de 1 Hz). Para produtos especiais, como os voltados para os estudos em rios, lagos e baías, alguns satélites permitem a estimativa de um *range* a cada ~250 m ao longo de suas trajetórias (dados de 20 Hz). A Figura 4 apresenta a cobertura espacial alcançada com as observações *along track* do satélite Jason-3 para a região Leste/Sul da costa brasileira.

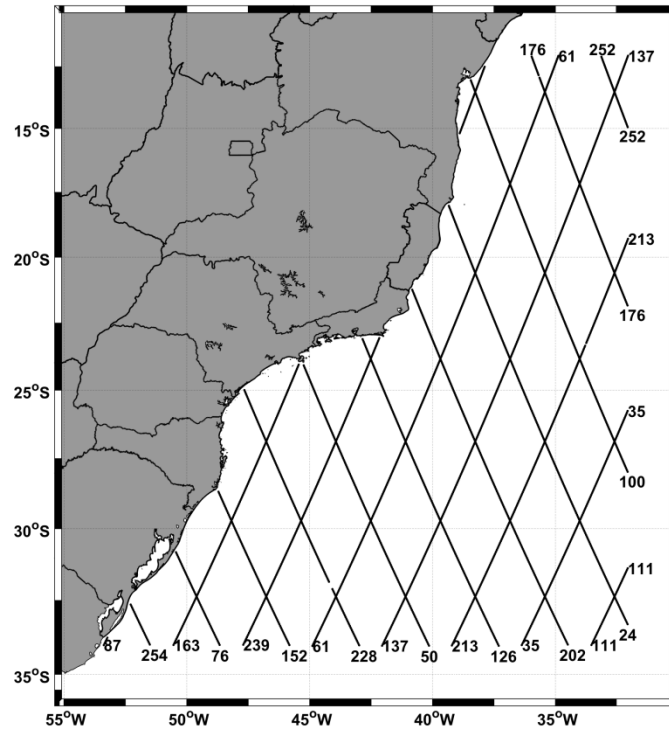


Figura 4. Cobertura espacial alcançada pelo satélite Jason-3 na costa leste e sul do Brasil. Os números na figura indicam os números dos *tracks*.

Além do *range*, os altímetros são capazes de estimar a altura significativa de ondas (HS). Para se estimar tanto o *range* quanto HS, a interpretação da forma de onda detectada pela antena do satélite, após o pulso de radar percorrer a distância entre o satélite e a superfície do oceano, ser refletida pela superfície e retornar para a antena, é feita utilizando-se os chamados algoritmos de *retracking*. Estes algoritmos se baseiam na forma de onda de radar, teórica, que é refletida pela superfície do oceano e que foi desenvolvida por BROWN (1977) e refinada por HAYNE (1980) (Figura 5). Como pode ser visto na Figura 5, a HS e o *range* são estimados utilizando-se diferentes partes da forma de onda de retorno.

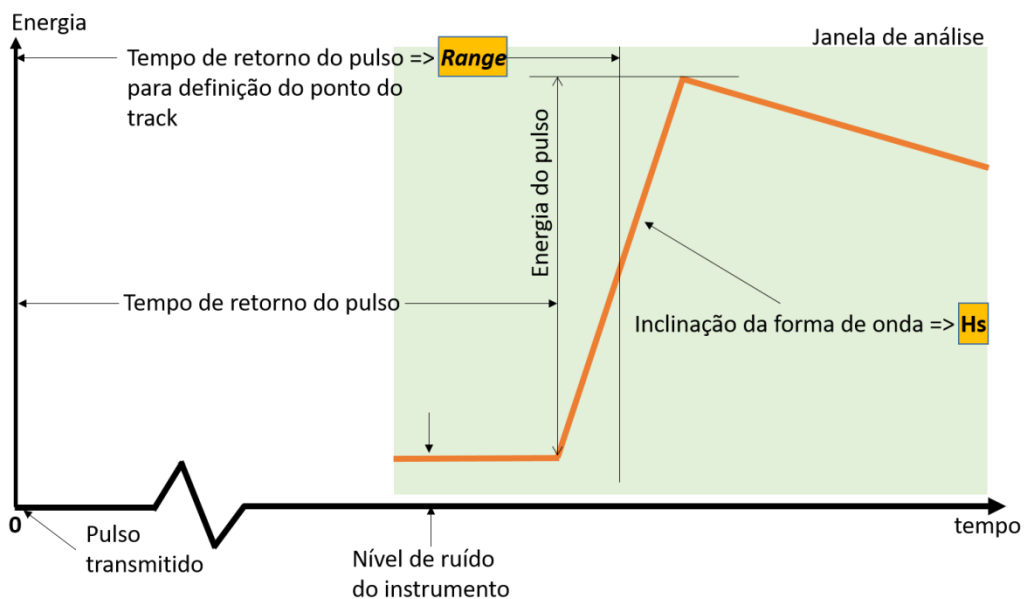


Figura 5. Forma de onda de radar teórica refletida pela superfície do oceano desenvolvida por BROWN (1977) e indicação das regiões da curva de onde são extraídas a ASM e a HS (Modificada de VIGNUDELLI *et al.*, 2011, cap.4 pag.83).

Quando parte do pulso de radar interage com a superfície de terra, a forma de onda de retorno é alterada e algoritmos de *retracking* específicos são utilizados para se estimar o *range* e a HS (Figura 6). Estes algoritmos devem ser capazes de ajustar uma curva da função de Brown às formas de onda alteradas. Isto é feito para que as estimativas sejam possíveis e contêm a maior acurácia e precisão possível. O ajuste da curva não é feito em apenas uma forma de onda, mas sim à uma média de n formas de onda. Isto é possível, pois os altímetros emitem pulsos com frequências de 2000 Hz à 4000 Hz considerando os altímetros convencionais e 18000 Hz considerando os altímetros que operam com *Synthetic Aperture Radar* (SAR). Assim, para se obter uma resolução espacial de ~6,5 km (dados de 1 Hz) uma média de 2000 a 4000 formas de onda é calculada e utilizada para a aplicação do algoritmo de *retracking* (Figura 7).

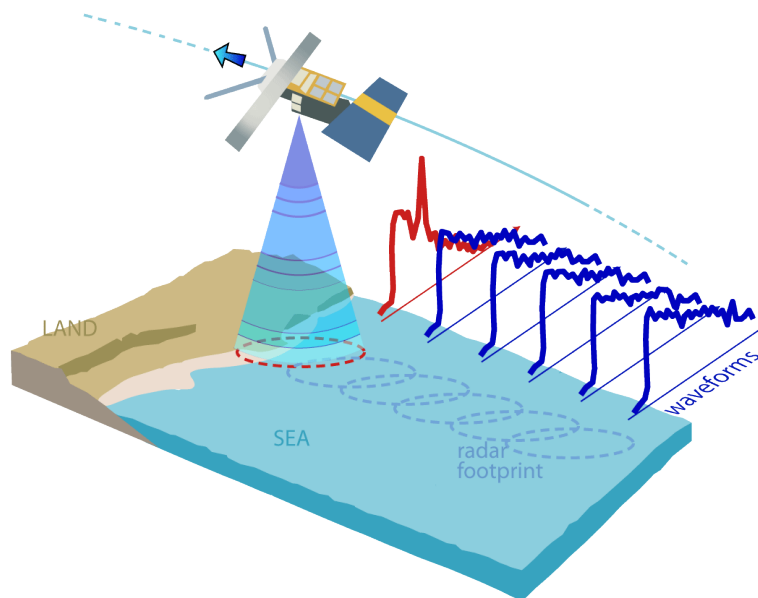


Figura 6. Exemplo da interferência de terra na forma de onda de retorno do radar (Fonte <http://www.coastalt.eu/coastalt-short-web-summary>).

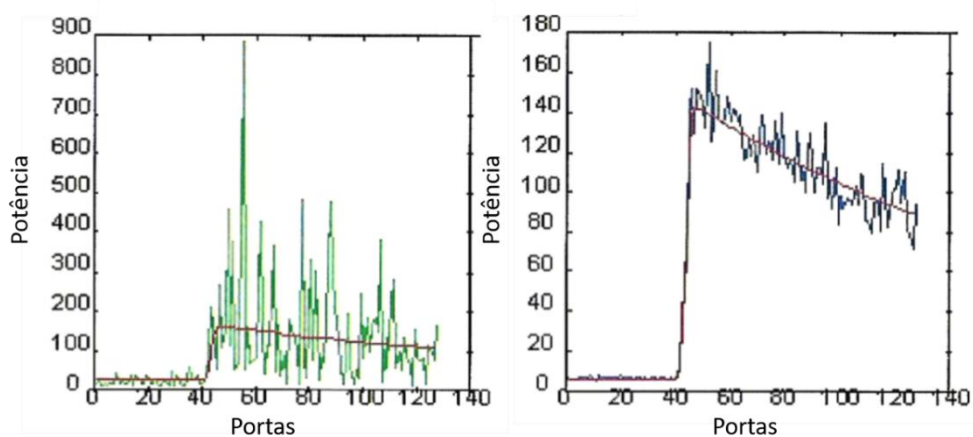


Figura 7. Ajuste da função de Brown à forma de onda de retorno de um pulso de radar (esquerda) e à uma média de n pulsos de radar (direita) (VIGNUDELLI *et al.*, 2011).

Os algoritmos de *retracking* precisam levar em conta muitas variáveis, pois as formas de onda de retorno são diversas, sendo a mais simples aquela obtida em oceano aberto longe dos contornos de terra. Próximo a terra, as formas de onda variam de acordo com a geometria dos contornos da costa, influências de pequenas ilhas, se o satélite se desloca da terra para o mar ou do mar para terra etc. Cada uma das interações com terra gera uma forma de onda de retorno (Figura 8) e o campo de estudo para se aperfeiçoar os algoritmos de *retracking* é amplo (VIGNUDELLI *et al.*, 2011).

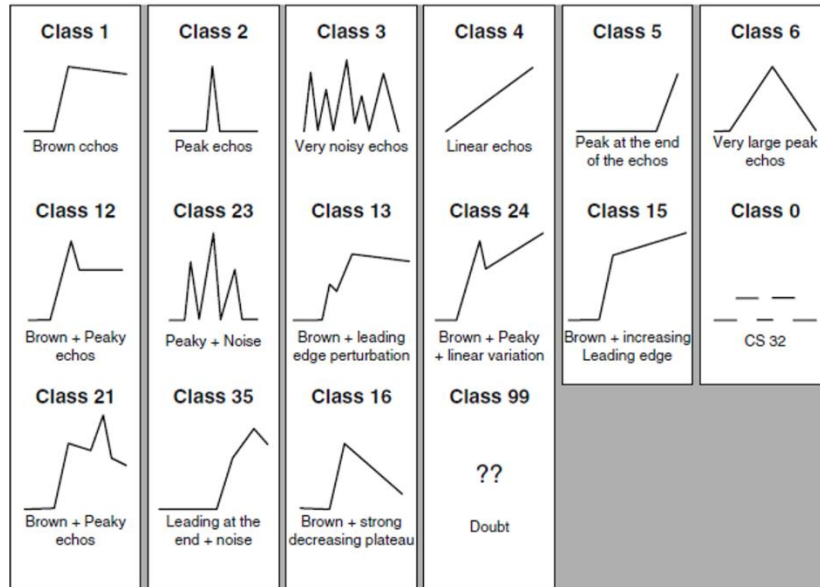


Figura 8. Formas de onda obtidas pelo satélite Jason-2. (VIGNUDELLI *et al.*, 2011).

O quão próximo dos contornos de terra é possível obter um *range* depende do raio da área imageada (*footprint*) por cada satélite e esta depende do número de portas utilizadas para se obter uma forma de onda. As portas, como pode ser visto na Figura 7 (eixo x dos gráficos), são responsáveis por interpretar a intensidade de um pulso de radar recebido. Ao se aproximar de terra pode-se utilizar menos portas fazendo com que a área imageada diminua (Figura 9) descartando pulsos contaminados (degradados por interferência de terra). Porém, o número de portas que devem ser utilizadas também depende das alturas das ondas no mar. Esta dependência está relacionada com a forma de onda do radar, pois quanto maiores forem as ondas no mar, mais inclinada é a forma de onda do radar e mais portas são necessárias para se construir uma forma de onda completa. Isto faz variar o raio do *footprint*. Na Tabela 1 pode ser observado como variam os raios do *footprint* de alguns satélites em função da altura das ondas no mar.

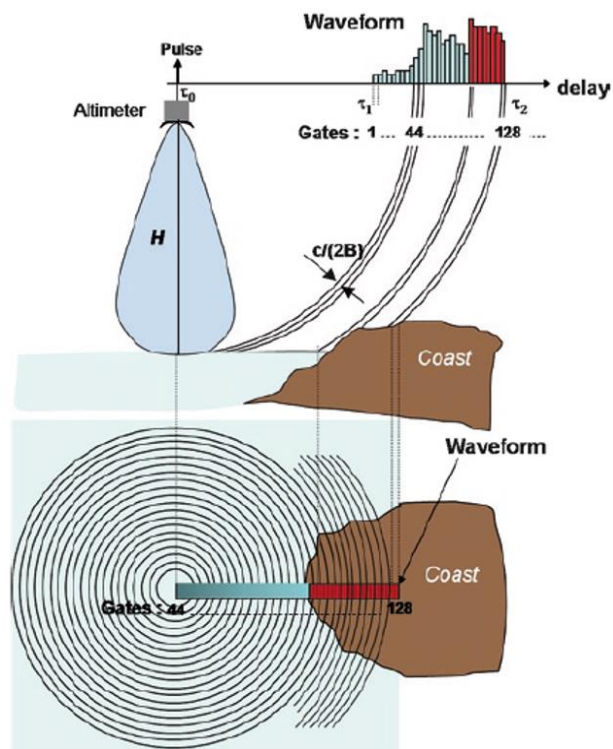


Figura 9. Influência de terra no *footprint*. Em vermelho as portas que recebem o retorno de terra (podem ser descartadas para diminuir o raio do *footprint*) (VIGNUDELLI *et al.*, 2011).

Tabela 1. Raio do *footprint* em função da altura das ondas no mar (CHELTON *et al.*, 1989).

Satélites	ERS-1, ERS-2 e ENVISAT	TOPEX, Jason-1 e Jason-2
HS (m)	Raio do <i>footprint</i> (km)	
0	1,6	2,0
1	2,9	3,6
3	4,4	5,5
5	5,6	6,9
10	7,7	9,6
15	9,4	11,7
20	10,8	13,4

Após a estimativa do *range* pelos algoritmos de *retracking* uma série de correções atmosféricas e geofísicas devem ser aplicadas. As correções atmosféricas se

devem às alterações da velocidade do pulso do radar quando este atravessa a atmosfera. As correções geofísicas existem para eliminar dos dados dos satélites os sinais de processos oceânicos cujos períodos são menores que pelo menos duas vezes o intervalo de amostragem dos satélites (sinais que estão disfarçados devido à baixa taxa de amostragem dos satélites altimétricos). A negligência destas correções pode inviabilizar a utilização dos dados dos altímetros. Abaixo é apresentada a equação utilizada para se estimar o *range* corrigido:

$$\begin{aligned} \text{range} = & \text{range bruto} - \text{correção ionosférica} - \text{correção de troposfera seca} \\ & - \text{correção de troposfera úmida} - \text{correção de estado do mar} \\ & - \text{maré de terra sólida} - \text{maré polar} \\ & - \text{efeito de barômetro invertido} - \text{maré oceânica} \end{aligned}$$

As principais correções e suas respectivas ordens de grandeza são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Magnitude das principais correções atmosféricas e geofísicas (VIGNUDELLI *et al.*, 2011).

Correção	Média (cm)	Variabilidade temporal em Oceano Profundo (Desvio Padrão) (cm)	Variabilidade temporal na proximidade da costa (Desvio Padrão) (cm)
Troposfera seca	231	0-2	0-2
Troposfera úmida	16	5-6	5-8
Ionosférica	8	2-5	2-5
Estado do mar	5	1-4	2-5
Barômetro Invertido	~0-2	5-15	5-15
Maré oceânica	~0-2	0-80	0-500

Uma vez calculado um *range*, para se estimar a ASM é necessária a obtenção da posição e altitude do satélite referente a uma superfície. Para tanto, utilizando os sistemas de navegação DORIS, LASER e GPS é determinada a órbita do satélite. Esta fornece a posição geográfica e a altitude do satélite referente a uma superfície teórica e pré-determinada denominada elipsóide de referência. A ASM referente ao elipsoide é obtida subtraindo o *range* do satélite da altitude do satélite (Figura 10). Os três sistemas

de navegação, quando utilizados em conjunto, permitem que a ASM estimada tenha uma precisão melhorada. Utilizando-se somente o DORIS a precisão é de 10 cm, DORIS + LASER a precisão passa para 2,5 cm e DORIS + LASER + GPS a precisão é de 1,5 cm.

Resumindo:

$range$ = altura do satélite referente à superfície do mar;

altitude = altura do satélite referente ao elipsóide;

$ASM = altitude - range$.

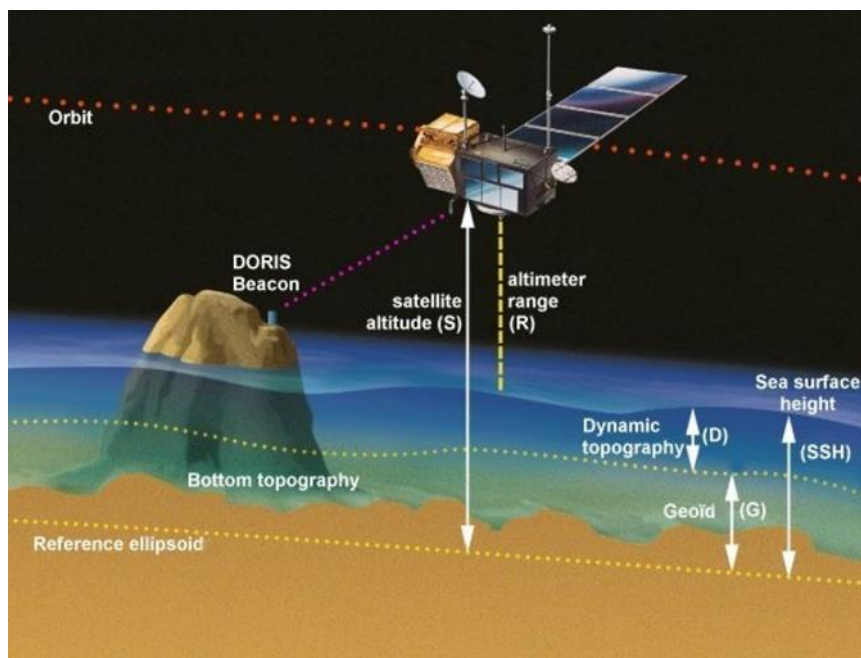


Figura 10. Princípio da medição da ASM por satélite (Fonte: AVISO).

Entre as estimativas feitas utilizando-se os parâmetros altimétricos medidos por satélites existe a chamada Topografia Dinâmica (TD). Esta é a variável que tem a maior importância para o estudo da dinâmica dos oceanos, pois é através dela que é possível estimar, por exemplo, as correntes geostróficas nos oceanos. Porém, para o cálculo da TD é necessário que existam medidas precisas do Geóide (superfície equipotencial da Terra) para que seja possível descontá-lo da ASM. Nos dias de hoje, ainda não existe medida precisa do Geóide que nos permita simplesmente subtraí-la da ASM para encontrar a TD, onde:

$$TD = ASM - \text{Geóide}$$

Uma estratégia para contornar essa limitação é calcular uma Topografia Dinâmica Média (TDM) que represente a circulação média dos oceanos e que possa ser estimada utilizando outras fontes de dados. Deve-se, também, ter uma série temporal de dados altimétricos suficientemente longa, para estimar uma Altura Média da Superfície do Mar (AMSM), na qual estejam inseridas somente o sinal da altura do geóide e das alturas geradoras das correntes médias. Assim, temos que:

$$\text{Geóide} = \text{AMSM} - \text{TDM}.$$

Como

$$\text{TD} = \text{ASM} - \text{Geóide},$$

temos que:

$$\text{TD} = \text{ASM} - \text{AMSM} + \text{TDM}.$$

Como $\text{ASM} - \text{AMSM}$ representa a Anomalia da Altura da Superfície do Mar (AASM), ou seja:

$$\text{AASM} = \text{ASM} - \text{AMSM},$$

temos que:

$$\text{TD} = \text{AASM} + \text{TDM}.$$

Desta forma, tendo-se a AASM diária, podemos combiná-la com uma TDM advinda de outra fonte de dado, como por exemplo, de um modelo oceânico, para obtermos uma TD do dia. Por este motivo o que é efetivamente disponibilizado por projetos envolvendo altimetria por satélite e/ou assimilado nos modelos oceânicos é a AASM.

1.2.3 Principais projetos criados para o desenvolvimento de produtos de altimetria por satélite

Ao longo dos anos foram desenvolvidos diversos projetos para o processamento de dados de altimetria por satélite, cujo objetivo era calcular uma AASM para fins específicos. O projeto denominado *Data Unification and Altimeter Combination System* (DUACS), iniciado em 1997 foi um dos pioneiros e processava dados para auxiliar a modelagem numérica e o monitoramento dos oceanos. Inicialmente a sigla DUACS significava *Developing Use of Altimetry for Climate Studies* criado pela instituição

francesa denominada *Collected Localization Satellite* (CLS). O projeto foi interrompido 3 anos após sua criação, porém os produtos continuaram a ser disponibilizados para projetos envolvendo oceanografia operacional e modelagem numérica. No ano de 2001 o DUACS foi integrado ao *Centre National D'Études Spatiales* (CNES) sendo aprimorado e mantido junto ao CLS e ao *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS). Hoje o DUACS processa os dados de todos os satélites altimétricos e fornece uma AASM multisatélite homogênea, ou seja, todas as AASMs calculadas utilizando os dados dos diferentes satélites possuem uma mesma referência e uma mesma qualidade relacionada as correções aplicadas. Ao longo da vida do projeto DUACS diversos trabalhos vêm sendo publicados, dos quais podemos destacar: LE TRAON e OGOR (1998); LE TRAON *et al.* (1998); PASCUAL *et al.* (2006); PUJOL *et al.* (2016).

Outro projeto surgiu em 2001 a partir de uma cooperação entre França, Itália e Reino Unido denominado *Altimeter-Based Investigations in Corsica, Capraia and Contiguous Areas* (ABICOCCA). Neste período o objetivo foi desenvolver uma metodologia de tratamento, calibração e validação de dados altimétricos próximos aos contornos de terra (CARRÈRE e LYARD, 2003; LYARD *et al.*, 2003; ROBLOU e LYARD, 2004; VIGNUDELLI *et al.*, 2005; VIGO *et al.*, 2005). CARRÈRE E LYARD (2003) desenvolveram a correção denominada *Dynamic Atmosphere Correction* (DAC) utilizando um modelo global escrito em elementos finitos denominado *2D Gravity Waves model* (MOG2D). Esta correção visa eliminar dos dados altimétricos as variações da altura do oceano forçadas pelo efeito de barômetro invertido, causado pela pressão atmosférica, e aquelas forçadas por variações de alta frequência do campo de vento. Os sinais associados a estes dois fenômenos estão disfarçados nos dados medidos pelos satélites altimétricos devido à baixa taxa de amostragem. Esta correção teve um forte impacto no processamento dos dados e acabou sendo incorporada ao processamento realizado pelo DUACS, até mesmo para dados medidos em regiões oceânicas.

Após o ABICOCCA, em dezembro de 2006, utilizando toda a experiência adquirida com o referido projeto, surgiu na Europa o projeto *Altimetry for Coastal Regions* (ALTICORE). O objetivo deste projeto foi melhorar as correções de maré oceânica, forçantes atmosféricas de alta frequência (períodos menores que 20 dias), recalcular as médias de longo período da ASM, aumentar a resolução espacial *along track* e realizar a calibração multisatélite para aumentar a cobertura espaço-temporal das

medidas. Após dois anos foram gerados produtos altimétricos regionais para todo o Mar Mediterrâneo, Mar Negro, Mar Cáspio e Mar Barents.

DUFAU *et al.* (2007) e MORENO *et al.* (2008) realizaram um levantamento das necessidades de cada usuário de dados de altimetria. Nestes trabalhos foram relacionadas informações envolvendo, desde quais seriam as variáveis disponibilizadas nos arquivos de dados, até em qual formato estes deveriam ser gravados. No final foi acordado que os arquivos deveriam conter os *ranges* dos altímetros estimados por diferentes algoritmos de *retracking*, todas as correções atmosféricas e geofísicas separadas, uma AASM calculada, altura significativa de onda e intensidade do vento. Todas estas variáveis deveriam ser liberadas até a menor distância da costa, até mesmo se algumas delas apresentassem características que mostrassem qualidade duvidosa. Estes estudos foram a primeira parte de duas iniciativas que surgiram na Europa nos anos de 2007 e 2008 denominadas *Prototype Innovant de Système de Traitement pour les Applications Côtières et l'Hydrologie* (PISTACH) e *Coastal Altimetry* (COASTALT).

O PISTACH foi criado na França pelo CNES com o objetivo de se produzir dados de altimetria costeira em escala global. Os dados processados são oriundos apenas do satélite Jason-2 e nos arquivos são disponibilizadas diferentes alturas derivadas de diferentes algoritmos de *retracking*, com todas as correções atmosféricas e geofísicas geradas por modelos globais. O projeto COASTALT foi criado pela *European Space Agency* (ESA) e desenvolveu produtos derivados apenas do satélite ENVISAT. O sistema criado foi semelhante ao do projeto PISTACH, onde o conteúdo dos arquivos de dados disponibilizados é semelhante. O objetivo destes dois projetos é estimular os estudos de altimetria, fornecendo aos pesquisadores informações que possibilitem o desenvolvimento de novas metodologias de tratamento e calibração dos dados e/ou a estimativa de novas correções atmosféricas e geofísicas. Estes dados ainda estão disponíveis e podem ser baixados no *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO).

No ano de 2014 foi criado o projeto denominado *Prototype for Expertise on AltiKa for Coastal, Hydrology and Ice* (PEACHI). Este foi responsável pelo desenvolvimento e aprimoramento de produtos altimétricos advindos das observações do satélite SARAL/AltiKa (TROUPIN *et al.*, 2015). O processamento dos dados

envolvia o teste de algoritmos para detecção das formas de onda do radar em regiões costeiras e com presença de gelo. Deste projeto foram gerados até mesmo produtos de detecção de icebergs em regiões de altas latitudes.

Uma iniciativa brasileira no campo da altimetria por satélite ocorreu no ano de 2012, quando a REMO fechou uma parceria com o centro francês CLS. Esta aliança deu origem ao projeto denominado *Altimetry Tailored and Optimized for Brazilian Applications* (ATOBA). O ATOBA teve como objetivo o refinamento e desenvolvimento de dados AASM medidos por satélites, processados especificamente para as regiões da costa brasileira. DAHER e COSTA (2014) avaliaram os produtos derivados do projeto ATOBA e demonstraram um ganho tanto na qualidade das correções de maré como também no dimensionamento dos filtros para a eliminação dos ruídos de pequeno comprimento de onda. A correção de maré desenvolvida durante o projeto ATOBA utilizou resultados do modelo global FES2012. Durante o projeto, que foi encerrado no ano de 2015, não foi criado um sistema de tratamento de dados que utilizasse modelos regionais para a definição das correções de maré oceânica. Todos os dados processados abrangeram regiões mais distantes que ~25 km dos contornos de terra (DAHER e COSTA, 2014). No ano de 2016, utilizando os estudos desenvolvidos durante o ATOBA, o DUACS alterou o comprimento de onda de corte do filtro de pequeno comprimento de onda utilizado no processamento dos dados *along track* disponibilizados para a comunidade científica. Anteriormente este comprimento de onda variava com a latitude ficando em 58 km entre as latitudes de 90°S/N e 40°S/N, 90 km entre 40°S/N e 30°S/N, 135 km entre 30°S/N e 20°S/N, 190 km entre 20°S/N e 10°S/N e 235 km entre 10°S e 10°N. Após o ATOBA o DUACS fixou este comprimento de onda de corte em 65km para todo o globo (DUFAU *et al.*, 2016; PUJOL *et al.*, 2016)

Durante todo o desenvolvimento da altimetria por satélite foi verificado que, para a maior parte das regiões do globo, a correção de maré oceânica é a correção que mais impacta a qualidade dos dados altimétricos em regiões mais rasas que 1000 m (LYARD *et al.*, 2006; MERCIER *et al.*, 2008; STAMMER *et al.*, 2014). Como pode ser visto na Tabela 2 deste documento, entre todas as correções aplicadas aos dados dos altímetros, a correção de maré oceânica é a que apresenta a maior variabilidade espaço-temporal, tendo desvio-padrão de até 5 metros em regiões costeiras. Esta correção é feita tradicionalmente utilizando modelos globais de maré. Entre estes modelos destacamos os modelos TPXO *Global Tidal Solutions*, *Goddard/Grenoble Ocean Tide*

Model (GOT) e *Finite Element Solution* (FES). Com o aumento da quantidade de medidas de altimetria, os resultados da modelagem de maré foram melhorados utilizando métodos de assimilação de dados e os três modelos citados acima representam parte deste desenvolvimento (EGBERT e EROFEEVA, 2002; LYARD *et al.*, 2006; ZARON e EGBERT, 2007). Na seção seguinte serão apresentados mais detalhes sobre a modelagem da maré oceânica e das melhorias alcançadas ao longo dos anos.

1.3 Modelagem global da maré oceânica

O sinal da maré oceânica presente nas medidas altimétricas feitas por satélites está disfarçado (*aliasing*) devido a taxa de amostragem dos satélites. Assim, todo e qualquer sinal deste fenômeno deve ser retirado dos dados, o que pode ser feito utilizando análise harmônica de maré ou modelagem numérica. Tradicionalmente, isto é feito utilizando modelagem numérica para que se mantenha uma homogeneidade entre dados de diferentes satélites, pois a análise harmônica só é aplicável nos dados dos satélites de ciclo repetitivo. Desta forma, a acurácia das previsões de maré feitas por modelos numéricos se torna essencial para a obtenção de dados altimétricos de qualidade (FU e CAZENAVE, 2001).

Desde os trabalhos pioneiros envolvendo modelagem de maré em escala global publicados por PEKERIS e ACCAD (1969), SCHWIDERSKI (1979) PARKE e HENDERSHOTT (1980), vários modelos foram surgindo e o primeiro trabalho no qual foram feitas comparações entre os melhores modelos disponíveis foi publicado por SHUM *et al.* (1997). Este trabalho foi publicado aproximadamente 5 anos após o lançamento do satélite Topex/Poseidon, cuja órbita foi definida justamente para possibilitar o estudo da maré astronômica. O trabalho de SHUM *et al.* (1997) documentou a melhora obtida na modelagem de maré diante da assimilação de poucos anos de observações do satélite Topex/Poseidon. Os valores de erro médio quadrático entre os modelos diminuíram 5 cm. Este trabalho ajudou a identificar qual modelo era o mais indicado para se estimar a correção de maré, a qual seria aplicada aos dados altimétricos processados para estudos que não envolviam a maré astronômica. Os modelos que foram indicados para esta utilização foram o GOT, o TPXO e o FES (mais adiante serão apresentados os detalhes destes três modelos). Mesmo diante das melhorias obtidas, SHUM *et al.* (1997) já alertavam para os problemas encontrados nos resultados dos modelos globais em regiões rasas.

O trabalho mais recente envolvendo a comparação entre os principais modelos globais de maré é o trabalho publicado por STAMMER *et al.* (2014), o qual analisou os resultados dos modelos listados na tabela 3. Estes autores demonstraram que a divergência dos resultados dos modelos aumenta nas regiões mais rasas que 1000 m. Este fato demonstra, que mesmo 17 anos após o trabalho publicado por SHUM *et al.* (1997), os modelos de maré globais ainda possuem uma discordância em regiões rasas. A tabela 4 resume os resultados dos cálculos do Erro Médio Quadrático misfit (RMSmisfit) e da Soma Média Quadrática misfit (RSSmisfit) da comparação feita por STAMMER *et al.* (2014). Estas duas métricas de comparação também são utilizadas neste trabalho e suas equações são explicadas no Anexo-A. STAMMER *et al.* (2014) observaram que para as principais componentes diurnas as diferenças entre os resultados dos modelos podem triplicar de tamanho em regiões mais rasas que 1000m (Tabela 4). Os resultados da comparação considerando as componentes semi-diurnas M2 e S2 demonstram que a divergência entre os resultados dos modelos pode aumentar em uma ordem de grandeza nas regiões mais rasas que 1000m. Os RSSmisfit para as componentes Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2 e K2 estimados em regiões oceânicas e regiões rasas são de 0,64 cm e 4,06 cm, respectivamente. As acurácias dos modelos ficam próximas a 0,9 cm nas regiões mais profundas que 1000 m, 5 cm entre a costa e a profundidade de 1000 m e 6,5 cm junto a costa. As diferenças efetivas podem chegar a mais de 30 cm.

As comparações feitas por STAMMER *et al.* (2014) utilizando estações maregráficas costeiras, cujas posições são apresentadas na Figura 11, permitem definir quais modelos aproximam-se mais da realidade. A Tabela 5 apresenta um resumo destes resultados e os números em negrito destacam os menores RMSmisfit e RSSmisfit. Os modelos TPXO8b e FES2012 foram os modelos que possuem um melhor desempenho com RSSmisfit de 5,05 cm e 4,96 cm, respectivamente.

Tabela 3. Modelos utilizados no trabalho de STAMMER *et al.* (2014).

MODELO	RESOLUÇÃO
Modelos modernos	
GOT4.8	1/4°
OSU12	1/8°

DTU10	1/8°
EOT11a	1/8°
HAM12	1/8°
FES2012	1/12°
TPX08	1/30°
Modelos Históricos	
NSWC	1°
CSR3.0	1°
Modelos puramente hidrodinâmicos	
HIM	1/8°
OTIS-GN	1/8°
STORMTIDE	1/10°
OTIS-ERB	1/12°
STM-1B	1/12°
HYCOM	1/12,5°

Tabela 4. RMSmisfit (cm) e RSSmisfit (cm) entre os modelos citados na tabela anterior (STAMMER *et al.*, 2014).

Componentes	RMSmisfit								RSS
	Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2	
Média Global	0,22	0,60	0,32	1,02	0,50	1,84	0,86	0,34	2,45
Profundidade									
>1000 m	0,15	0,23	0,14	0,30	0,22	0,30	0,24	0,19	0,64
<1000 m	0,23	0,66	0,38	1,12	0,78	3,39	1,50	0,50	4,06

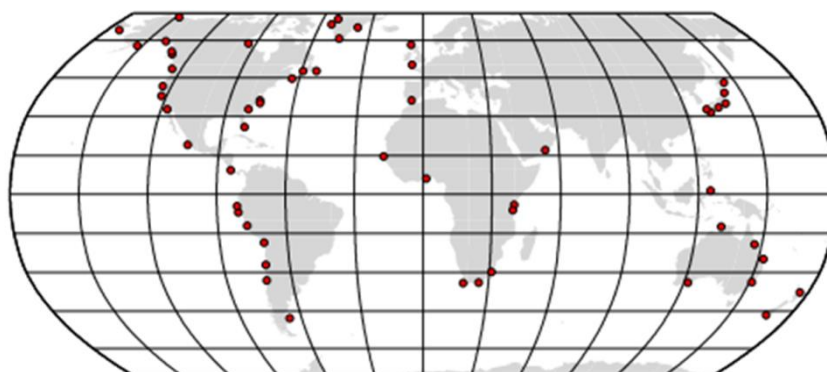


Figura 11. Posição das estações maregráficas utilizadas por STAMMER *et al.* (2014).

Tabela 5. RMSmisfit (cm) e RSSmisfit (cm) entre os modelos citados na Tabela 4 e as observações das estações costeiras apresentadas na Figura 11 (STAMMER *et al.*, 2014).

Modelos	RMSmisfit								RSS	RMSmisfit	
	Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2		M4	MS4
GOT4.8	0,69	1,05	0,92	1,68	1,97	4,14	2,93	1,59	6,11	1,25	-
OSU12	1,00	1,17	0,84	1,75	1,87	4,61	3,00	1,15	6,42	1,44	-
DTU10	0,82	1,11	1,06	1,70	1,80	3,44	2,39	1,57	5,40	1,26	-
EOT11	0,73	1,07	0,78	1,64	1,86	5,05	3,39	1,31	6,87	1,11	-
HAM12	0,97	1,16	0,80	2,02	2,01	3,89	2,52	1,44	5,88	-	-
FES2012	0,80	1,00	0,89	1,51	1,58	3,33	2,30	1,02	4,96	0,98	1,33
TPXO8b	0,82	1,00	0,82	1,47	2,00	3,50	1,93	1,12	5,05	0,88	1,51

Ainda analisando a Figura 11 é possível observar que as comparações feitas por STAMMER *et al.* (2014) não contemplam estações maregráficas na costa brasileira. Já no trabalho publicado por DAHER *et al.* (2015) foram utilizadas apenas estações maregráficas costeiras instaladas ao longo da costa do Brasil. Neste trabalho foram feitas avaliações dos modelos FES2012, GOT4.7 e TPXO7.2 e de resultados da análise harmônica de dados de satélites. Analisando o RSSmisfit considerando as componentes Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2 e K2 foi demonstrado que os resultados dos modelos globais de maré GOT4.7, TPXO 7.2 e FES2012 começam a divergir a partir da profundidade de 200 m em direção a costa (Figura 12). As maiores diferenças ocorrem

na região norte do Brasil próximo a Foz do Rio Amazonas, RSSmisfit de até 88 cm (Figura 13). Na região ao norte de 35°S e ao sul de 5°S o RSSmisfit médio é de 8 cm. Estes autores mostram ainda que as diferenças médias entre os dados de marégrafos e os resultados dos modelos globais de maré ficam próximas a 10 cm, considerando toda a costa.

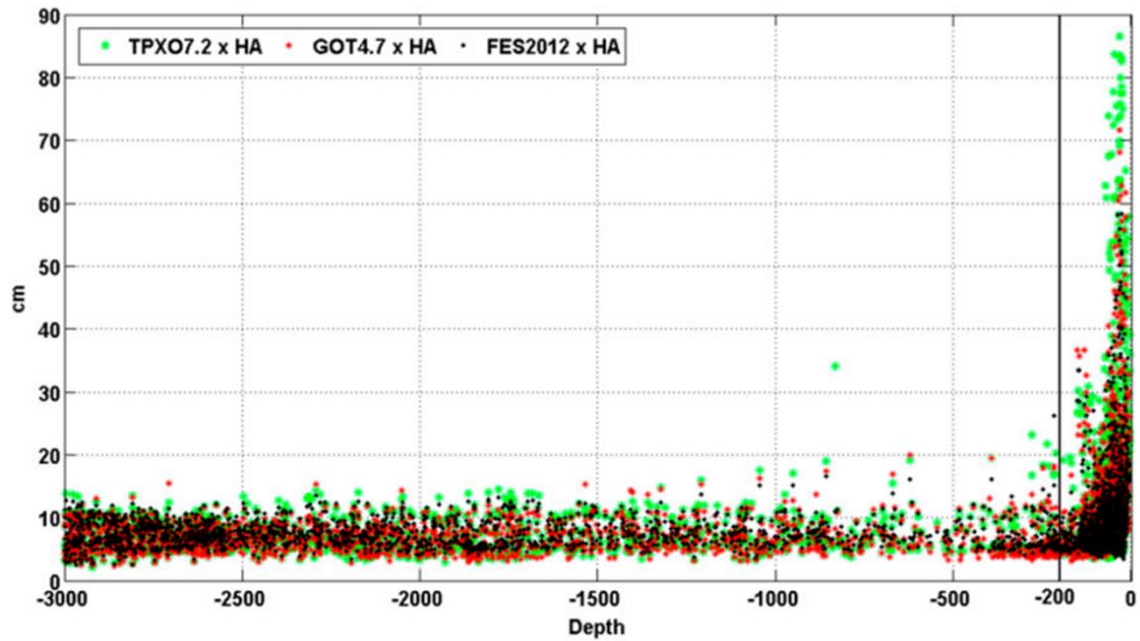


Figura 12. RSSmisfit entre os modelos globais de maré GOT4.7, TPXO 7.2 e FES2012 e análise harmônica (HA) de dados de satélites na região entre as latitudes 5°N-35°S e longitudes 55°W-20°W (DAHER *et al.*, 2015).

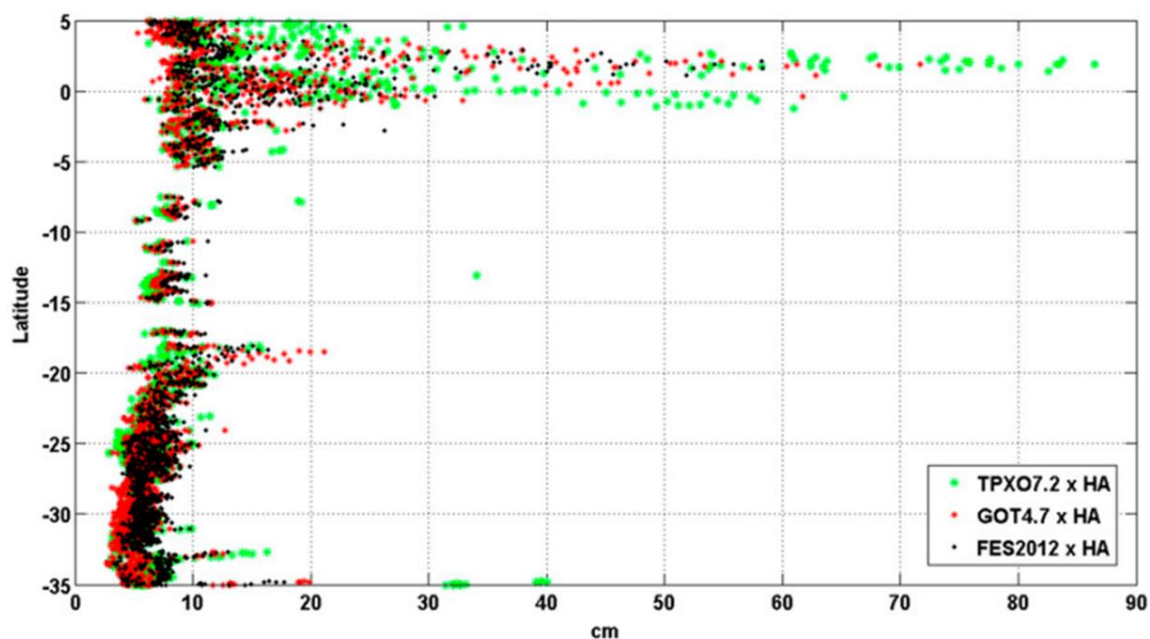


Figura 13. RSSmisfit entre os modelos globais de maré GOT4.7, TPXO 7.2 e FES2012 e análise harmônica (HA) de dados de satélites organizados em função da latitude. Região entre as latitudes 5°N-35°S e longitudes 55°W-20°W (DAHER *et al.*, 2015).

O trabalho de STAMMER *et al.* (2014) também analisou os resultados de modelos puramente hidrodinâmicos como o HYCOM. Este modelo foi rodado sem assimilação de dados altimétricos, porém por conter as partes barotrópica e baroclínica este modelo possui mais uma forma de dissipar parte da energia da maré, ou seja, é capaz de converter parte da energia barotrópica em movimentos baroclínicos (EGBERT e RAY, 2000). Comparando os resultados do HYCOM com análise harmônica de dados observados STAMMER *et al.* (2014) encontraram RMSmisfit de 7,82 cm em regiões oceânicas e 26,2 cm em regiões rasas, considerando a componente M2. Para os modelos que assimilam dados de satélite esta diferença foi em média de 0,8 cm em regiões profundas e 4 cm em regiões rasas. Utilizando o modelo TPXO8 como uma referência dos modelos que assimilam dados de satélite para avaliar o HYCOM, estes autores encontraram um RMSmisfit de 7 cm e 49 cm em regiões oceânicas e costeiras, respectivamente. Diante dos resultados dos trabalhos analisados, nos quais foram avaliados os resultados dos modelos globais de maré, abaixo faremos um descritivo dos modelos utilizados atualmente para se estimar a correção de maré oceânica para os principais produtos altimétricos: TPXO, FES e GOT. Estes modelos também serão utilizados para validação dos resultados do presente trabalho.

1.3.1 TPXO

O TPXO é um modelo de maré que foi desenvolvido por EGBERT *et al.* (1994) e aprimorado por EGBERT e EROFEEVA (2002) para assimilar dados de satélites altimétricos e estações de maré. O acrônimo TPXO está associado ao satélite TOPEX/Poseidon o qual foi o primeiro satélite a fornecer informações precisas para serem assimiladas neste modelo. A batimetria utilizada é oriunda do *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) (<https://www.gebco.net/>) com alguns ajustes nas regiões próximas a Antártica. Atualmente o modelo TPXO encontra-se na versão 9 (TPXO9.v1), cujos dados fornecidos contemplam 12 componentes harmônicas de maré (nível e velocidade) (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, M4, MS4, MN4 e 2N2) com resolução de $1/30^\circ$ em grade regular. Estes dados de $1/30^\circ$ cobrem as regiões costeiras e baías ao redor do globo. A versão anterior, TPXO8, fornece as constantes harmônicas M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1 e M4 em resolução $1/30^\circ$ em escala global e as componentes MF, MM, MS4 e MN4 em resolução de $1/6^\circ$, também em escala global. Na versão 8 e 9 os dados de satélites são incorporados no modelo, primeiramente, aplicando uma análise harmônica de maré nos dados colineares dos satélites Topex e Jason-1. As constantes de maré obtidas por esta análise são assimiladas nos pontos de grade do modelo distantes até 12 km dos pontos ao longo dos *tracks* dos satélites. Nas regiões costeiras, onde os dados do TOPEX e Jason-1 se tornam muito esparsos, dados do satélite ERS-1, ERS-2 e Envisat são utilizados para melhorar as informações das constantes de maré lunar. Dados de estações costeiras de maré também são incorporados ao modelo para o refinamento dos resultados em algumas regiões, nas quais a resolução espacial foi aumentada. A região próxima a Foz do Rio Amazonas, por exemplo, (única região do Brasil que faz parte deste processamento em alta resolução) os resultados do TPXO contemplam as constantes M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, M4, MS4 e MN4 em grade regular de $1/60^\circ$. Os dados assimilados são oriundos de 531 ciclos do TOPEX/Poseidon em 6018 pontos e 28 estações costeiras de maré (<http://volkov.oce.orst.edu/tides/AmS.html>). Para o restante das áreas ao longo da costa brasileira os dados do TPXO8 e 9 seguem o padrão da resolução de $1/30^\circ$.

1.3.2 FES

Finite Element Solution (FES) *tide model* é o modelo de maré escrito em elementos finitos, mais moderno atualmente. Foi desenvolvido por LE PROVOST *et al.*

(1994) e é baseado no *Toulouse-Unstructured Grid Ocean model* (T-UGOm), o qual possui uma malha não estruturada e trabalha no domínio do tempo e da frequência, como descrito em LYARD *et al.* (2006). Este modelo assimila dados de altimetria por satélite e para isso aplica a *Spectral Ensemble Optimal Interpolation* (SpEnOI). A quantidade de dados assimilados é aumentada em regiões rasas. Os satélites utilizados são TOPEX, Jason-1, Jason-2, ERS-1, ERS-2 e Envisat. O modelo hidrodinâmico de reanálise *Global Ocean Reanalysis 2 Version 1* (GLORYS1-V1 – Ferry et al 2012) é utilizado para eliminar dos dados de satélite os sinais anual e semianual não astronômicos. O modelo GOT4.8 é utilizado para se estimar a *load tide* (deslocamento vertical da crosta terrestre causada pela passagem da onda de maré oceânica). A discretização horizontal usada se baseia na interpolação polinomial contínua de segunda ordem de Lagrange para elevação e interpolação descontínua não conforme de primeira ordem (aproximação linear com nós localizados nos pontos centrais dos lados dos elementos) para as correntes de maré.

Em 2012 o FES passou por uma melhoria diante da assimilação de 20 anos de dados de altimetria por satélite (CARRÈRE *et al.*, 2012) e novas informações de batimetria advindas do GEBCO e de outras áreas costeiras foram incorporadas ao modelo. Neste mesmo momento campos batimétricos regionais da costa brasileira foram incorporados ao FES através da parceria formada entre Brasil e França durante o projeto ATOBA. A resolução da grade não estruturada varia de 1 km nas regiões costeiras até 25 km nas regiões oceânicas. Atualmente o FES se encontra na versão 2014 (FES2014). Os dados são fornecidos em grade regular de $1/16^\circ$ para 34 constantes de maré: 2N2, EPS2, J1, K1, K2, L2, LA2, M2, M3, M4, M6, M8, MF, MKS2, MM, MN4, MS4, MSF, MSQM, MTM, MU2, N2, N4, NU2, O1, P1, Q1, R2, S1, S2, S4, SA, SSA e T2.

1.3.3 GOT

O modelo de maré *Goddard/Grenoble Ocean Tide* (GOT) foi desenvolvido no *Goddard Space Flight Center* por SCHRAMA e RAY (1994) e aprimorado por RAY (1999). Este modelo foi baseado nos resultados de outros vários modelos globais e regionais de maré, combinados com a análise harmônica de dados de satélites altimétricos. No oceano profundo entre as latitudes 66°N e 66°S o modelo se baseia apenas nos resultados das análises do satélite Topex/Poseidon. Nas altas latitudes são analisados dados dos satélites da série ERS (ERS-1 e ERS-2).

As componentes de maré não possuem o sinal da *load tide*, o qual é retirado dos dados por um método iterativo desenvolvido por CARTWRIGHT e RAY (1991). A versão atual do GOT se encontra na versão GOT4.8. A diferença entre esta última versão e a anterior (GOT4.7) se dá apenas pela alteração causada na componente S2, diante da reanálise da correção de troposfera seca aplicada aos dados dos satélites altimétricos. A eliminação dos pequenos erros existentes na correção de troposfera seca causou uma significativa melhora na amplitude e fase da S2 em escala global (RAY, 2011). A resolução espacial do GOT4.8 é de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Esta baixa resolução causa uma baixa acurácia do modelo nas regiões mais costeiras.

2. Objetivo

O presente trabalho está inserido dentro do escopo da REMO e visa desenvolver e aplicar um processo de refinamento de dados de altimetria por satélite para a costa brasileira entre as latitudes 12°S e 34°S e longitudes 54°W e 32°W . O processamento tem o objetivo de gerar dados de AASM prontos para assimilação no modelo HYCOM. Para tanto, será calculada uma nova correção de maré oceânica baseada em modelagem hidrodinâmica regional com o HYCOM sem assimilação de dados, será definido um novo comprimento de onda de corte do filtro dos ruídos de pequeno comprimento de onda, homogeneização e calibração de dados provenientes de diferentes satélites. Para tanto, destacam-se alguns objetivos específicos:

- Definir quais constantes harmônicas de maré presentes nos resultados do modelo FES2014 são as mais importantes para serem utilizadas nos contornos abertos de um modelo hidrodinâmico regional (HYCOM);
- Aplicar um método para se acessar apenas a parte barotrópica da ASM do HYCOM.
- Testar a eficácia de uma análise harmônica de maré desenvolvida para ser aplicável aos dados de AASM medidas por satélites
- Calcular o comprimento da onda de maré baroclínica presente na região de estudo.
- Desenvolver e aplicar um método de homogeneização de dados altimétricos provenientes de diferentes satélites.

3. Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho segue a sequência descrita abaixo:

- Selecionar os resultados do modelo FES2014 para serem utilizados nos contornos abertos de um modelo hidrodinâmico regional (HYCOM);
- Rodar o modelo HYCOM com resolução de $1/24^\circ$ utilizando nos contornos os dados selecionados do FES2014;
- Aplicar um método para se acessar apenas a parte barotrópica da ASM do HYCOM. Realizar a análise harmônica de maré para cada ponto de grade utilizando a ASM resultante. As constantes harmônicas estimadas serão utilizadas para o cálculo da nova correção de maré oceânica regional à serem aplicadas aos dados dos satélites;
- Acessar as séries temporais dos dados de nível 2 dos satélites Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2, Jason-3, ERS-1, ERS-2, Envisat e Sentinel-3a;
- Estimar as constantes harmônicas de maré aplicando uma análise harmônica desenvolvida para ser aplicável aos dados de AASM medidas por satélites. Para esta análise, deverão ser aplicadas nos dados dos satélites, as correções atmosféricas e geofísicas, com exceção da correção de maré. Os dados deverão ser filtrados de forma a gerar dois conjuntos de dados: 1° - os dados deverão ser filtrados de forma a se manter nas séries temporais apenas o sinal da maré barotrópica (Filtro passa baixa com comprimento de onda de corte de 500 km); 2° - os dados deverão ser filtrados de forma a se manter nas séries temporais apenas o sinal da maré baroclínica (Filtro passa banda com comprimentos de onda de corte de 50 km e 500 km);
- Avaliar as constantes harmônicas de maré barotrópica obtidas com os dados do HYCOM, comparando-as com outros modelos globais de maré, marégrafos e aquelas obtidas através da análise harmônica dos dados dos satélites (parte barotrópica);
- Utilizar os resultados das análises de maré dos dados de AASM dos satélites para se estimar um comprimento de onda da maré baroclínica. O comprimento de onda definido deverá ser utilizado como comprimento de onda de corte do filtro dos ruídos de pequeno comprimento de onda presentes nos dados dos satélites.

- Utilizando as constantes harmônicas de maré estimadas através da análise dos resultados de ASM do HYCOM, realizar a previsão da altura da maré para todos os tempos e pontos dos *tracks* dos satélites Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2, Jason-3 e Sentinel-3a. Esta será a nova correção de maré que deverá ser aplicada aos dados destes satélites;
- Aplicar as novas correções de maré oceânica, filtrar e homogeneizar os dados dos diferentes satélites;
- Avaliar os resultados comparando-os com dados de marégrafos e os dados de satélite disponibilizados pelos projetos ATOBA e DUACS.

Abaixo serão dados mais detalhes de cada etapa da metodologia descrita acima.

3.1 Área de Estudo

A área de estudo abrange toda região oceânica e costeira entre as latitudes 12°S e 34°S e longitudes 54°W e 32°W (Figura 14). Esta área foi utilizada para rodar o modelo HYCOM com resolução de 1/24°. Destaca-se na área de estudo as feições oceânica da cadeia de montanhas submarinas Vitória-Trindade na latitude de 20,5°S longitudes de 41°W a 33°W e a elevação de Rio Grande na latitude de 31°S longitude 35°S. Estas duas áreas apresentam forte gradiente batimétrico sendo propícias a gerarem ondas internas associadas a maré interna ou maré baroclínica.

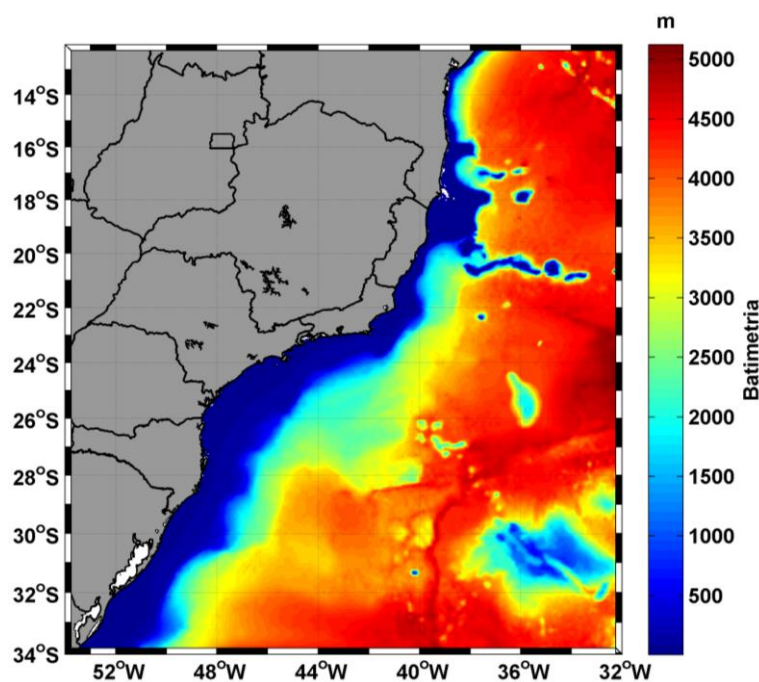


Figura 14. Área de estudo mostrando a batimetria em escala de cor.

3.2 Dados de ASM medidos por satélites

Existem diferentes dados de altimetria por satélites que se diferenciam, basicamente, pela qualidade das correções realizadas, filtragem de determinados comprimentos de onda, interpolação e tempo para disponibilização. A divisão mais geral classifica os dados como:

- *Operational Geophysical Data Records* (OGDR) ou *Real Time*;
- *Interim Geophysical Data Records* (IGDR) ou *Near Real Time*; e
- *Geophysical Data Records* (GDR) ou *Delayed Time*.

Os dados OGDR possuem correções advindas de previsões feitas por modelos globais, uma precisão de 10 cm e são disponibilizados de 3 a 5 horas após serem realizadas as medidas. Os dados IGDR possuem correções advindas de previsões feitas por modelos globais e de sensores a bordo dos próprios satélites, uma precisão de 2,5 cm e são disponibilizados de 2 a 3 dias após serem realizadas as medidas. Os dados GDR possuem as correções advindas de modelos globais de reanálise e de sensores a bordo dos próprios satélites, são os mais precisos e validados cuja precisão pode chegar à 1,5 cm, mas são disponibilizados aproximadamente 60 dias após as passagens dos satélites.

Dentre estes dados existem ainda os de nível 2 e nível 3 (L2 e L3). Os L2 são dados *along track* que não possuem nenhuma interpolação, as correções são disponibilizadas separadamente, possuem ruídos de pequeno comprimento de onda e são dados não homogêneos, ou seja, existe uma diferença de nível entre dados oriundos de diferentes satélites. Os L3 são dados *along track* interpolados para pontos específicos ao longo das trajetórias dos satélites e são validados por projetos como o DUACS (AASM pronta para uso). Além dos dados *along track*, existem também os dados L4, que são interpolados para grades regulares e são denominados como *gridded* ou *merged*.

Os dados L3 e L4 foram desenvolvidos pelo CLS dentro de um sistema de processamento de dados altimétricos denominado *Ssalto multimission ground segment* vinculado ao DUACS e são disponibilizados em <http://marine.copernicus.eu>. Como descrito anteriormente, o DUACS utiliza dados de todos os satélites que operaram e/ou ainda operam para criar um consistente e homogêneo banco de dados altimétricos. Os arquivos de dados são gravados em NetCDF e possuem a AASM mais precisa e validada disponível *on line*, neste caso denominada *Sea Level Anomaly* (SLA). Porém, não são disponibilizados os parâmetros altimétricos os quais foram utilizados para

calculá-la, não sendo possível analisar separadamente as correções aplicadas aos dados. Estes dados possuem uma resolução *along track* de ~20 km. Assim, os dados do projeto DUACS serão utilizados para uma comparação final dos resultados obtidos no presente trabalho.

Para se efetuar o refinamento dos dados de altimetria por satélite deve-se trabalhar com dados L2, os quais não são homogêneos, não são interpolados para pontos médios, porém são disponibilizados todos os parâmetros separadamente para se calcular uma AASM. Nas Figuras 15, 16 e 17 são apresentados, respectivamente, os conteúdos dos arquivos NetCDF, a diferença de resolução e um exemplo da AASM presente nos dados L2 (a) e L3 (b). Desta forma, os dados que serão utilizados neste trabalho são dados de nível 2 da classe IGDR. A Tabela 6 apresenta as séries temporais dos satélites utilizados e seus respectivos locais de acesso. Aqui, vale ressaltar que os satélites Topex, Jason-1, 2 e 3 contemplam a mesma órbita. O mesmo ocorre com os satélites ERS-1, ERS-2 e Envisat.

a)			b)
time	rad_wet_tropo_corr	wind_speed_alt_mle3	time
lat	iono_corr_alt_ku	rad_water_vapor	latitude
lon	iono_corr_alt_ku_mle3	rad_liquid_water	longitude
surface_type	sea_state_bias_ku	ssha	cycle
alt_echo_type	sea_state_bias_ku_mle3	ssha_mle3	track
rad_surf_type	ice_flag	swh_ku	SLA
alt_quality_flag	rad_sea_ice_flag	swh_ku_mle3	
rad_quality_flag	alt	sig0_ku	
geophysical_quality_flag	range_ku	sig0_ku_mle3	
ecmwf_meteo_map_avail	range_ku_mle3	mean_sea_surface	
rain_flag	model_dry_tropo_corr	mean_topography	
rad_rain_flag	swh_ku	bathymetry	
ice_flag	swh_ku_mle3	inv_bar_corr	
hf_fluctuations_corr	pole_tide		
ocean_tide_sol1	wind_speed_alt		
solid_earth_tide			

Figura 15. Conteúdo dos arquivos NetCDF dos dados de nível 2 (a) e nível 3 (b).

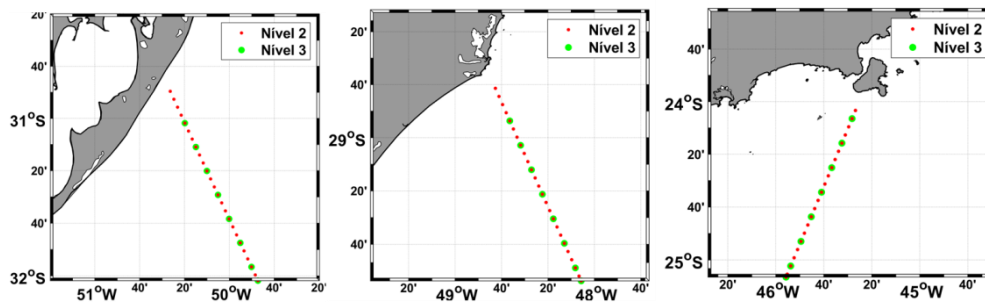


Figura 16. Resolução espacial dos dados de nível 2 (vermelho) e nível 3 (verde).

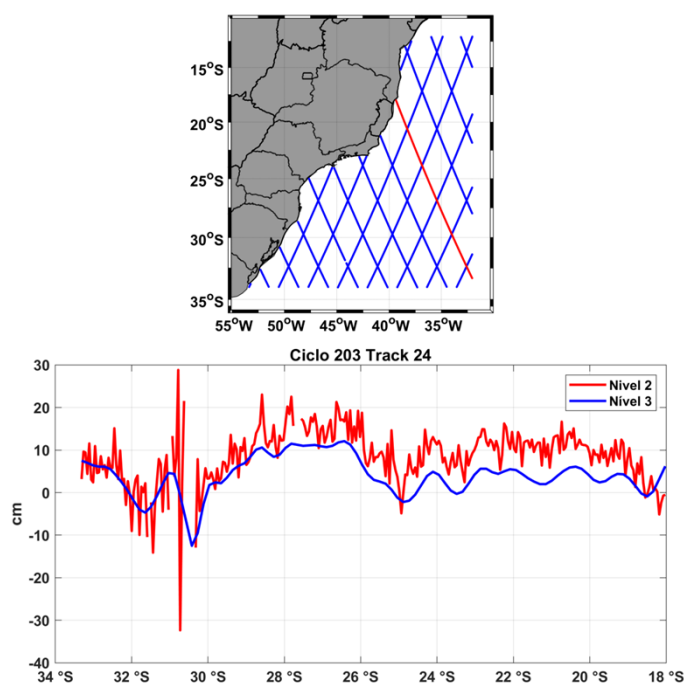


Figura 17. Diferença da AASM dos dados de nível 2 e 3 do satélite Jason-3.

Tabela 6. Satélites utilizados, suas séries temporais e os locais onde foram acessados os dados.

Satélite	Série temporal	Local de acesso
Topex/Poseidon	10/1992 a 08/2002	https://www.aviso.altimetry.fr
Jason-1	08/2002 a 12/2008	https://www.aviso.altimetry.fr
Jason-2	12/2008 a 10/2016	https://www.aviso.altimetry.fr
Jason-3	10/2016 a 12/2018	https://www.aviso.altimetry.fr
ERS-1	10/1992 a 05/1995	http://marine.copernicus.eu
ERS-2	05/1995 a 05/2002	http://marine.copernicus.eu
Envisat	05/2002 a 04/2012	http://marine.copernicus.eu

Sentinel-3A.	06/2016 a 12/2018	http://marine.copernicus.eu
--------------	-------------------	---

3.2.1 Criação de *tracks* referência

Os satélites utilizados no presente trabalho são satélites de ciclo repetitivo, ou seja, de tempos em tempos eles revisitam um mesmo ponto. O tempo de revisita é denominado ciclo do satélite. Os satélites da série Poseidon possuem 254 *tracks* e um ciclo que leva 9,9156 dias para ser completado. Os satélites ERS-1, ERS-2, Envisat possuem um ciclo de 35 dias e 501 *tracks*. O Sentinel-3a possui um ciclo de 27 dias com 770 *tracks*. Apesar da órbita dos satélites altimétricos serem determinadas com precisão de centímetros, a cada ciclo as medidas não são feitas exatamente nos mesmos pontos. As diferenças de posição chegam a 1,5 km. Assim, para se criar séries temporais para cada um dos pontos *along track* é necessário calcular pontos referência, os quais representam as posições médias onde são realizadas as medidas. Para tanto, foram utilizados 30 ciclos do satélite Topex/Poseidon (50 a 80), 30 ciclos do Envisat (10 a 40) e 30 ciclos do satélite Sentinel-3a (6 a 36). Os cálculos dos pontos referência seguem a sequência abaixo:

- As posições dos pontos do primeiro ciclo são carregadas no sistema;
- Calculam-se as diferenças entre posições consecutivas para localizar possíveis falhas. As distâncias entre pontos não devem ultrapassar 6,7 km. Ao encontrar uma falha, novos pontos são criados com distâncias médias de 6,7 km. Ao se aproximar de terra o ponto mais próximo ficará a 6,7 km da costa;
- Estes pontos carregados do primeiro ciclo e os novos pontos criados serão os primeiros pontos referência;
- Os pontos do ciclo seguinte são carregados. O sistema varre todos os pontos referência, estimados no passo anterior, buscando todos os pontos do ciclo corrente que estão em um raio de 3,5 km de cada ponto referência. A posição média dos pontos presentes neste raio de influência é calculada de forma a atualizar a posição dos pontos referência. Isto é feito para todos os ciclos. A Figura 18 apresenta este procedimento para os satélites Topex e Jasons (satélites da série Poseidon);
- No final teremos os pontos médios onde os satélites realizam medidas. A Figura 19 apresenta os pontos referência dos satélites da série Poseidon.

- O mesmo procedimento é realizado com os ciclos do satélite Envisat e Sentinel-3a.

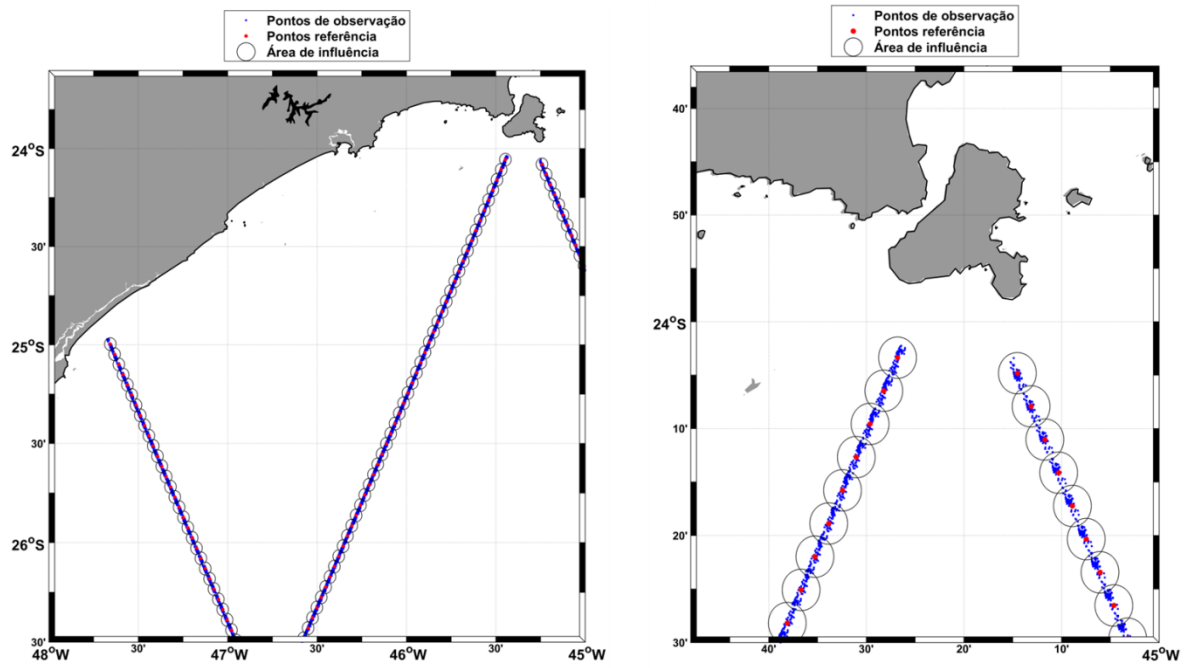


Figura 18. Esquema criado para o cálculo dos pontos referência (satélites da série Poseidon).

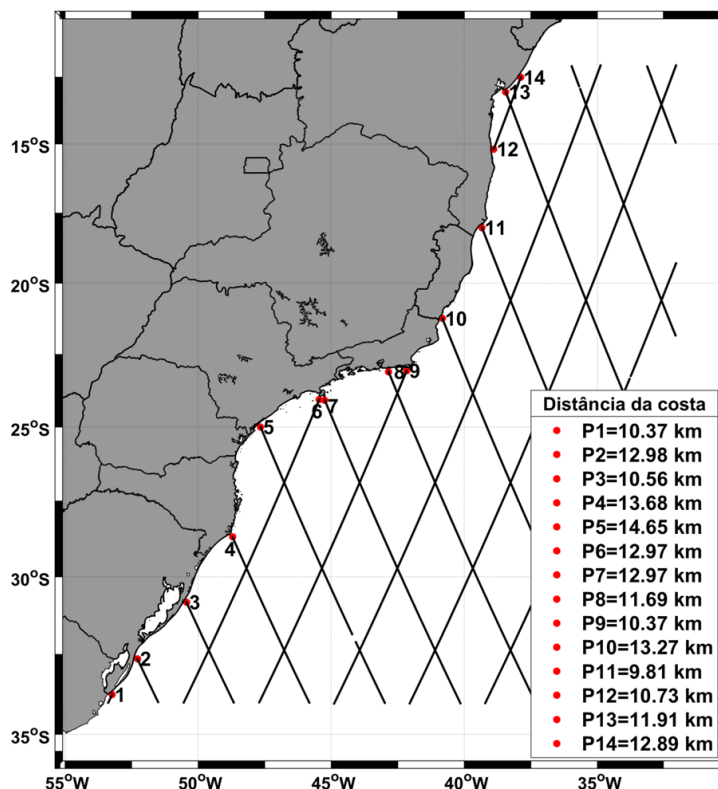


Figura 19. *Tracks* referência dos satélites da série Poseidon (preto) e pontos mais próximos da costa (vermelho).

3.2.2 Análise harmônica de maré para dados de altimetria por satélite

Abaixo será descrito um método para se extrair, das medidas de AASM, as constantes harmônicas de maré astronômica cuja qualidade depende, na maior parte, da precisão e acurácia das próprias medidas de AASM. Entre todos os satélites altimétricos, aqueles que possuem os sensores da classe Poseidon (TOPEX, Jason-1, Jason-2 e Jason-3) são os que apresentam o menor intervalo de tempo entre duas medidas consecutivas para um mesmo ponto do globo (Intervalo de amostragem = 9,9156 dias ou 237,9744 horas). Este fato já deixa claro que qualquer método de análise harmônica (AH) baseado numa análise de Fourier não é adequado, pois a frequência de corte para este intervalo de amostragem é de $0,75638388^\circ/\text{hora}$. Isto permitiria obter com precisão somente algumas componentes harmônicas de longo período. FRANCO e ALVARENGA (2009) discutem este problema e sugerem uma análise harmônica baseada no ajuste de mínimos quadrados. Antes destes autores outros trabalhos haviam sido desenvolvidos para tal finalidade e foram utilizados para possibilitar a assimilação

de dados de satélites em modelos de maré (LE PROVOST *et al.*, 1995; LE PROVOST, 2001; CARRÈRE *et al.*, 2004).

O método aqui apresentado leva em consideração que apesar do critério de Nyquist não ser obedecido para uma AH baseada em Fourier, o critério Rayleigh diz que duas componentes com frequências próximas podem ser separadas desde que satisfaçam a condição:

$$w_2 - w_1 > 360^\circ/N\Delta t, \quad (1)$$

onde N é o número de observações e Δt é o intervalo de amostragem. Uma vez conhecida a diferença mínima de frequência diante de N, deve ser levado em conta as frequências de disfarce que cada componente harmônica apresenta devido a baixa taxa de amostragem dos dados. Em outras palavras, deve-se calcular a frequência de disfarce para cada harmônico, dada por:

$$w_{\text{disfarce}} = w_{\text{harmônico}} + 2kw_{\text{corte}}, \quad (2)$$

k é um número inteiro (1, 2, 3,...). A frequência de disfarce de cada componente deve ser calculada para cada valor de k e subtraída das frequências das componentes próximas, para se testar o critério de Rayleigh. Por exemplo, a componente Q_1 cuja frequência é de $13,3986609^\circ/\text{h}$ possui $w_{\text{disfarce}} = 30,03910626^\circ/\text{h}$ para $k = 11$. Esta frequência é muito próxima da frequência da componente R_2 ($30,0410667^\circ$) e a diferença entre elas é de $0,00196044^\circ/\text{h}$. Assim o N mínimo necessário que garante a separação de Q_1 e R_2 é 772.

Uma vez escolhidas as componentes que se deseja calcular, o problema será encarado assumindo-se que as medidas de ASM podem ser representadas por:

$$\zeta(t_k) = R_0 + \sum_{i=1}^n R_i \cos(w_i t_k - r_i) \quad (3)$$

onde R_i , w_i e r_i são a amplitude, a frequência e a fase da componente i no instante k.

Representando R_i por $a_i = R_i \cos r_i$ e $b_i = R_i \sin r_i$, a_i e b_i serão os coeficientes que se deseja determinar. Assim a equação 3 pode ser escrita:

$$\zeta(t_k) = R_0 + \sum_{i=1}^n (a_i \cos w_i t_k + b_i \sin w_i t_k) \quad (4)$$

onde $R_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}$ e $r_i = \arctg\left(\frac{b_i}{a_i}\right)$.

Subtraindo R_0 de 4, podemos escrever um sistema da forma:

$$\begin{cases} a_1 \cos w_1 t_1 + a_2 \cos w_2 t_1 + \dots + a_n \cos w_n t_1 + b_1 \sin w_1 t_1 + b_2 \sin w_2 t_1 + \dots + b_n \sin w_n t_1 = \zeta(t_1) \\ a_1 \cos w_1 t_2 + a_2 \cos w_2 t_2 + \dots + a_n \cos w_n t_2 + b_1 \sin w_1 t_2 + b_2 \sin w_2 t_2 + \dots + b_n \sin w_n t_2 = \zeta(t_2) \\ \dots \\ a_1 \cos w_1 t_m + a_2 \cos w_2 t_m + \dots + a_n \cos w_n t_m + b_1 \sin w_1 t_m + b_2 \sin w_2 t_m + \dots + b_n \sin w_n t_m = \zeta(t_m) \end{cases}$$

Na forma matricial temos:

$$\begin{bmatrix} \cos w_1 t_1 & \sin w_1 t_1 & \cos w_2 t_1 & \sin w_2 t_1 & \dots & \cos w_n t_1 & \sin w_n t_1 \\ \cos w_1 t_2 & \sin w_1 t_2 & \cos w_2 t_2 & \sin w_2 t_2 & \dots & \cos w_n t_2 & \sin w_n t_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \cos w_1 t_m & \sin w_1 t_m & \cos w_2 t_m & \sin w_2 t_m & \dots & \cos w_n t_m & \sin w_n t_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ b_1 \\ a_2 \\ b_2 \\ \vdots \\ a_n \\ b_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \zeta(t_1) \\ \zeta(t_2) \\ \vdots \\ \zeta(t_m) \end{bmatrix} \quad (5)$$

ou simplesmente:

$$Ax = b \quad \text{ou} \quad x = A^{-1} \cdot b \quad (6)$$

Neste caso a matriz A é quase singular ou numericamente quase singular e sua inversão pela maioria dos métodos comumente utilizados falha. O método mais indicado para se inverter A é conhecido como Decomposição em Valores Singulares ou do inglês *Singular Value Decomposition* (SVD). Este método já está escrito em diversas linguagens de programação como: Fortran, Matlab, Python etc. Desta forma, todo o problema é reduzido em um problema de ajuste por mínimos quadrados e, depois de calculados os valores dos coeficientes na matriz x , a amplitude e fase de cada componente harmônica são calculadas, respectivamente, por:

$$R_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2} \quad \text{e} \quad r_i = \arctg\left(\frac{b_i}{a_i}\right).$$

3.3 Processamento dos dados de AASM

Para realizar o processamento dos dados de AASM L2 com a finalidade de obter dados L3, algumas etapas devem ser seguidas: i. Eliminação de dados ruins; ii. aplicação das correções atmosféricas e geofísicas; iii. filtragem dos ruídos de pequeno comprimento de onda iv. calibração multimissão (retirar o *bias* entre os dados de diferentes satélites) (Figura 20). Abaixo serão apresentados os detalhes de cada etapa do processamento.

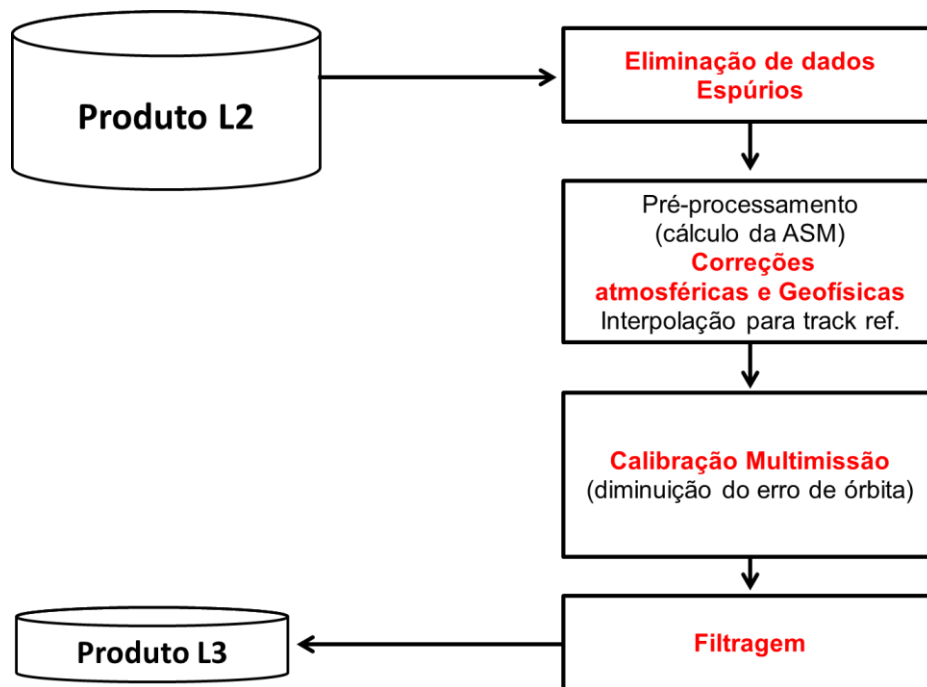


Figura 20. Etapas a serem cumpridas para a estimativa da AASM L3 a partir dos dados L2.

3.3.1 Seleção de dados L2 passíveis de utilização (Eliminação de dados espúrios)

Os manuais dos dados L2 recomendam alguns critérios para selecionar apenas dados passíveis de utilização no cálculo da AASM. Estes critérios são definidos diante de estudos da magnitude de algumas variáveis, da quantidade de pulsos válidos recebidos pela antena do radar e do RMS dos *ranges* estimados em cada um dos pulsos de retorno. Todos os critérios são baseados em estudos globais, ficando a cargo de cada usuário verificá-los e alterá-los se necessário. Esta verificação pode possibilitar um melhor aproveitamento das medidas, uma vez que os critérios se mostrem muito rigorosos para uma dada região, ou uma melhor eliminação de dados ruins, caso a região apresente características as quais os critérios se mostrem muito flexíveis. A Tabela 7 apresenta os critérios recomendados nos manuais dos satélites.

Tabela 7. Critérios para seleção de dados L2 passíveis de utilização.

Parâmetro	Condição de validação
Range_nunval_ku (NumVal)	$10 \leq x$
Range_rms_ku (RMSR)	$0 \leq x(m) \leq 0,2$
Altitude - range_ku (Alt-Range)	$-130 \leq x(m) \leq 100$
Model_dry_tropo_corr (TropS)	$-2,5 \leq x(m) \leq -1,9$
Rad_wet_tropo_corr (TropU)	$-0,5 \leq x(m) \leq -0,001$
Iono_corr_alt_ku (Iono)	$-0,4 \leq x(m) \leq 0,04$
Sea_state_bias_ku (EstMar)	$-0,5 \leq x(m) \leq 0$
Ocean_tide_sol1 (MareO)	$-5 \leq x(m) \leq 5$
Solid_earth_tide (MareT)	$-1 \leq x(m) \leq 1$
Pole_tide (MareP)	$-1,5 \leq x(m) \leq 1,5$
Swh_ku (HS)	$0 \leq x(m) \leq 11$
Sig0_ku (Sig0)	$7 \leq x(\text{dB}) \leq 30$
Wind_speed_alt (IVento)	$0 \leq x(\text{ms}^{-1}) \leq 30$
Off_nadir_angle_wf_ku (AngN)	$-0,2 \leq x(\text{deg}^2) \leq 0,64$
Sig0_rms_ku (Sig0r)	$x(\text{dB}) \leq 1$
Sig0_nunval_ku	$10 < x$

3.3.2 Correção de maré oceânica

A principal variável dos dados de altimetria por satélite é o *range*. Esta variável é disponibilizada nos arquivos NetCDF já corrigida dos erros instrumentais. Desta forma, para se obter um *range* corrigido devesse aplicar as correções atmosféricas e geofísicas. Neste trabalho será alterada apenas a correção de maré oceânica a qual será estimada através da modelagem hidrodinâmica feita pelo HYCOM. Todas as outras correções serão mantidas como disponibilizadas nos arquivos NetCDF.

Para a estimativa da maré oceânica serão utilizados os avanços na modelagem hidrodinâmica obtidos pela REMO, a qual utiliza o modelo HYCOM como principal ferramenta de trabalho (RBGF, 2013 - Edição especial). A sigla HYCOM está associada a um modelo oceânico denominado *Hybrid Coordinate Ocean Model* o qual utiliza equações primitivas escritas em diferenças finitas na horizontal e com coordenadas verticais híbridas, podendo utilizar coordenadas isopicnais, sigma ou z (BLECK, 2002).

Por trabalhar com coordenadas híbridas, o HYCOM é capaz de preservar características das massas de água em rodadas de longo período com um ótimo detalhamento vertical das correntes (características do sistema de coordenadas isopicnais), permite um detalhamento da estrutura da camada de mistura e de regiões com pouca ou nenhuma estratificação vertical (características do sistema de coordenadas z) e um alto detalhamento da estrutura vertical em áreas costeiras (características do sistema de coordenadas σ). Hoje o HYCOM, além de um modelo oceânico, representa um consórcio multi-institucional patrocinado pelo *National Ocean Partnership Program* (NOPP) como parte do *U. S. Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE), que trabalha para o desenvolvimento e avaliação do próprio modelo oceânico HYCOM.

3.3.2.1 Cenário de modelagem

A REMO realiza a modelagem hidrodinâmica da área de responsabilidade da marinha do Brasil (METAREA-V) e, para tanto, foi realizado o aninhamento desta área a um domínio maior que abrange todo o Oceano Atlântico, com o objetivo de se gerar melhores condições de contorno (PAIVA *et al.*, 2012; GABIOUX *et al.*, 2013). Uma terceira grade de modelagem, com uma maior resolução espacial e que abrange as bacias do Espírito Santo e de Campos (regiões de importante exploração de óleo e gás) foi aninhada à METAREA-V. Nesta área foi inserida a maré oceânica e a configuração ficou definida como: Domínio do Atlântico (78°S a 50°N e 98°W a 21°E) com resolução de 1/4°, METAREA-V (45°S a 10°N e 68°W a 18°W) com resolução de 1/12° e região menor (35°S a 11°S e 54°W a 32°W) com resolução de 1/24°. Esta última é a área de estudo do presente trabalho. A Figura 21 mostra os domínios de modelagem da configuração utilizada pela REMO.

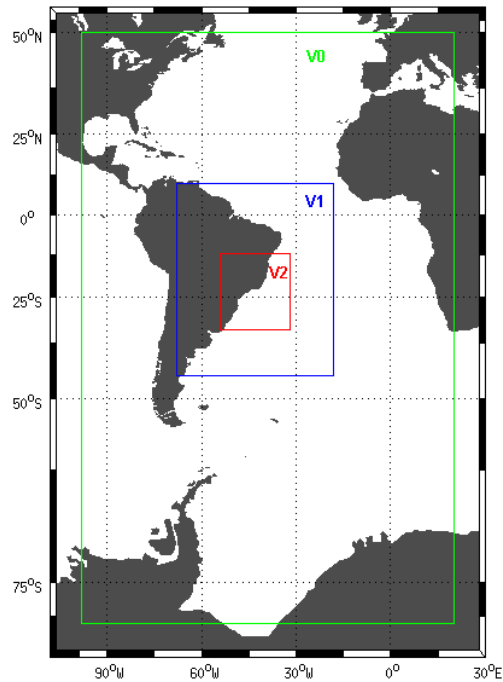


Figura 21. Domínios de modelagem utilizados pela REMO (V0: área do Atlântico; V1: METAREA-V; V2 área com resolução $1/24^\circ$ com maré astronômica).

No presente trabalho as constantes harmônicas utilizadas para prescrição das condições de contorno de maré do modelo HYCOM são as constantes obtidas do modelo FES2014. A rodada do HYCOM foi iniciada a partir de um *hot-start* do dia 01/01/2016 fornecido pela REMO. As demais informações do contorno também são fornecidas pela REMO e são oriundas da modelagem da METAREA-V. As forçantes meteorológicas são oriundas do *Global Forecast System* (GFS) mantido pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Foi realizada a rodada sem assimilação de dados, com 21 níveis isopicnais, para o ano de 2016 e com gravação de resultados horários.

3.3.2.2 Cálculo da ASM barotrópica

No oceano parte das variações da ASM ocorre devido a propagação de ondas internas. Uma destas ondas é formada diante da interação da onda da maré oceânica com regiões de forte gradiente de batimetria, o que é conhecido como maré interna ou maré baroclínica. Apesar do fato da maré baroclínica possuir as componentes de maré, as quais estão associadas a determinadas frequências, suas amplitudes e fases possuem uma sazonalidade, não sendo possível sua previsibilidade como é feito para a maré barotrópica. Esta sazonalidade ocorre devido à maré baroclínica se propagar em

subsuperfície nas camadas onde existe gradiente de densidade, o que depende do campo de massa do oceano. Como os dados dos satélites altimétricos possuem tanto os sinais da maré barotrópica como da maré baroclínica disfarçados devido a taxa de amostragem, e a única maré passível de previsões precisas é a barotrópica, o que é corrigido dos dados dos satélites é a maré barotrópica. Assim, a ASM resultante da rodada do HYCOM que será analisada para se obter as constantes de maré, deve ser barotrópica.

Como o HYCOM é um modelo que possui as partes barotrópica e baroclínica do oceano, a ASM resultante contém informações destas duas partes. Porém, a ASM é uma variável diagnóstica do modelo e é calculada através da soma de uma ASM barotrópica com o potencial de Montgomery. Deste último é possível obter a parte da variação da ASM devido a fatores baroclínicos, sendo a ASM barotrópica calculada por:

$$ASM_{barotrópica} = ASM - \frac{Potencial\ de\ Montgomery}{g}$$

Uma vez calculada a ASM barotrópica do HYCOM, para cada ponto de grade do modelo constrói-se uma série temporal (ano de 2016) e aplica-se uma análise harmônica de maré. Como resultado é obtido um conjunto de componentes harmônicas de maré para cada ponto do modelo (178084 pontos). Estas constantes são utilizadas para se estimar a altura da maré para todos os pontos referência dos satélites em todos os tempos em que se tem uma medida. Para tanto, é utilizado o ponto de grade do modelo que fica mais próximo de cada ponto referência. Foi verificado que esta distância não é superior a 3 km (Figura 22).

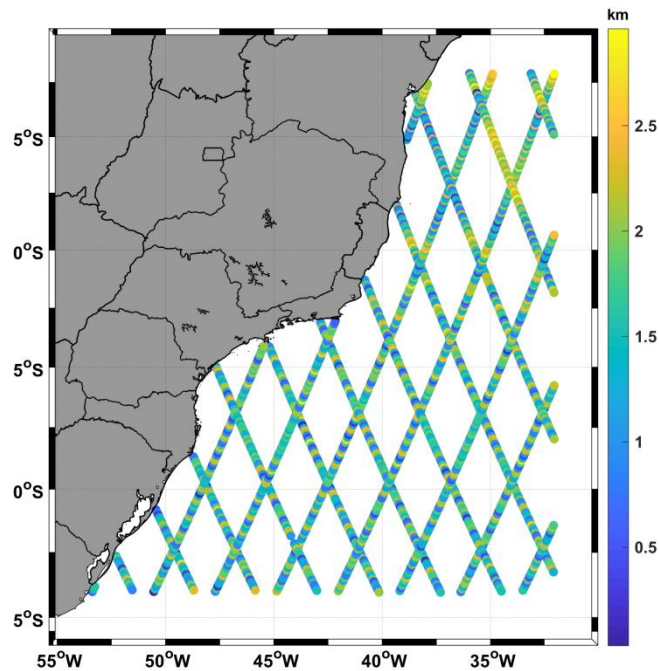


Figura 22. Distâncias entre os pontos da grade do modelo e os pontos referência dos satélites da série Poseidon.

3.3.3 Calibração multimissão

As ASMs medidas por diferentes satélites possuem uma diferença de nível a qual se deve às diferenças nos erros instrumentais, das órbitas e das correções atmosféricas e geofísicas aplicadas. Para se eliminar esta diferença é necessário realizar a chamada cross-calibração (LE TRAON e OGOR, 1998). Esta consiste em utilizar as diferenças da ASM encontradas nos pontos de cruzamento dos *tracks* (pontos *crossover*) e utilizá-las para ajustar os dados de um dos satélites. Assim, deve-se escolher um satélite como referência. Ao longo dos anos o satélite mais atual da série Poseidon sempre foi utilizado como referência, no caso atual o satélite Jason-3. A cross-calibração é realizada da seguinte forma:

- Para cada ciclo os *pontos crossover* entre os *tracks* de dois satélites diferentes são calculados (pontos *crossover* multimissão, Figura 23);
- Calculam-se as diferenças da AASM nos pontos *crossover* cuja diferença de tempo entre as medias não ultrapasse 5 dias (LE TRAON e OGOR, 1998);
- As diferenças da AASM nos *crossovers* são utilizadas para se ajustar um polinômio ao longo do *track* do satélite que será ajustado. O polinômio aqui utilizado é um polinômio de 3ª ordem, suave o suficiente para não eliminar sinais da dinâmica oceânica;

- Subtrai-se o polinômio calculado das AASM ao longo do *track* do satélite que será ajustado;

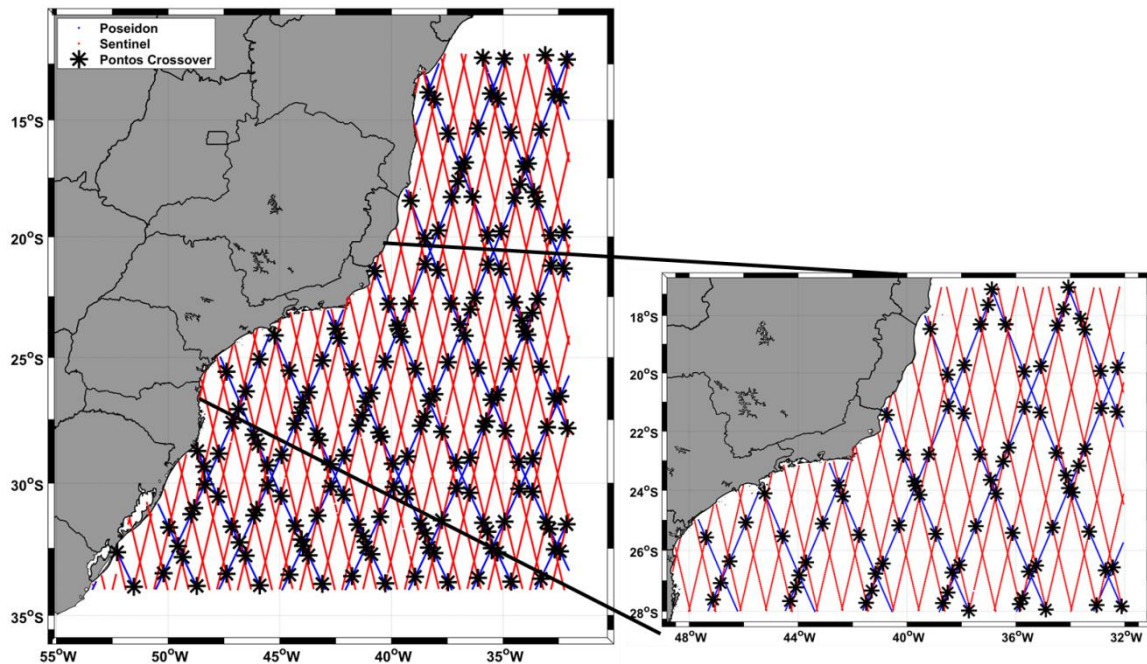


Figura 23. Pontos crossover multimissão.

3.3.4 Filtragem do ruído de pequeno comprimento de onda

Os ruídos de pequeno comprimento de onda, presentes nos dados de altimetria por satélite, estão misturados com os sinais reais da AASM (XU e FU, 2011). Estes ruídos surgem devido aos instrumentos utilizados para realizar as medidas e às correções atmosféricas e geofísicas aplicadas. Analisando-se os espectros de energia calculados utilizando dados *along track*, nota-se que os processos turbulentos de mesoescala possuem um nível de energia na banda de comprimento de onda onde a inclinação do espectro é mais íngreme e a energia decai linearmente, exibindo uma faixa inercial (XU e FU, 2011; XU e FU, 2012). Os comprimentos de onda inferiores, nos quais esta inclinação cessa e o nível de energia se torna praticamente constante, é o nível de energia onde ocorre a mistura dos ruídos com os sinais reais da AASM. XU e FU (2012) demonstram que ao se traçar uma reta horizontal no nível de energia correspondente ao comprimento de onda de 25 km (nível dos ruídos) e ajustar uma outra reta inclinada nos níveis de energia na banda de comprimento de onda dos processos turbulentos de mesoescala (70-250 km), o ponto em que estas retas se cruzam pode ser utilizado como um ponto de separação de sinal-ruído (Figura 24). Estes autores definiram que o comprimento de onda mínimo no qual o nível de ruído pode ser

desconsiderado é de 70 km. DUFAU *et al.* (2016) revisitaram os estudos realizados por XU e FU (2012) e definiram um comprimento de onda de corte para os satélites da série Poseidon (50 km), Cryosat (45 km) e Saral/Altika (40 km).

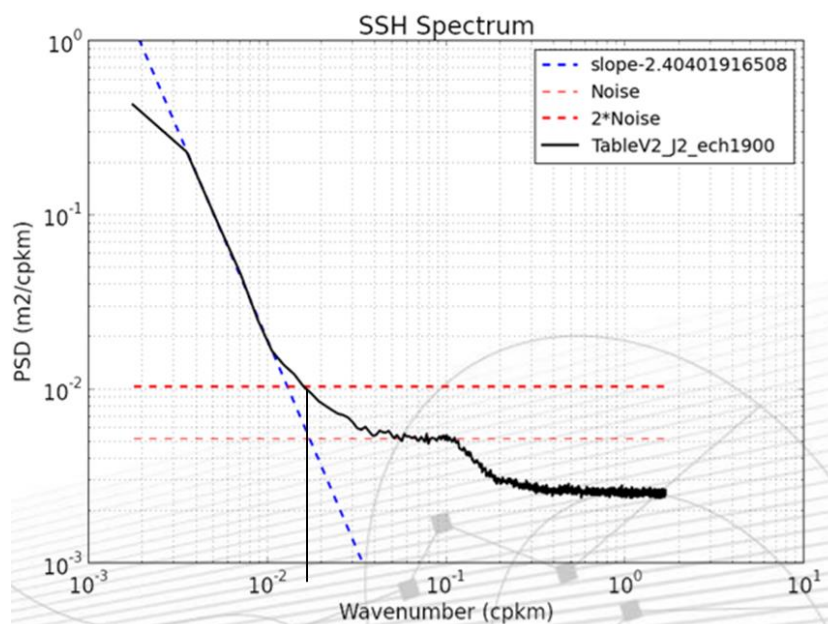


Figura 24. Análise espectral para definição da relação sinal-ruído em dados *along track* (Fonte: Relatório técnico REMO/ATOBA, 2014).

No processamento dos dados de altimetria por satélites direcionados para assimilação em modelos numéricos, também é necessário eliminar os ruídos de pequeno comprimento de onda. Porém, ao se definir o que seria sinal e o que seria ruído não se pode analisar somente os dados observados, também deve-se levar em consideração os sinais presentes na AASM dos modelos no momento do cálculo das inovações (AASM satélite - AASM modelo). O HYCOM, rodado pela REMO, é capaz de gerar a maré baroclínica, porém ao se preparar os dados de AASM do modelo para o cálculo das inovações, o sinal da maré oceânica é eliminado com base nas previsões de maré feitas utilizando as constantes harmônicas calculadas com os dados do próprio modelo. Assim, o sinal da maré baroclínica também é atenuado neste processo, pois a ASM do modelo utilizada para o cálculo da maré antes da assimilação, contém tanto a parte barotrópica como a baroclínica. As amplitudes dos sinais associados a maré baroclínica possuem poucos centímetros (2 – 4 cm), porém eles estão presentes nos dados altimétricos e o comprimento de onda fica próximo ao limite sinal-ruído. O valor teórico para este comprimento de onda fica entre 130 e 150 km (RAY e ZARON, 2016; ZHAO *et al.*, 2016; PAIVA *et al.*, 2018). DUFAU *et al.* (2016) chamam a atenção para este

fato e alertam que os comprimentos dos filtros utilizados para a altimetria por satélite não são capazes de eliminar a maré baroclínica.

Como o presente trabalho visa processar os dados altimétricos para assimilação no HYCOM/REMO, a definição do comprimento do filtro leva em consideração os comprimentos de onda da maré baroclínica. A estimativa do comprimento de onda desta parte da maré é feita utilizando os dados de nível 2 dos satélites da série Poseidon do ano de 1993 a 2018, e ERS de 1992 a 2012. Para tanto, constrói-se uma série temporal para cada ponto referência, aplica-se as correções atmosféricas e geofísicas com exceção da correção de maré oceânica, utiliza-se um filtro passa baixa de comprimento de onda de corte de 50 km para eliminar os ruídos instrumentais (DUFU *et al.*, 2016), aplica-se uma segunda filtragem com um filtro passa alta de comprimento de onda de corte de 500 km para se atenuar o sinal da maré barotrópica e, por fim, realiza-se a análise harmônica descrita anteriormente. Os filtros utilizados são filtros no domínio do espaço, cujas curvas respostas obtidas diante da resolução espacial dos dados *along track* são apresentadas na Figura 25.

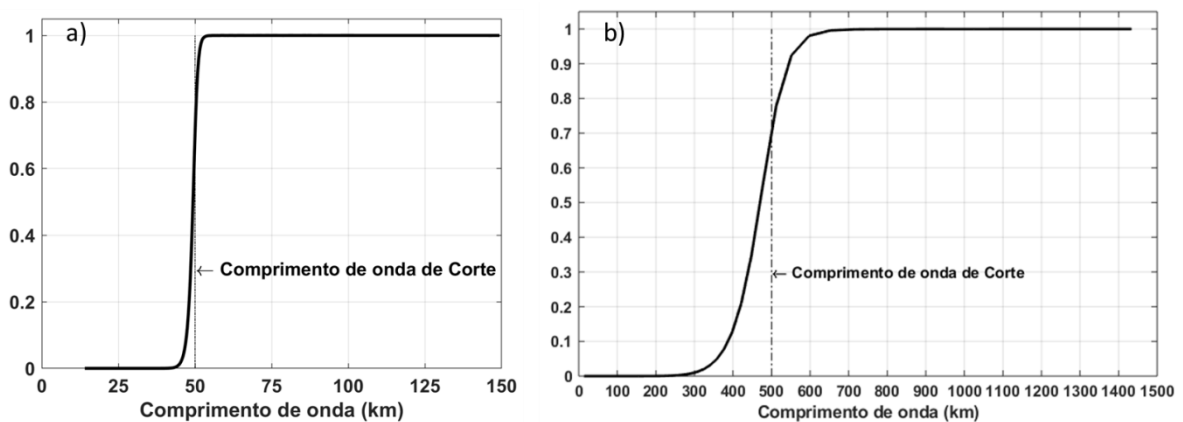


Figura 25. Comprimento de onda de corte dos filtros utilizados para se atenuar os ruídos instrumentais (a) e sinais da maré barotrópica (b).

3.4 Dados de marégrafos

Os dados de marégrafos utilizados na validação dos resultados do presente trabalho foram cedidos pela Marinha do Brasil. A Tabela 8 apresenta os marégrafos utilizados e os períodos de observação.

Tabela 8. Dados de marégrafos e seus respectivos períodos de observação.

Marégrafos	Períodos de observação
Porto de Rio Grande – RS	28/09/1978 a 30/10/1978
Porto de Itajaí – SC	31/03/1960 a 23/03/1961
Paranaguá – PR	03/01/1951 a 25/12/1951
Porto de Santos – SP	02/01/1956 a 23/12/1956
Angra dos Reis – RJ	01/09/1989 a 15/12/1989
Ilha Guaíba – RJ	05/03/2013 a 05/08/2013
Copacabana – RJ	01/07/2013 a 20/12/2013
Cabo Frio – RJ	12/11/1987 a 14/12/1987
Abrolhos – BA	01/03/1987 a 28/08/1987
Porto de Ilhéus – BA	10/11/1976 a 12/12/1976
Salvador – BA	31/05/1988 a 14/09/1988
Madre de Deus – BA	01/06/1968 a 03/07/1968

4. Resultados e discussões

4.1 Modelagem regional de maré

4.1.1 Obtenção da maré barotrópica do HYCOM

Os primeiros resultados a serem apresentados são aqueles obtidos da análise harmônica de maré aplicada aos dados de ASM do HYCOM. As análises da qualidade das constantes estimadas são feitas através da comparação com os dados dos modelos FES2014, TPX09 e GOT4.8. O GOT4.8 entrará nas comparações apenas após a interpolação dos dados dos modelos para os *tracks* referência dos satélites. Isto é feito devido ao fato do GOT4.8 ter uma resolução espacial muito baixa ($0,5^\circ$), o que acaba eliminando resultados do RSMmisfit em regiões costeiras. Mesmo assim, ele ainda entrará nas comparações *along track*, pois é utilizado pelo DUACS para corrigir os dados dos satélites em áreas oceânicas. As constantes harmônicas de maré utilizadas para validação são: M2, S2, N2, K2, Q1, O1, P1, K1, M4, MN4 e MS4. A escolha das componentes foi feita com base na análise de suas importâncias dentro da região de estudo. Para tanto, foram calculadas as médias e os desvios padrão da amplitude de cada

componente estimada pelo FES2014 nas regiões mais rasas que 1000 m (Figura 26). Desta análise foram destacadas estas 11 componentes de maré, as quais possuem médias superiores a 1,5 cm e desvios padrão acima de 3 cm. Na Figura 26 (subfigura inferior) dá para se observar como estas componentes se destacam perante as outras.

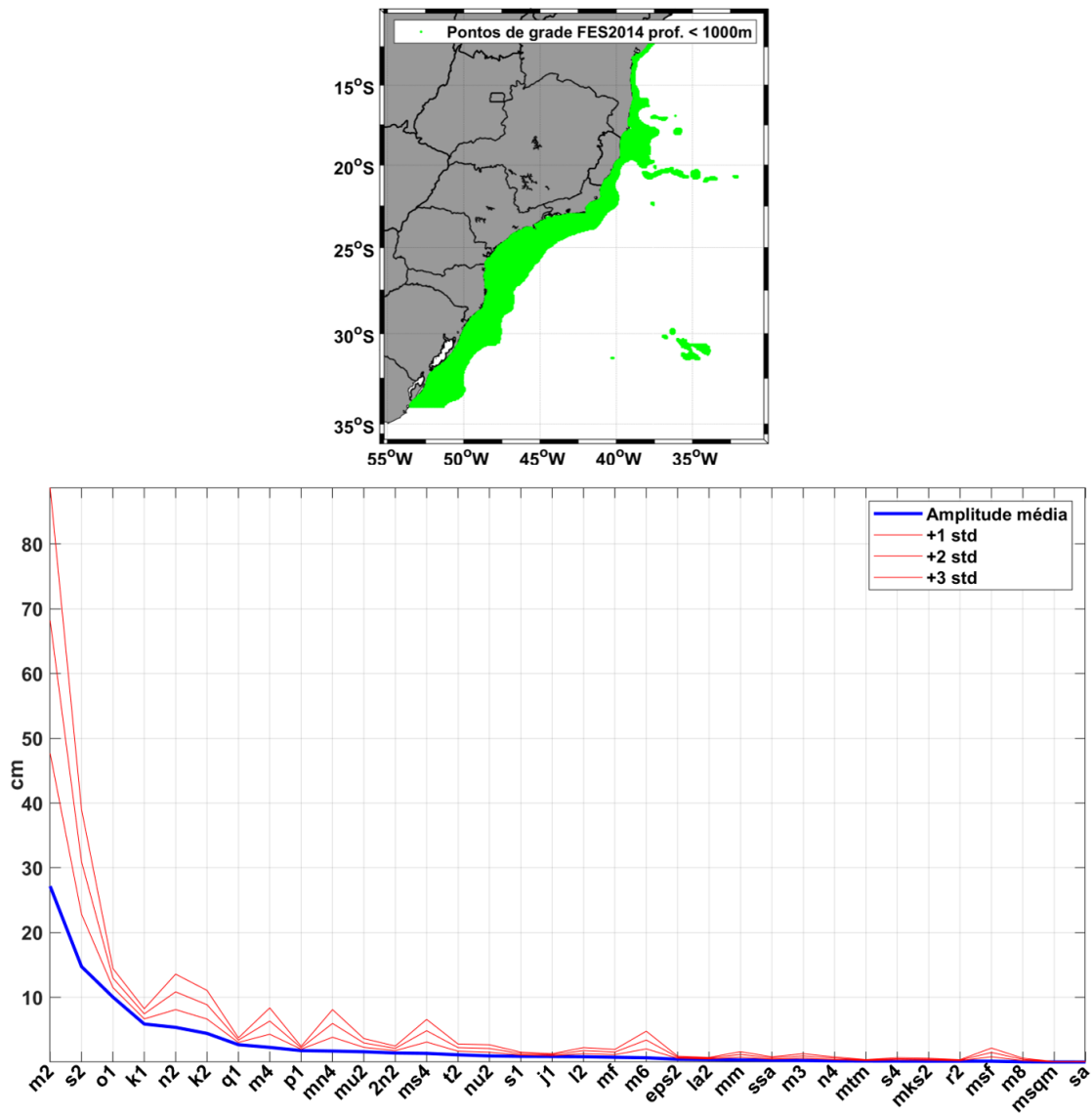


Figura 26. Médias e desvios padrão da amplitude de cada componente estimada pelo FES2014 nas regiões mais rasas que 1000 m. A figura superior indica os pontos da grade do FES2014 utilizados para o cálculo.

Ao aplicar a análise harmônica de maré na ASM total do modelo HYCOM e na ASM barotrópica, não fica nítido que ocorreu a eliminação da maré baroclínica da ASM total (Figura 27 a e b). Como explicado na seção metodologia, isto deve ocorrer, uma vez que foi subtraído o potencial de Montgomery da ASM total. Para confirmar a

eficácia do método de se obter apenas a parte barotrópica da ASM do HYCOM, foi realizada a subtração da maré barotrópica da maré total, para cada uma das componentes. Para tanto, vale lembrar que esta subtração deve ser feita considerando a maré como um vetor. Assim, a diferença para cada componente harmônica é dada por:

$$x_{bc} = (A_{total} \cos F_{total}) - (A_{barotrópica} \cos F_{barotrópica})$$

$$y_{bc} = (A_{total} \sin F_{total}) - (A_{barotrópica} \sin F_{barotrópica})$$

$$A_{baroclínica} = \sqrt{x_{bc}^2 + y_{bc}^2}$$

$$F_{baroclínica} = \tan^{-1} \left(\frac{y_{bc}}{x_{bc}} \right)$$

onde A e F representam, respectivamente, a amplitude e a fase de uma componente harmônica de maré. Após realizar esta subtração, a presença da maré baroclínica se destaca tanto na amplitude como na fase das componentes de maré obtidas (Figuras 27 e 28). Este resultado demonstra a eficácia do método de se subtrair o potencial de Montgomery da ASM do HYCOM, para se obter apenas a parte barotrópica desta variável. As Figuras 27 e 28 apresentam, respectivamente, estes resultados para a amplitude e fase da componente M2. As maiores amplitudes da maré baroclínica (~5 cm) ocorrem próximas a Cadeia de montanha submarinas Vitória-Trindade (CVT), próximo a latitude de 20°S. Nesta região, existe um forte gradiente de profundidade devido a presença de montes submarinos que se estendem desde a costa do Estado do Espírito Santo até as Ilhas de Trindade e Martim Vaz. Isto faz com que esta região se destaque como uma região geradora de maré baroclínica. Este fato foi observado por diversos autores utilizando dados de satélite (RAY e ZARON, 2016; PAIVA *et al.*, 2018) e modelos (BUIJSMAN *et al.*, 2016; SHRIVER *et al.*, 2012; SIMMONS *et al.*, 2004). Nas Figuras 29 e 30 são apresentadas, respectivamente, as amplitudes e fases da maré baroclínica das componentes S2, N2, K2, Q1, O1, P1, K1, M4, MN4 e MS4. Os resultados apresentados nas figuras que representam as componentes M2, S2, N2 e O1 sugerem que na plataforma continental ocorre o desaparecimento do sinal da maré baroclínica. Este fato se torna interessante para a definição de filtros espaciais que visam eliminar estes sinais. Em outras palavras, pode-se supor que os comprimentos de onda de corte dos filtros podem ser diferentes em regiões oceânicas e costeiras.

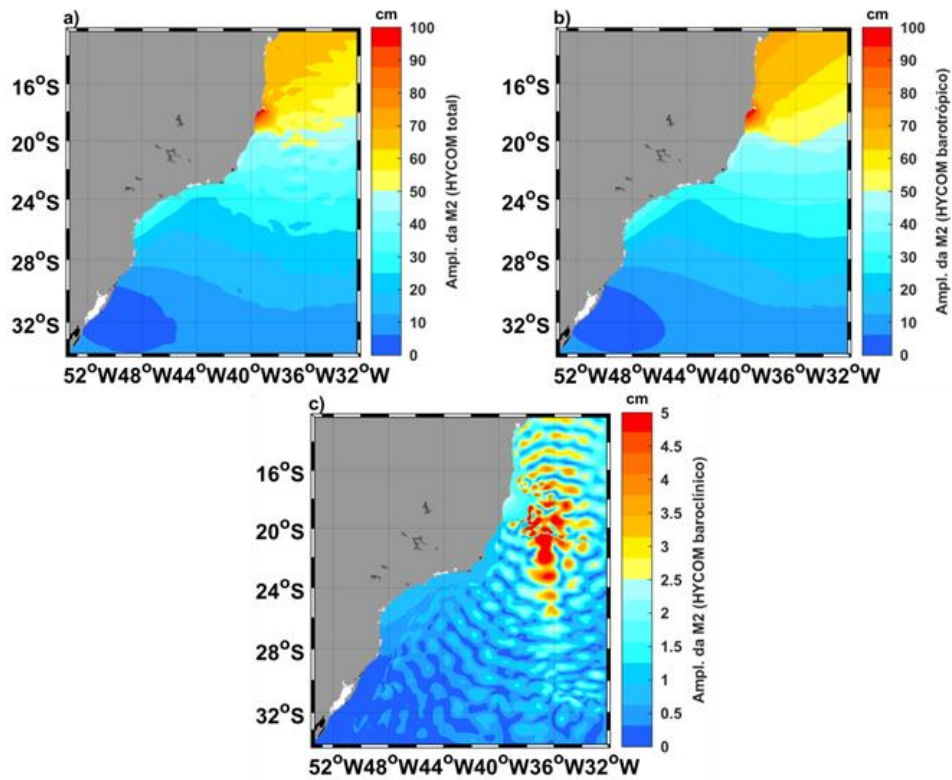


Figura 27. Amplitudes da componente M2 da maré total (a), barotrópica (b) e baroclínica (c) calculadas utilizando a ASM estimada pelo HYCOM.

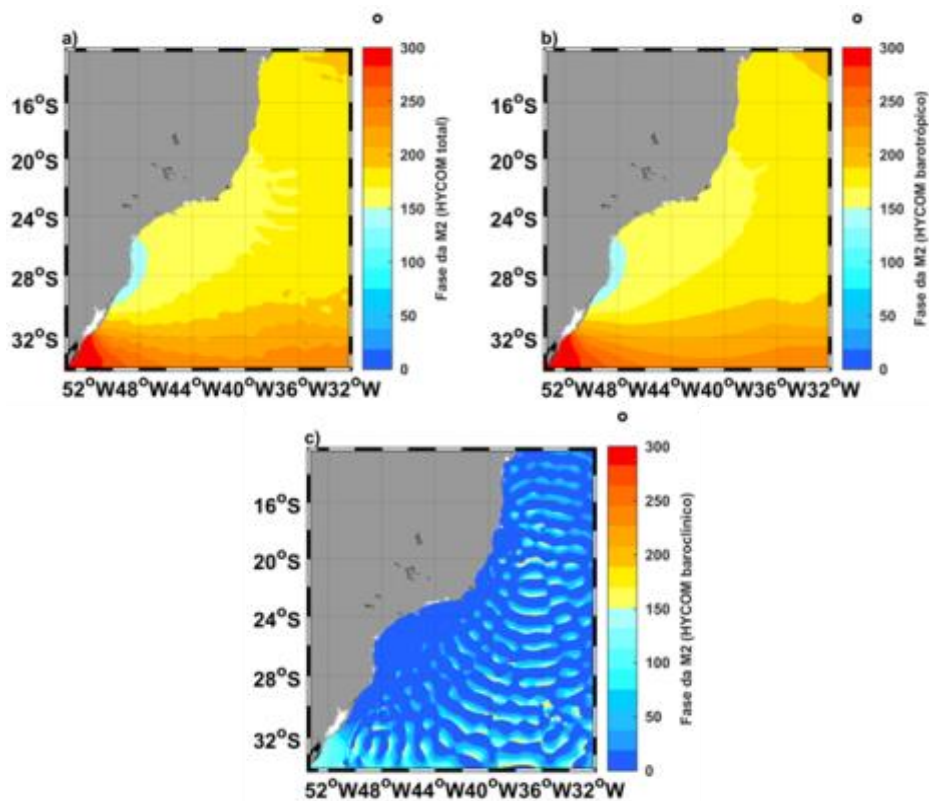


Figura 28. Idem a Figura 26 para a fase da componente M2.

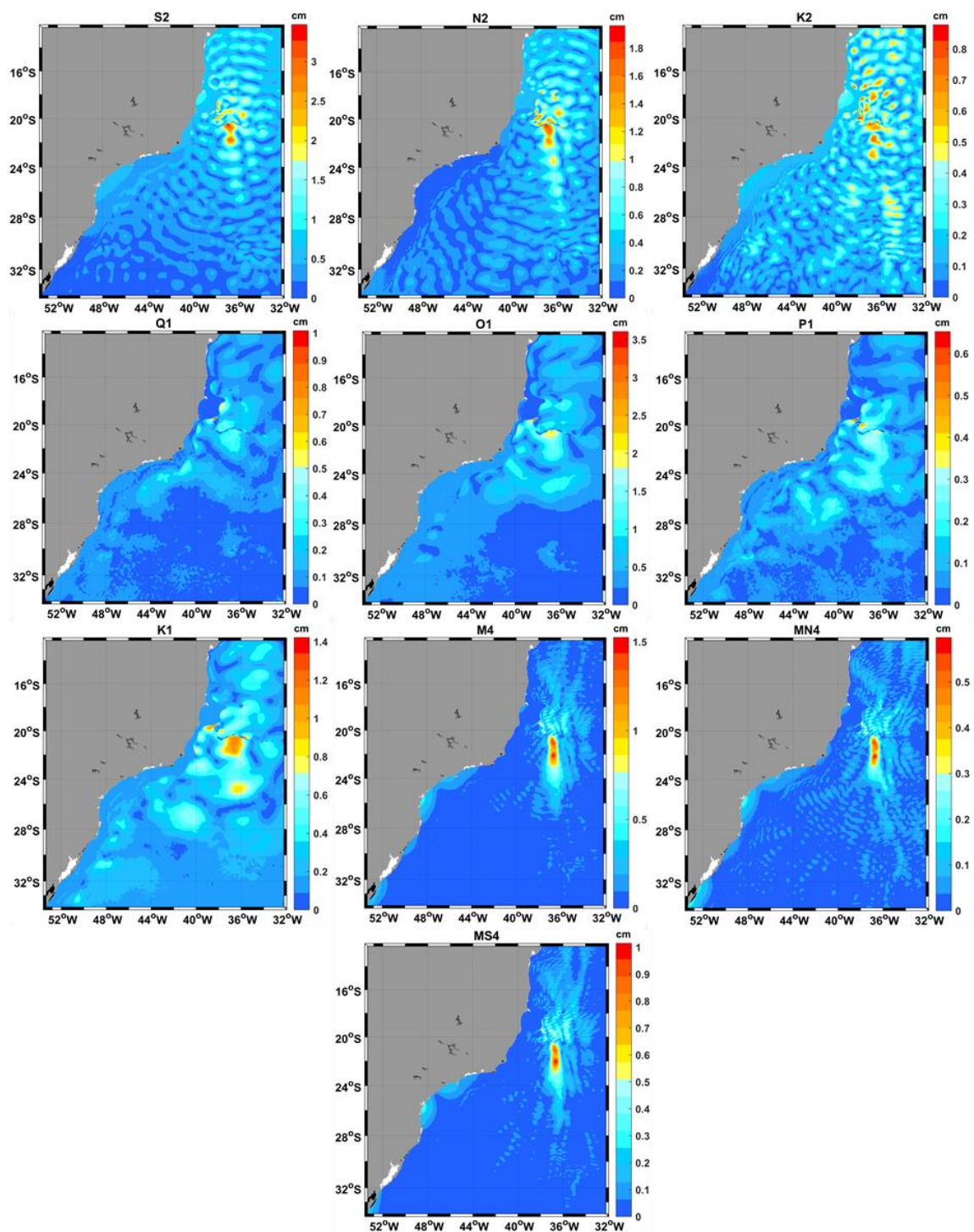


Figura 29 Amplitudes das componentes de maré baroclínica calculadas utilizando a ASM estimada pelo HYCOM.

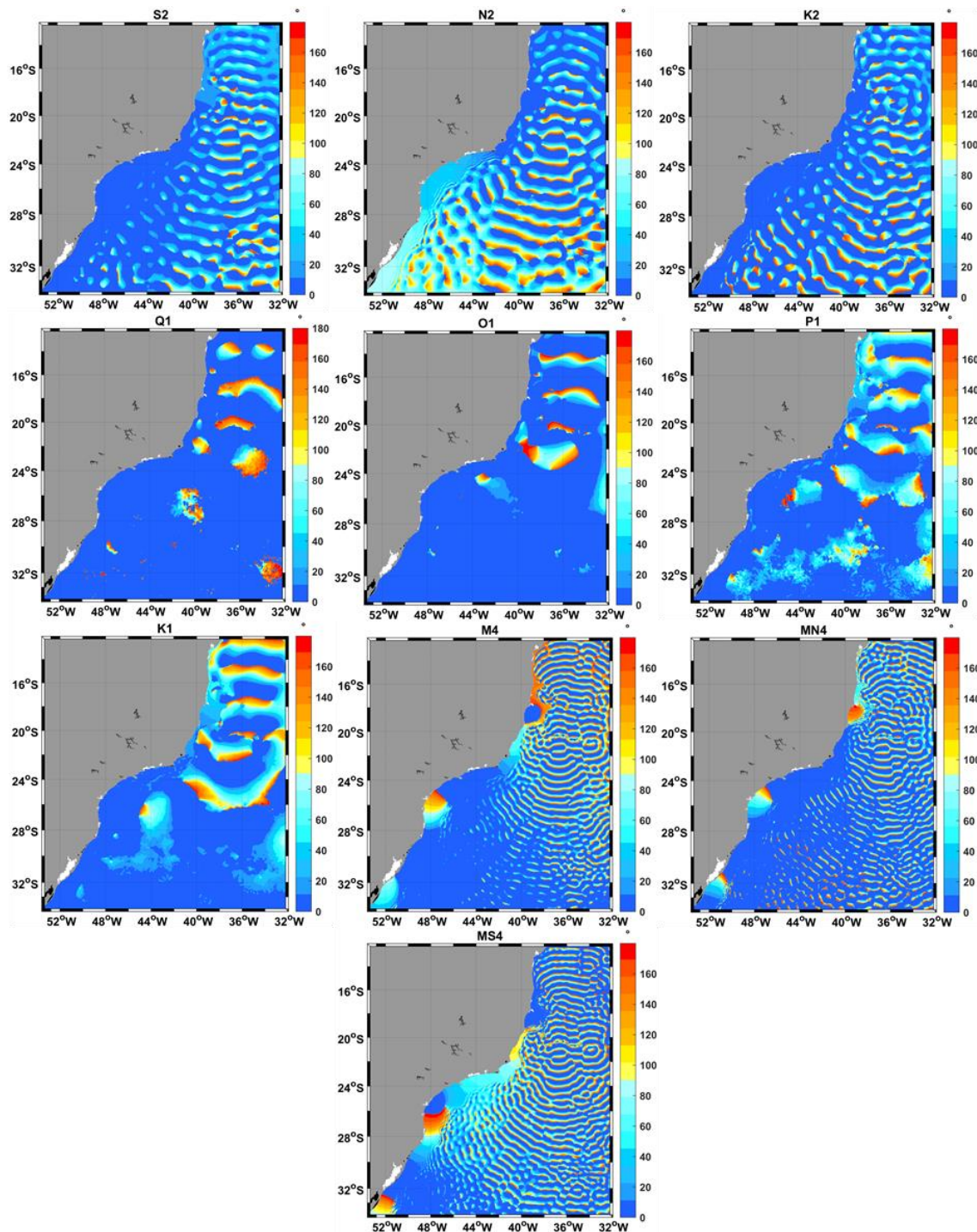


Figura 30. Fase das componentes de maré baroclínica calculadas utilizando a ASM estimada pelo HYCOM.

Para corroborar com as observações feitas acima, as Figuras 31 e 32 apresentam, respectivamente, as amplitudes e fases da maré total e da maré barotrópica para as componentes M2, S2 e N2. Para esta plotagem foram utilizados os pontos de grade do HYCOM que ficam mais próximos dos pontos de uma linha que passa sobre a CVT.

Nestas figuras foi adicionada a isobatimétrica de 200 m (linha horizontal pontilhada em cinza). Com isso é possível observar que o sinal da maré baroclínica realmente não está presente nas regiões mais rasas (oscilações nas curvas azuis dos gráficos). Apesar da linha utilizada para a plotagem ter uma parte sobre a plataforma, bem próxima da região geradora de maré baroclínica (latitude 20°S), o sinal, ainda sim, desaparece sobre a plataforma (região ao norte de 20°S ao longo da linha utilizada).

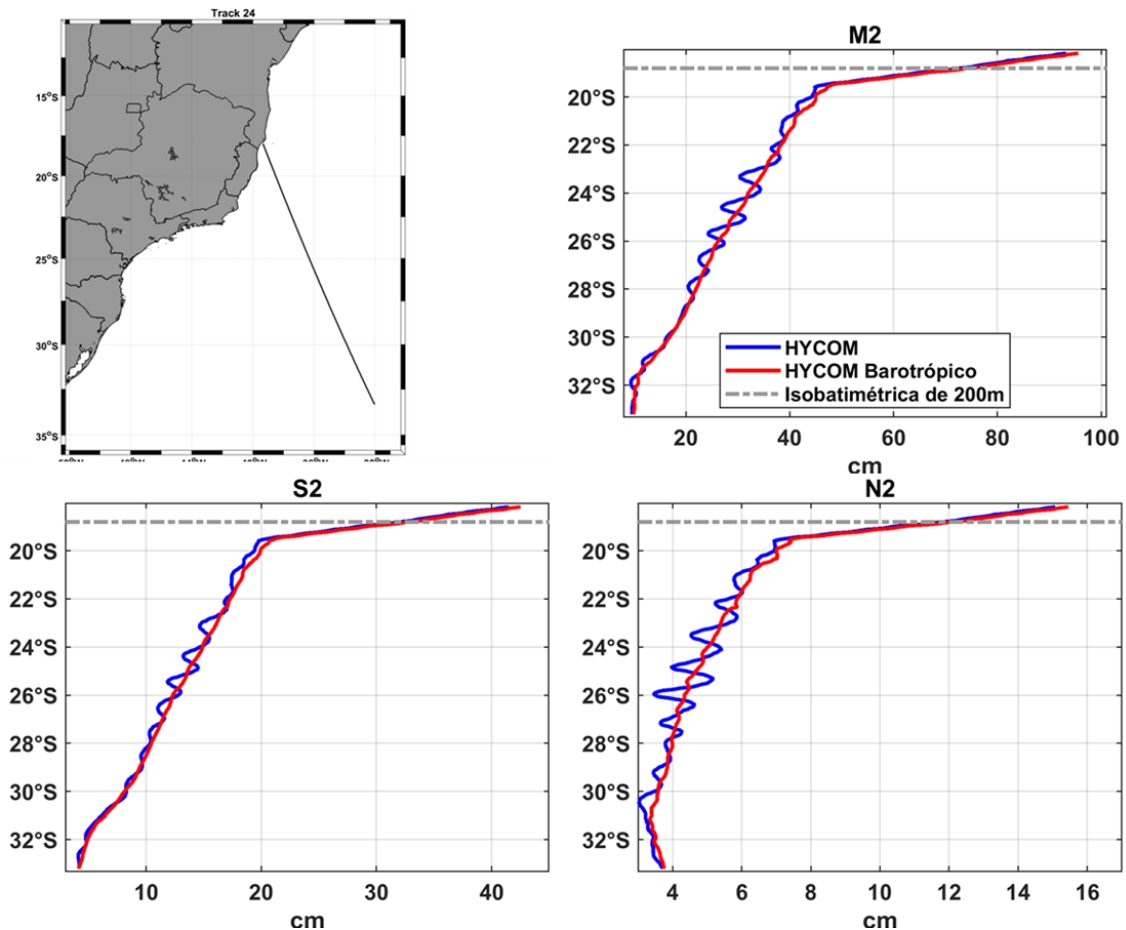


Figura 31. Amplitudes das componentes M2, S2 e N2 da maré total versus maré Barotrópica (HYCOM) ao longo do track 24 do satélite Topex.

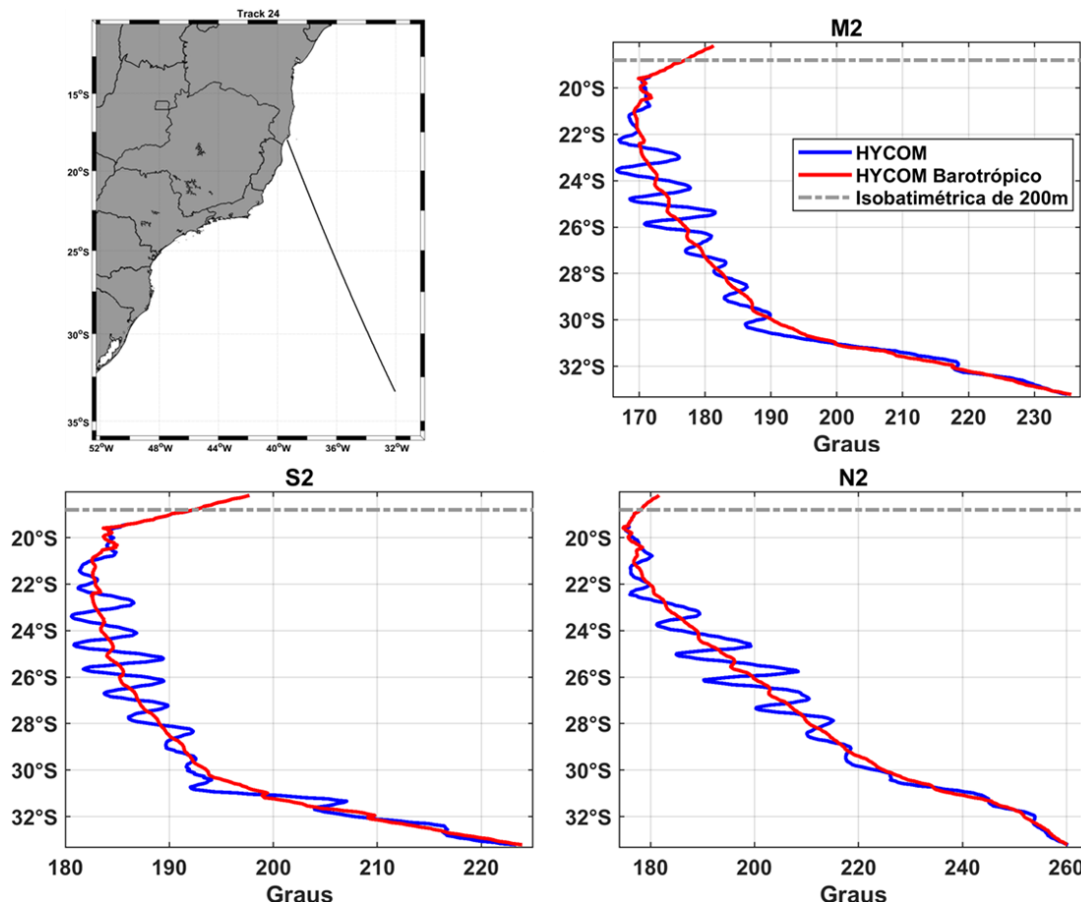


Figura 32. Fases das componentes M2, S2 e N2 da maré total versus maré Barotrópica (HYCOM) ao longo do track 24 do satélite Topex.

4.1.2 HYCOM x FES2014 x TPXO9

A primeira avaliação dos resultados do HYCOM, perante os dados do FES2014 e TPXO9, foi feita através de uma comparação qualitativa das amplitudes e fases de cada uma das componentes de maré analisadas. As componentes semi-diurnas não apresentaram nenhuma disparidade visual, onde todos os modelos apontam a região da latitude 20°S como sendo a região onde ocorre o maior gradiente meridional de amplitude. A costa sul do Estado da Bahia é onde ocorrem os máximos valores de amplitude, que para o HYCOM são de 108 cm, 48 cm, 16 cm e 14 cm para as componentes M2, S2, N2 e K2, respectivamente (Figura 33). Quando analisadas as componentes diurnas (Figura 34), as diferenças entre os modelos são mais visíveis. Porém, as amplitudes das componentes diurnas possuem valores menores que a metade dos encontrados para as componentes semi-diurnas. As amplitudes das componentes Q1 e P1 não ultrapassam 3,7 cm com desvio padrão de ~2,2 cm. O que mais chama a atenção são os resultados do TPXO9, os quais ficam nitidamente com um gradiente

espacial marcado pela discretização espacial do modelo (Componentes Q1 e P1, Figura 34). A análise das componentes quarto-diurnas (Figura 35) mostra uma similaridade entre os modelos com os valores máximos de amplitudes ocorrendo nas regiões próximas as costas sul do Rio Grande do Sul, norte de Santa Catarina e litorais do Paraná e São Paulo. Considerando, respectivamente, as componentes M4, MS4 e MN4, os maiores valores obtidos pelo HYCOM nestas regiões são de 19,5 cm, 8,6 cm e 14,2 cm; para o FES2014 estes valores são de 19,6 cm, 27,1 cm e 21,8 cm; para o TPX09 são 11,1 cm, 5,0 cm e 5,1 cm.

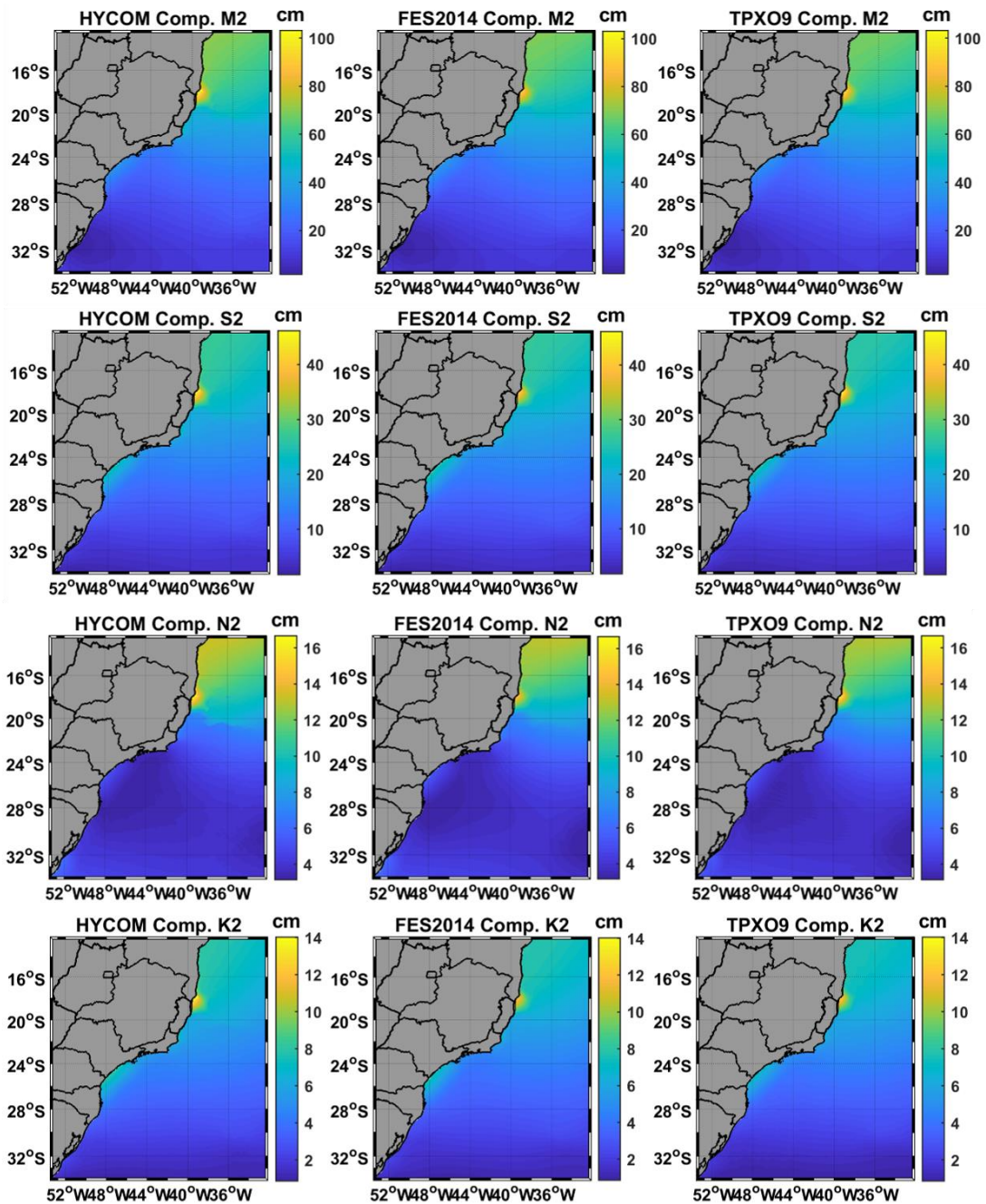


Figura 33. Amplitudes das componentes semi-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPX09 (coluna da direita).

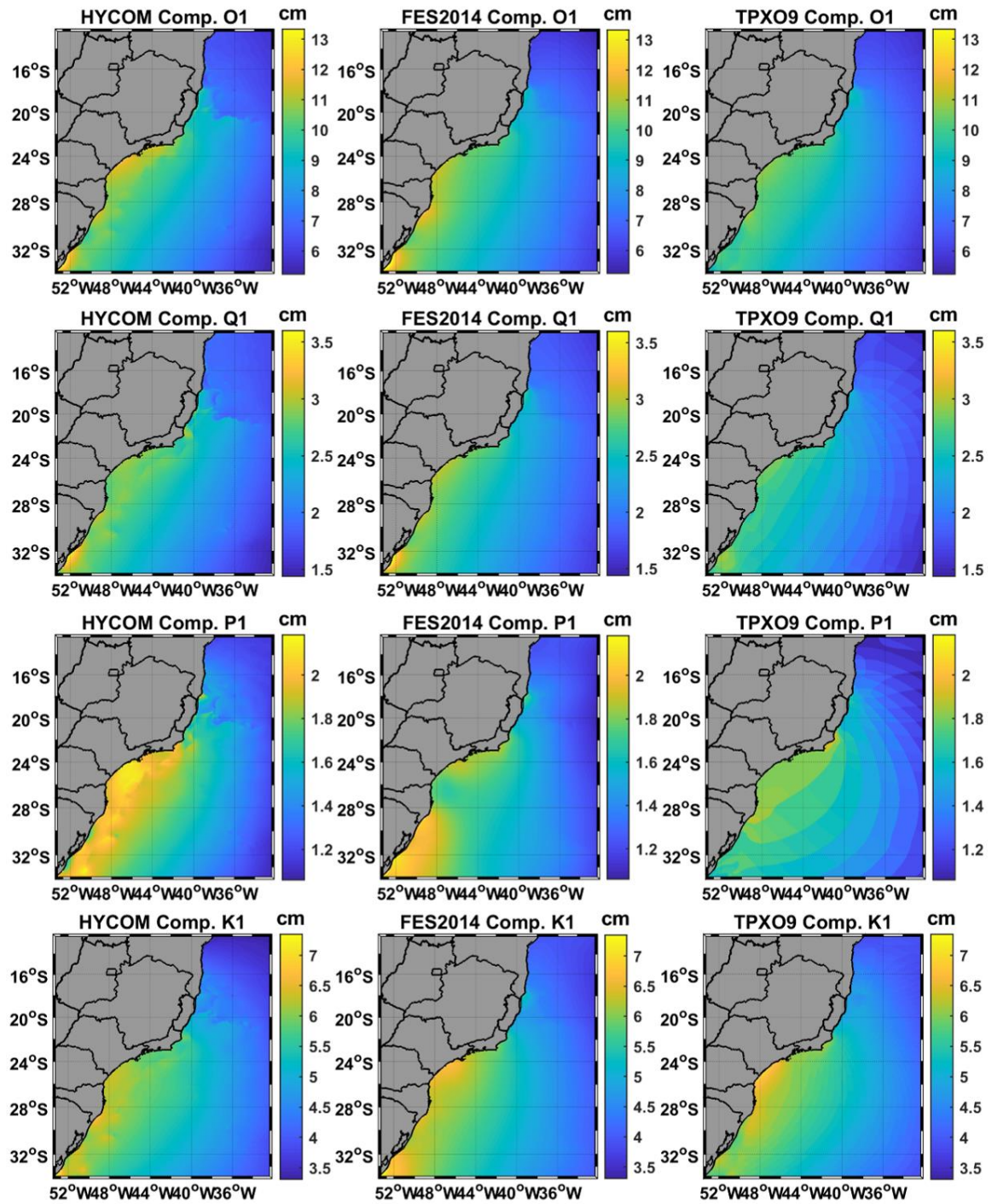


Figura 34. Amplitudes das componentes diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPXO9 (coluna da direita).

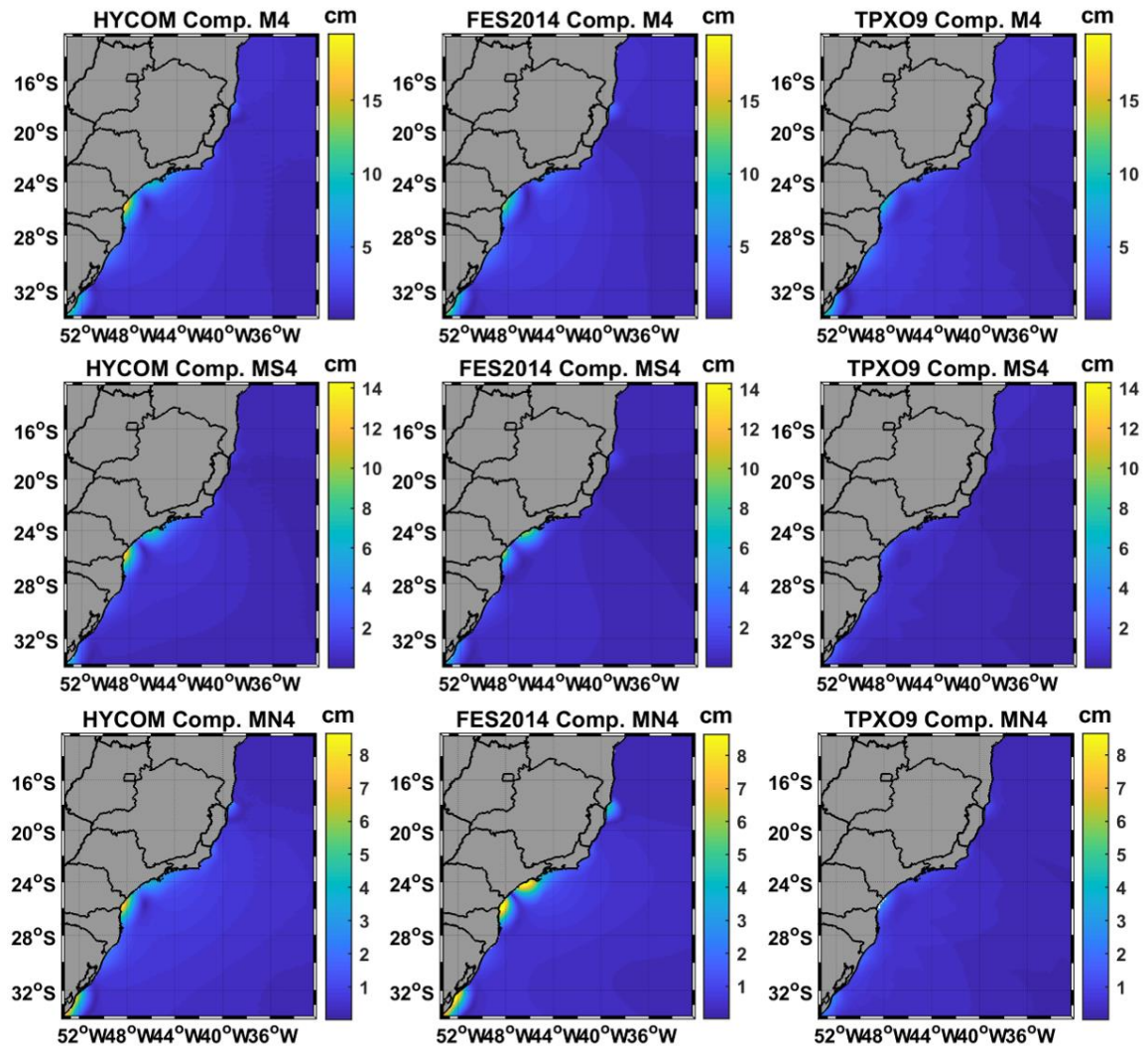


Figura 35. Amplitudes das componentes quarto-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPX09 (coluna da direita).

A análise qualitativa das fases das componentes mostra uma similaridade na distribuição espacial entre todos os modelos (Figuras 36, 37 e 38). A região da CVT, como observado nas amplitudes, é, também, onde ocorrem os maiores gradientes. Este fato está ligado a variação da batimetria existente nesta região, a qual passa de valores maiores que 4000 m para menores que 500 m. Todos os modelos reagem similarmente a esta batimetria, porém os resultados do FES2014 são os que apresentam uma distribuição espacial mais suave das fases. Considerando as componentes quarto-diurnas (Figura 38), as diferenças podem parecer mais visíveis, porém o destaque se dá diante do fato das fases próximas a zero serem representadas por cores próximas ao azul, as quais são muito diferentes das cores próximas ao amarelo, que representam as fases

próximas a 360°. Assim, poucos graus de diferença nas proximidades destes valores possuem um gradiente de cor muito expressivo, o que pode mascarar a análise visual.

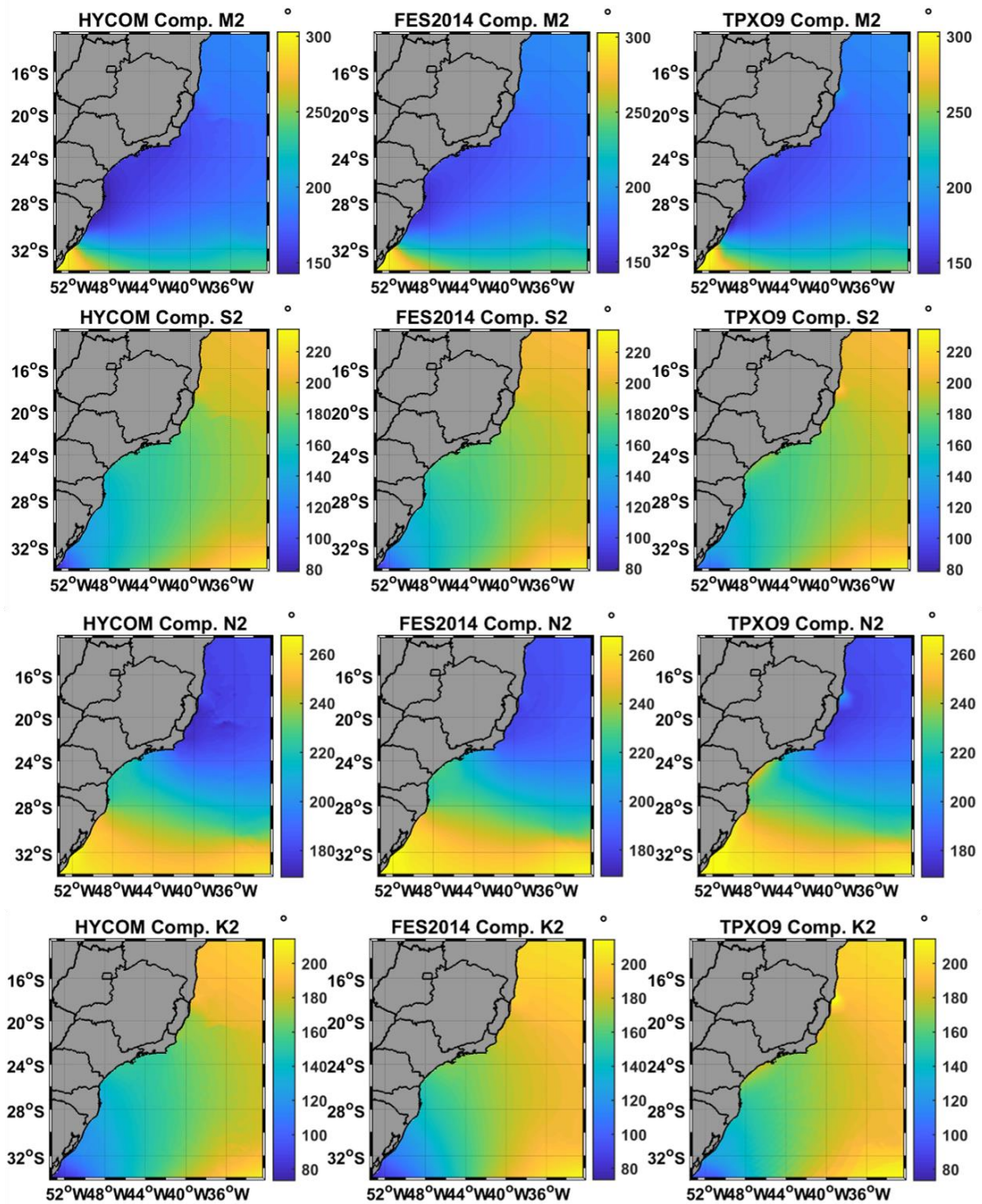


Figura 36. Fases das componentes semi-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPX09 (coluna da direita).

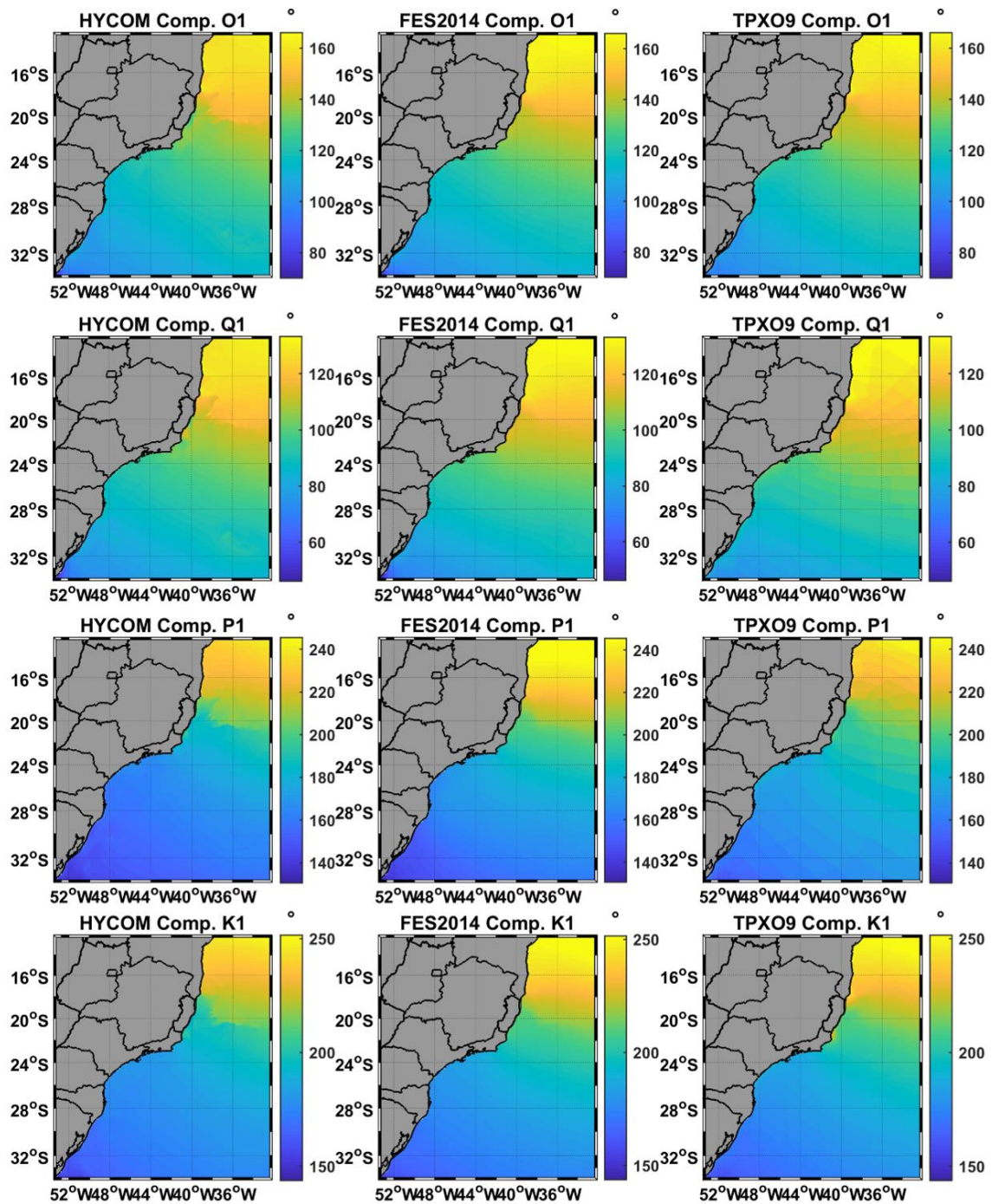


Figura 37. Fases das componentes diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPX09 (coluna da direita).

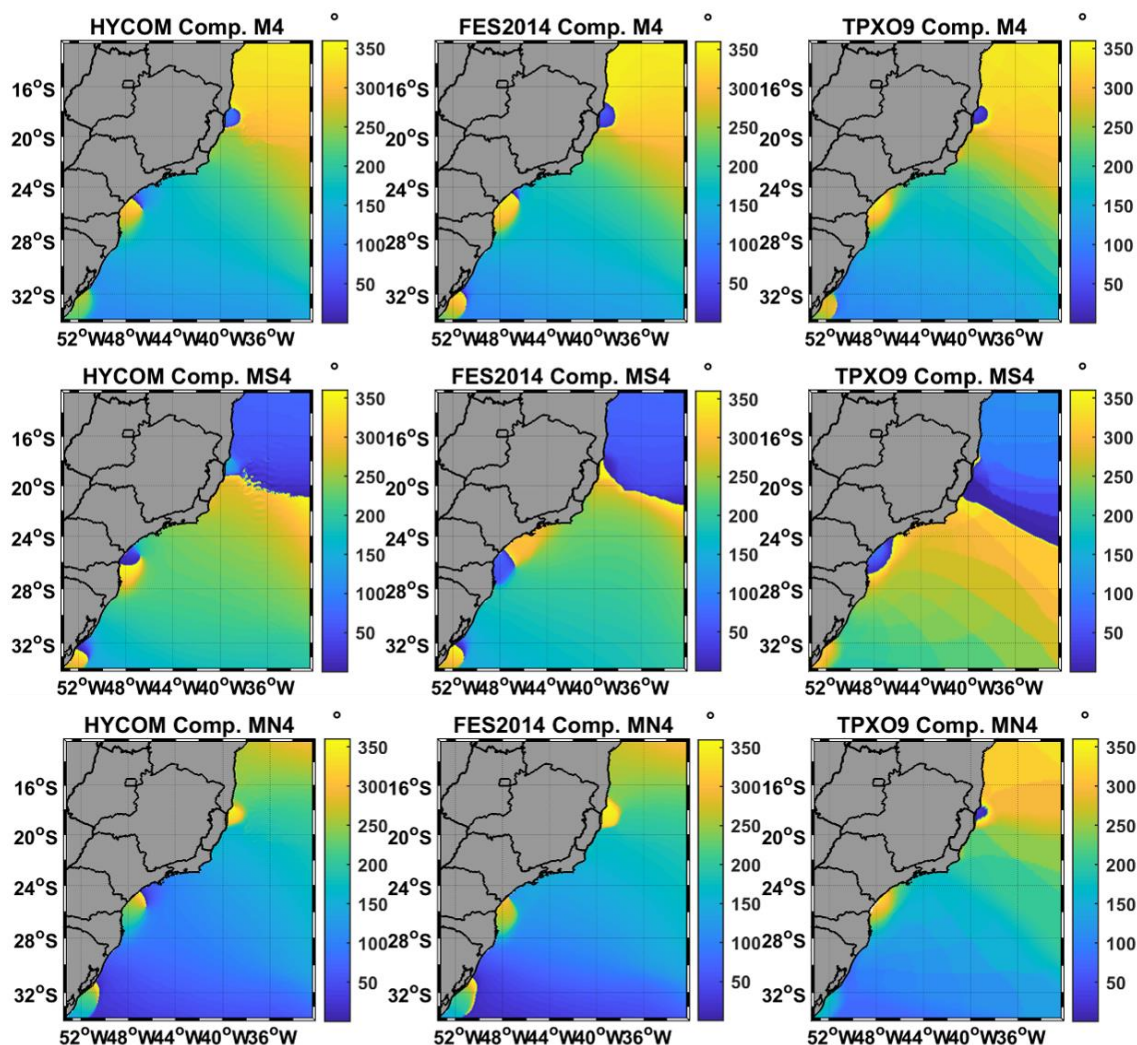


Figura 38. Fases das componentes quarto-diurnas resultantes da modelagem regional. HYCOM (coluna da esquerda), FES2014 (coluna central) e TPX09 (coluna da direita).

A quantificação das diferenças de amplitudes e fases observadas acima são feitas utilizando-se a métrica do Erro Médio Quadrático misfit (RMSmisfit), RMSgrid, da Soma Média Quadrática misfit (RSSmisfit) e RSSgrid (Anexo-A). Os valores de RMSgrid, considerando as componentes semi-diurnas, apontam as regiões próximas a CVT, costa sul da Bahia, Abrolhos e litorais do Paraná e São Paulo como sendo as regiões onde ocorre a máxima divergência entre os resultados dos modelos. Para as componentes M2, S2, N2 e K2, os maiores RMSgrid encontrados são de 4,2 cm, 3,3 cm, 1,2 cm e 1,7 cm, respectivamente (Figura 39). Estes valores de RMSgrid são relativamente baixos, uma vez que as amplitudes destas componentes ficam próximas a 108 cm, 48 cm, 16 cm e 14 cm, respectivamente. Os RMSgrid para as componentes diurnas são apresentados na Figura 40. Os maiores valores não passam de 1 cm, os

quais são observados na componente O1 no extremo sul da costa do Brasil. O que mais chama atenção são, novamente, os gradientes espaciais observados nas componentes Q1 e P1, os quais sugerem ocorrer devido à discretização espacial do TPXO9. Diante dos valores máximos observados de RMSgrid de 1 cm, 0,35 cm, 0,25 cm e 0,7 cm para as componentes O1, Q1, P1 e K1, respectivamente, observa-se que estes correspondem a apenas ~10% dos máximos valores de amplitude encontrados para estas componentes. As componentes quarto-diurnas apresentam RMSgrid máximos de 4 cm. As regiões dos litorais sul do Rio Grande do Sul, Paraná, São Paulo e sul da Bahia são onde ocorrem os máximos valores. Mais especificamente estes valores ocorrem na desembocadura da Lagoa dos Patos – RS (2,4 cm), próximos a Paranaguá – PR (4 cm), entre Santos – SP e São Sebastião – SP (4 cm) e região de Abrolhos - BA (2 cm) (Figura 41).

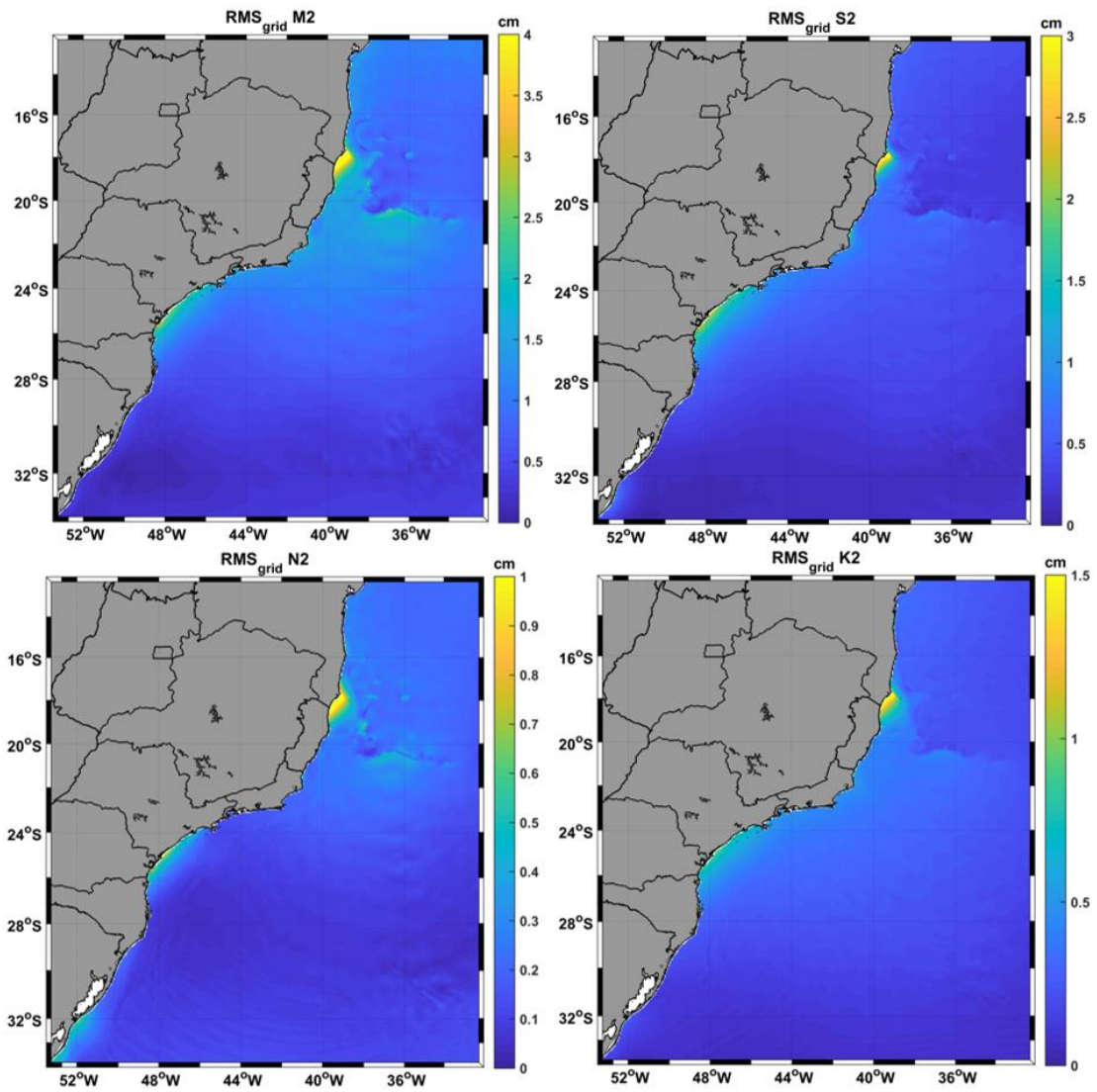


Figura 39. RMSgrid entre HYCOM, FES2014 e TPXO9 para as componentes semi-diurnas.

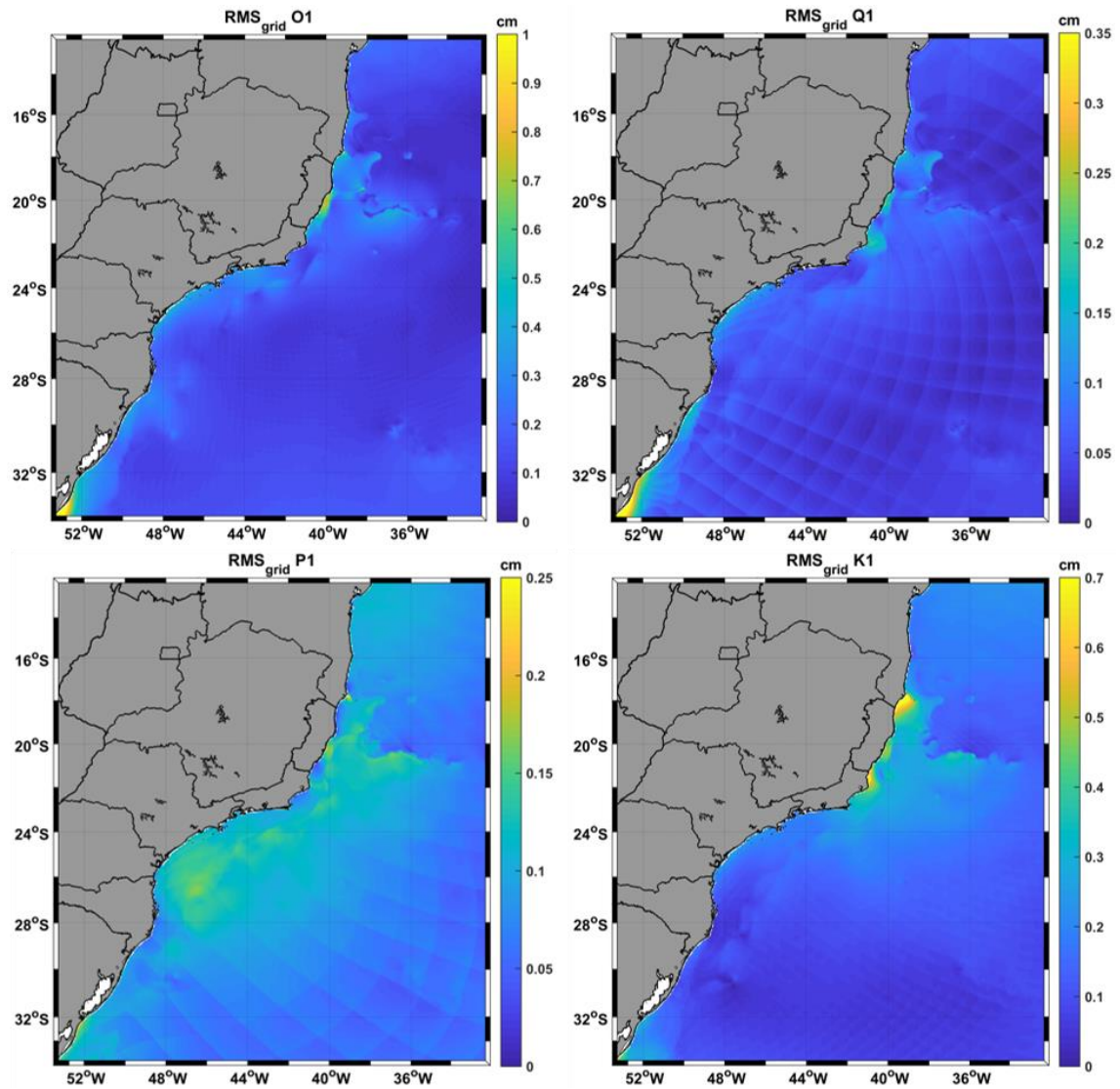


Figura 40. RMSgrid entre HYCOM, FES2014 e TPXO9 para as componentes diurnas.

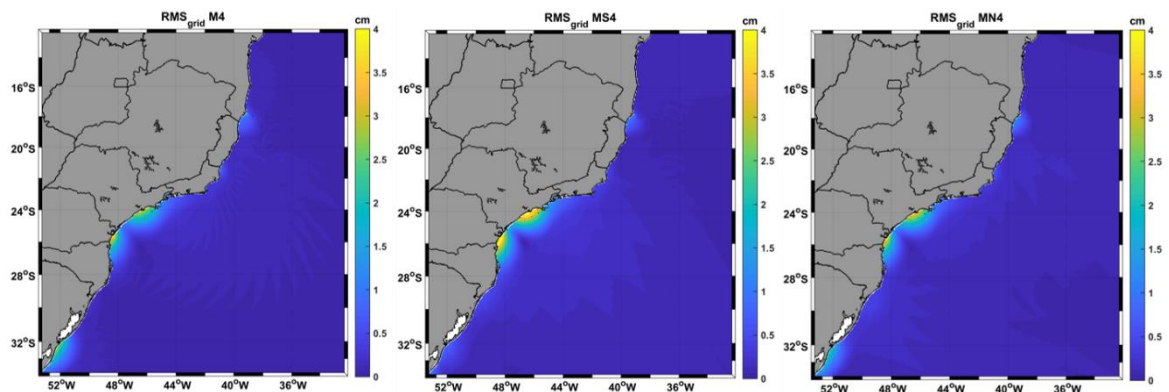


Figura 41. RMSgrid entre HYCOM, FES2014 e TPXO9 para as componentes quarto-diurnas.

4.1.3 HYCOM x FES2014 x TPXO9 x Marégrafos

As análises do RMSgrid permitem definir as áreas em que os resultados dos modelos divergem entre si. Permitem, também, quantificar esta divergência. Porém, para definir quais destes modelos melhor representam a realidade, deve ser feita a comparação com dados medidos. Assim, utilizando dados de marégrafos e os resultados dos modelos, foram calculados os RMSmisfit e as diferenças absolutas de amplitude (DifAmpl) para cada uma das constantes harmônicas de maré, em cada um dos marégrafos apresentados na Figura 42. A Figura 43 apresenta os resultados para as componentes semi-diurnas. Analisando as subfiguras da coluna da esquerda, a média do RMSmisfit do FES2014, considerando todas as componentes semi-diurnas e todos os marégrafos, é de 3,1 cm com máximo de 18,1 cm. Para o HYCOM estes valores são de 4,0 cm e 22,4 cm, respectivamente. O TPXO9 é o modelo que apresenta, em média, os menores RMSmisfit com média de 3,0 cm e máximo de 20,2 cm. Os máximos RMSmisfit para o FES2014 e TPXO9 ocorreram no marégrafo de Madre de Deus – BA, para o HYCOM ocorreu em Paranaguá – PR. Estes marégrafos estão localizados no interior de grandes baías (Baía de todos os Santos – BA e Baía de Paranaguá – PR), o que pode explicar tais diferenças.

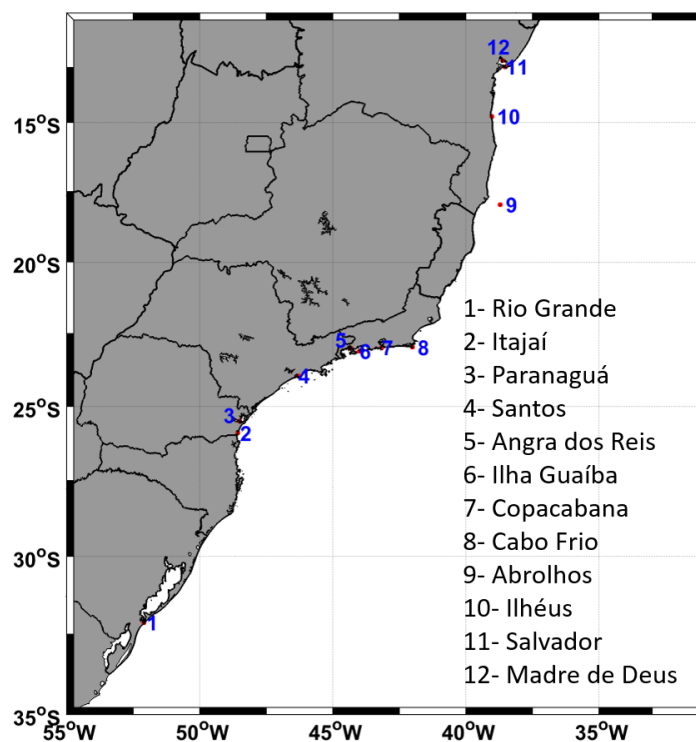


Figura 42. Localização dos marégrafos utilizados para comparação com os modelos de maré. A Tabela 8 apresenta os períodos de coleta de cada marégrafo.

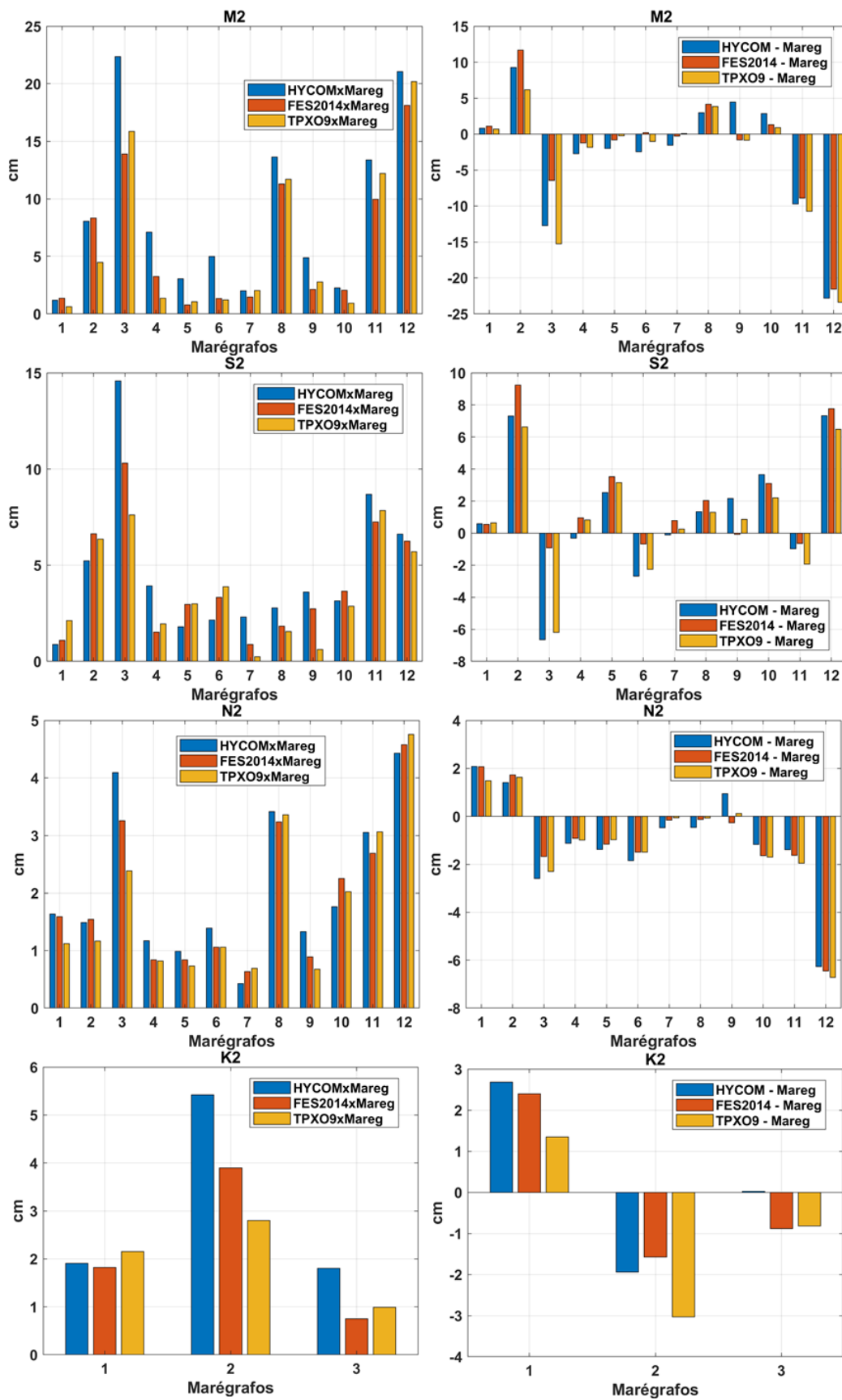


Figura 43. RMSmisfit (coluna da esquerda) e diferenças de amplitude (coluna da direita) entre os modelos e marégrafos para as componentes semi-diurnas.

Quando analisadas as subfiguras da coluna da direita da Figura 43, as médias dos valores absolutos da DifAmpl são de 2,3 cm, 2,8 cm e 2,5 cm considerando os modelos FES2014, HYCOM e TPXO9, respectivamente. As barras negativas (positivas) indicam que os modelos subestimam (superestimam) as amplitudes das componentes de maré. O fato das médias das DifAmpl serem menores que as médias do RMSmisfit, e mais próximas umas das outras, demonstra que a divergência entre os resultados dos modelos também se deve à estimativa da fase das componentes.

As análises feitas anteriormente com o RMSgrid mostraram que as maiores divergências entre os resultados dos modelos ocorrem nas proximidades do litoral sul de São Paulo, Paraná e sul da Bahia. Nestas regiões temos os marégrafos 2, 3, 4 e 9. Analisando a Figura 43 vemos que o modelo TPXO9 apresenta resultados mais próximos aos marégrafos com RMSmisfit médio de 3,1 cm contra 3,7 cm para o FES2014 e 5,3 cm para o HYCOM. O marégrafo 9, instalado em Abrolhos, por ser o mais distante da costa, demonstra que o HYCOM possui valores mais distantes dos marégrafos mesmo em regiões oceânicas, pois tem RMSmisfit, para a componente M2, de 4,9 cm. Este valor é mais de 2 vezes o RMSmisfit encontrado para o TPXO9 (2,8 cm) e FES2014 (2,1 cm). Analisando a DifAmpl em Abrolhos vemos que o RMSmisfit do HYCOM se deve a superestimação da amplitude da M2, pois esta superestimação é de exatamente 4,9 cm, ou seja, o mesmo valor do RMSmisfit. O FES2014 e o TPXO9 apresentam DifAmpl de apenas -0,8 cm contra RMSmisfit de 2,1 cm e 2,7 cm, respectivamente. Isto demonstra que para estes dois modelos as diferenças entre eles e o marégrafo se devem, também, as diferenças de fase. O marégrafo 4, instalado em Santos, também permite concluir que os modelos TPXO9 e FES2014 são os mais indicados para serem utilizados nesta região. Seus RMSmisfit, para as componentes M2 e S2 (as mais energéticas), são no máximo metade dos encontrados para o HYCOM. Para a M2 e S2 os RMSmisfit são, respectivamente 1,3 cm e 1,9 cm para o TPXO9, 3,3 cm e 1,5 cm para o FES2014 e 7,1 cm e 3,9 cm para o HYCOM.

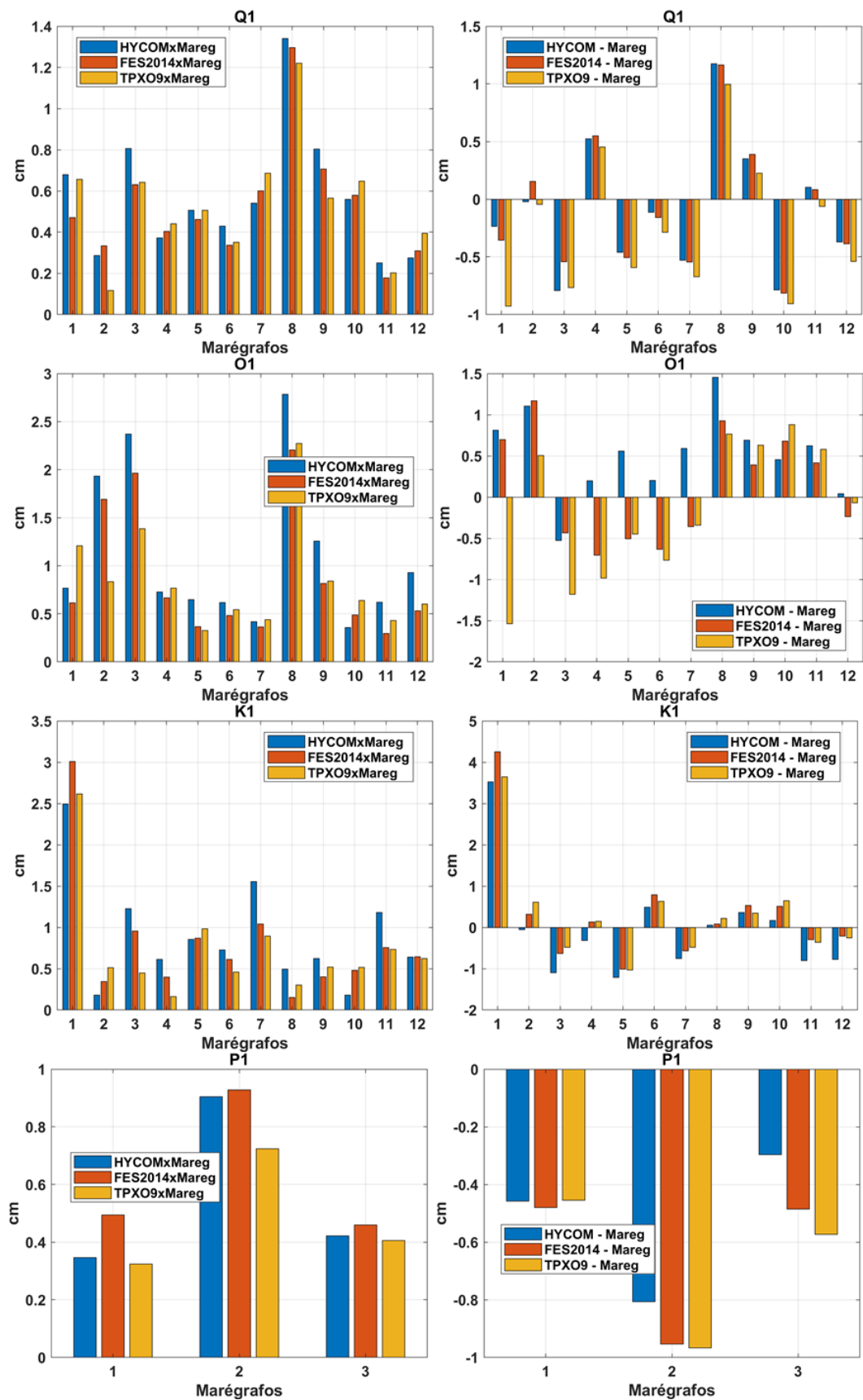


Figura 44. RMS misfit (coluna da esquerda) e diferenças de amplitude (coluna da direita) entre os modelos e marégrafos para as componentes diurnas.

Considerando todos os marégrafos, os valores médios dos RMSmisfit das componentes diurnas são menores que 1 cm (Figura 44). Para o TPXO9, FES2014 e HYCOM estas médias são de 0,5 cm, 0,6 cm e 0,7 cm, respectivamente. Os valores acima de 1 cm de RMSmisfit para a componente Q1 foi encontrado no marégrafo 8 (~1,2 cm para todos os modelos), os quais são praticamente iguais a DifAmpl (~1,1 cm) e que correspondem a 1/3 do valor máximo de amplitude (3,5 cm). Isto demonstra que existe uma concordância da fase entre os modelos para a componente Q1, pois o RMSmisfit é praticamente o mesmo valor da DifAmpl. Para a componente O1 os valores de RMSmisfit, maiores que 1 cm, foram encontrados nos marégrafos 1, 2, 3, 8 e 9. No marégrafo 1, apenas o TPXO9 apresenta valor acima de 1 cm (1,2 cm), no 2 isto ocorre para o HYCOM e FES2014 (1,8 cm) e no 9 isto ocorre somente para o HYCOM (RMSmisfit de 1,3 cm). Para a componente K1, segunda componente diurna mais energética com amplitude máxima de até 7,6 cm, o RMSmisfit encontrado no marégrafo 1 (Rio Grande – RS) foi de 2,5 cm, 2,7 cm e 3 cm para os modelos HYCOM, TPXO9 e FES2014, respectivamente. Para os marégrafos 3, 7 e 11 apenas o HYCOM apresenta RMSmisfit acima de 1 cm (1,2 cm, 1,6 cm e 1,2 cm, respectivamente). Para a componente P1, cuja amplitude máxima é de até 2,2 cm nas regiões costeiras, os RMSmisfit máximos de 0,9 cm para o HYCOM e FES2014 e 0,7 cm para o TPXO9 correspondem ao marégrafo 2 (Itajaí – SC). Todos os máximos de RMSmisfit para componente P1 são praticamente os mesmos valores das DifAmpl, o que demonstra que as diferenças entre os modelos e os marégrafos se devem às diferenças de amplitude.

Considerando as componentes quarto-diurnas as médias dos RMSmisfit são de 3 cm, 3,5 cm e 1,7 cm para o FES2014, HYCOM e TPXO9, respectivamente (Figura 45). Os máximos RMSmisfit encontrados para estes modelos são, respectivamente, 17 cm, 24,5 cm e 14 cm. Para as amplitudes destas componentes, os modelos HYCOM e FES2014 possuem a tendência de superestimar esta variável, enquanto o TPXO9 tem a tendência de subestimar. No marégrafo 3 (Paranaguá – PR), considerando a componente M4, o RMSmisfit de ~25 cm para o HYCOM e ~13 cm para o FES2014 se devem as fases, pois as diferenças de amplitudes são de apenas ~4 cm. Para a componente MN4, ainda no marégrafo 3, o RMSmisfit de 17 cm para o FES2014 se deve grande parte a superestimação da amplitude (14 cm maior que o marégrafo). Já para o HYCOM o RMSmisfit de ~11 cm se deve mais a diferença de fase, pois a diferença de amplitude não passa dos 3 cm.

As análises do RMSmisfit demonstram que apesar do HYCOM possuir em seu contorno as constantes harmônicas de maré do FES2014 e possuir a capacidade de transferência de energia da maré para a estrutura baroclínica do oceano, os resultados obtidos estão mais distantes dos marégrafos. Os valores de RSSmisfit permitem quantificar esta observação considerando todas as 11 componentes analisadas. A Tabela 9 apresenta este resultado, onde os valores em negrito destacam os menores RSSmisfit para cada marégrafo. O TPXO9 é o que mais se aproxima dos marégrafos, sendo que para 9 marégrafos ele apresenta menores RSSmisfit, em média 2,2 cm menores que os do FES2014 e 4 cm menores que os do HYCOM. O FES2014 apresenta menores RSSmisfit apenas para 4 marégrafos, e quando isto ocorre, os valores encontrados são no máximo 1 cm menores que os encontrados para o TPXO9. A média dos valores absolutos das diferenças entre os RSSmisfit do HYCOM e do FES2014 é de 1,81 cm. Considerando o FES2014 e o TPXO9 esta média é de 1,6 cm. Os marégrafos instalados em regiões de baías (Itajaí – SC, Paranaguá – PR, Salvador – BA e Madre de Deus – BA) apresentaram RSSmisfit acima de 7 cm, podendo chegar a ~30 cm. Já para marégrafos instalados em regiões fora de baías como Copacabana – RJ, Abrolhos – BA e Ilhéus – BA os RSSmisfit ficam próximos aos 2 cm com valor máximo de 4,2 cm.

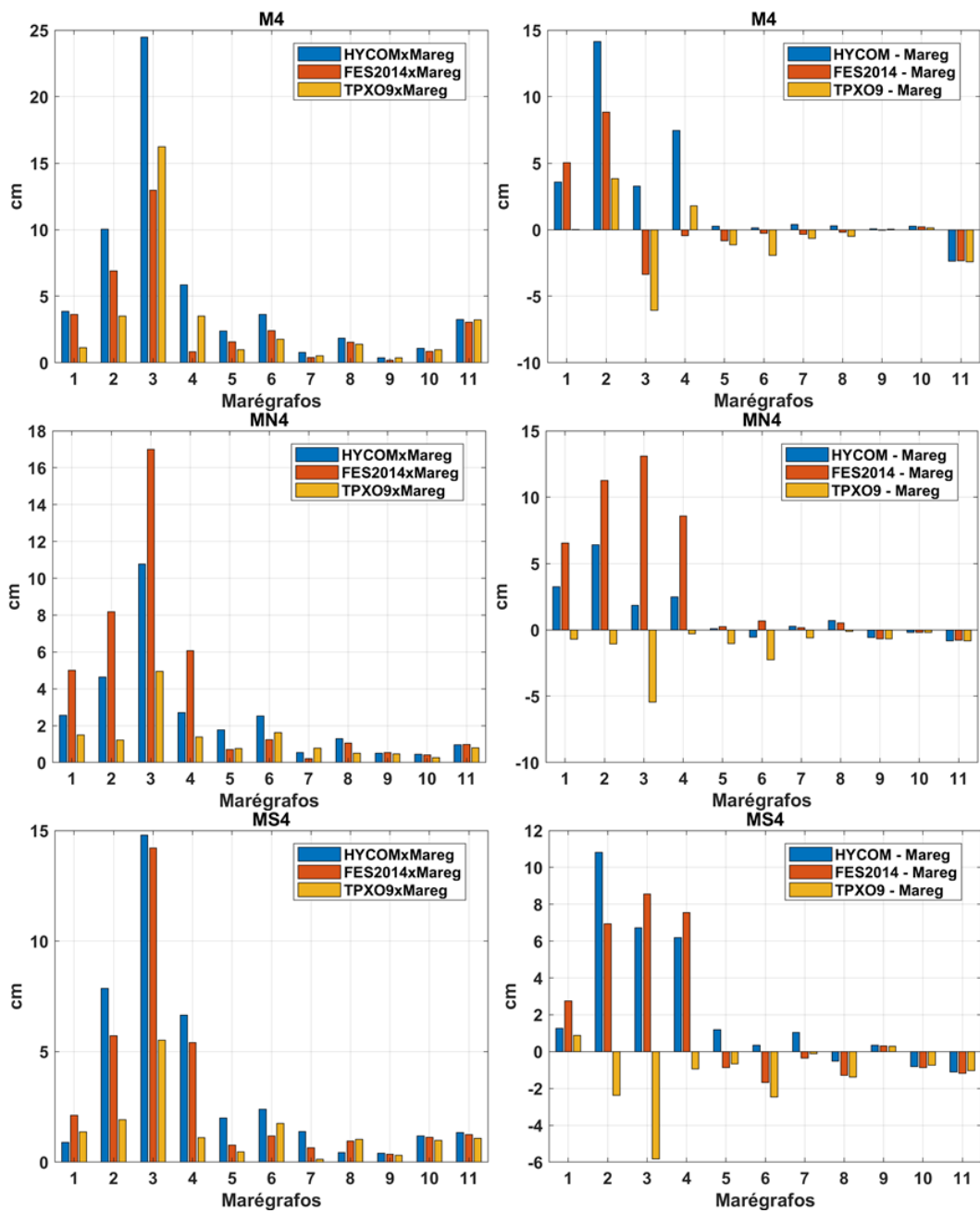


Figura 45. RMSmisfit (coluna da esquerda) e diferenças de amplitude (coluna da direita) entre os modelos e marégrafos para as componentes quarto-diurnas.

Tabela 9. RSSmisfit entre modelos e marégrafos (cm).

Marégrafos / Modelos	HYCOM	FES2014	TPXO9
Rio Grande – RS	5,2	6,4	4,4
Itajaí – SC	13,9	13,4	7,1
Paranaguá – PR	29,4	23,0	17,0
Santos – SP	8,8	5,8	3,5
Ilha Guaíba – RJ	4,2	2,8	2,7
Angra dos Reis – RJ	5,7	3,6	3,8
Copacabana – RJ	3,0	1,9	1,9
Cabo Frio – RJ	8,4	7,1	7,0
Abrolhos – BA	4,2	2,6	2,1
Ilhéus – BA	3,3	3,6	3,0
Salvador – BA	9,9	7,9	9,0
Madre de Deus – BA	10,2	9,9	10,0

Analisando o RMSgrid entre os modelos em função da profundidade é possível observar que a partir de uma determinada isobatométrica os resultados dos modelos passam a divergir com uma maior intensidade (Figura 46, 47 e 48). Estas profundidades considerando as componentes M2, S2, N2, K2, O1, Q1, P1, K1, M4, MN4 e MS4 são de 70 m, 140 m, 100 m, 100 m, 70 m, 35 m, 25 m, 100 m, 160 m, 160 m e 190 m, respectivamente. Nas regiões mais profundas os RMSgrid não passam dos 3 cm, 1 cm, 0,5 cm, 0,5 cm, 0,6 cm, 0,3 cm, 0,3 cm, 0,4 cm, 0,3 cm, 0,3 cm e 0,4 cm, respectivamente.

De forma a refinar as avaliações dos resultados dos modelos e, ao mesmo tempo, avaliar a eficácia da AH aplicada aos dados dos satélites, foi realizada a AH dos dados dos satélites filtrados com um filtro passa baixa de comprimento de onda de corte de 500 km. Esta filtragem é necessária para manter nos dados dos satélites somente o sinal da maré barotrópica. As constantes harmônicas obtidas foram comparadas com as oriundas dos modelos FES2014, TPXO9, HYCOM e GOT4.8. Vale lembrar que a validação deste método da análise harmônica é necessária, pois a AH é a ferramenta utilizada para se estimar o comprimento de onda da maré baroclínica, a qual permite definir o comprimento de onda de corte do filtro dos ruídos dos dados dos satélites.

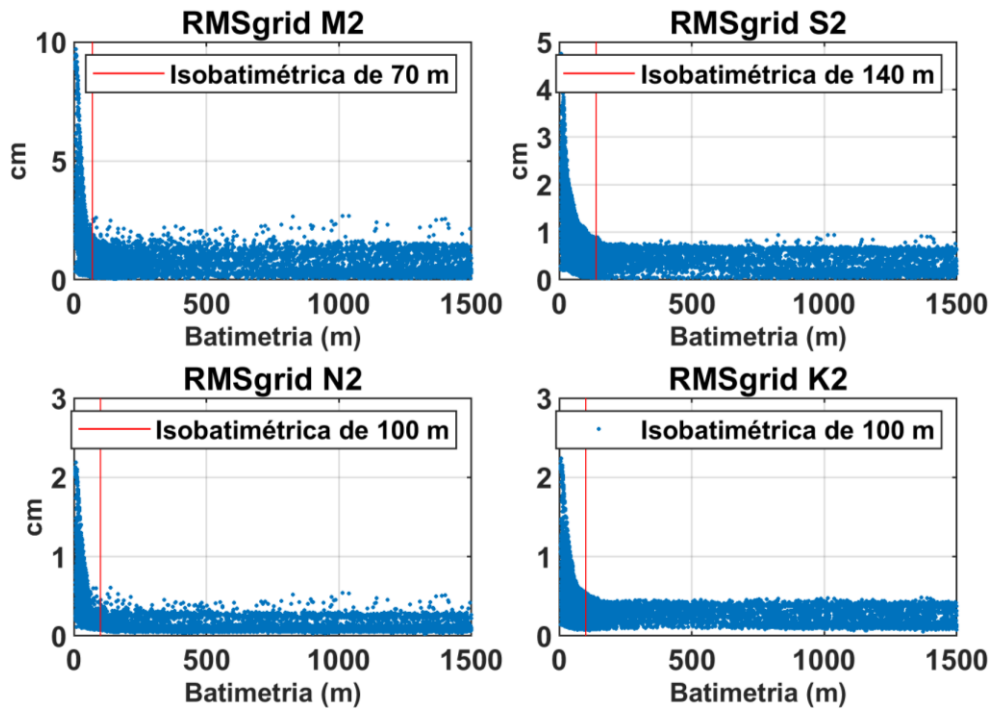


Figura 46. RMSgrid entre os modelos TPX09, FES2014 e HYCOM em função da batimetria. Componentes semi-diurnas.

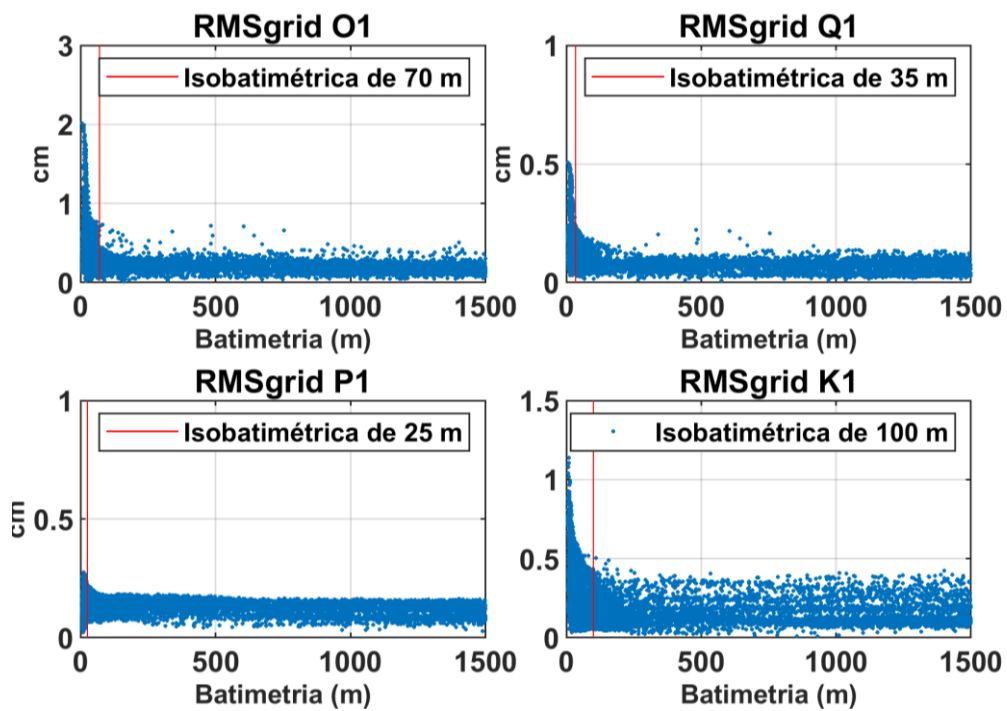


Figura 47. RMSgrid entre os modelos TPX09, FES2014 e HYCOM em função da batimetria. Componentes diurnas.

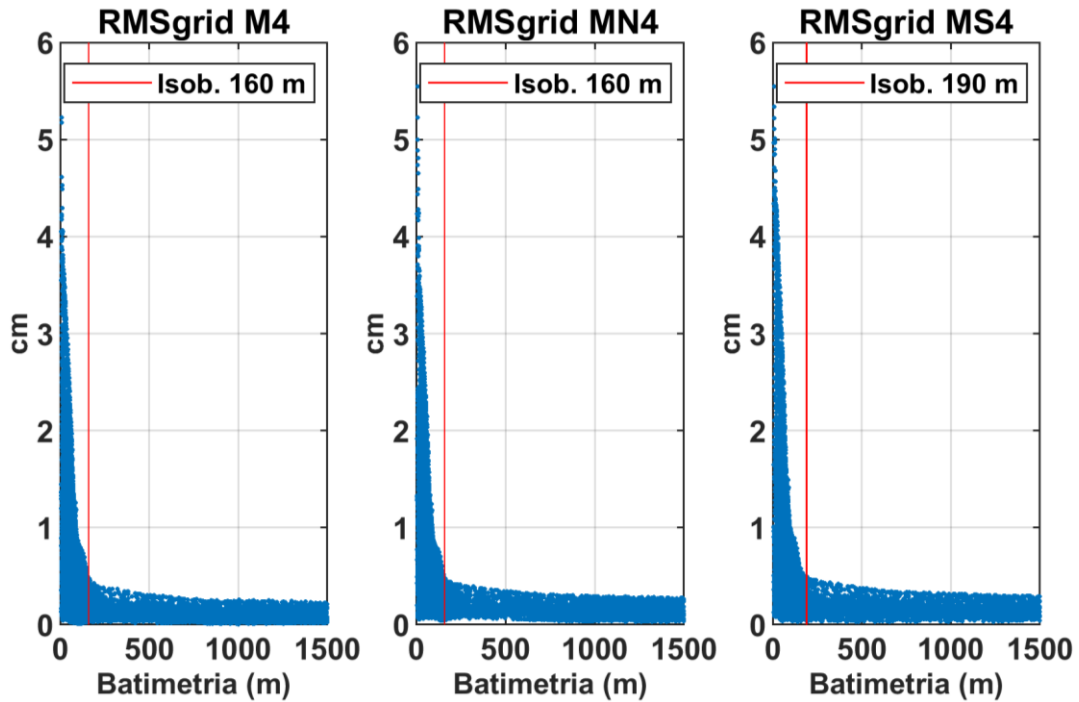


Figura 48. RMSgrid entre os modelos TPX09, FES2014 e HYCOM em função da batimetria. Componentes quarto-diurnas.

4.2 Análise harmônica de maré utilizando dados de satélites

Para a avaliação da AH foi necessário, primeiramente, calcular os pontos referência das órbitas dos satélites da série Poseidon, ERS e Sentinel3a, os quais resultaram em 3678, 14363 e 56412 pontos referência, respectivamente (Figura 49).

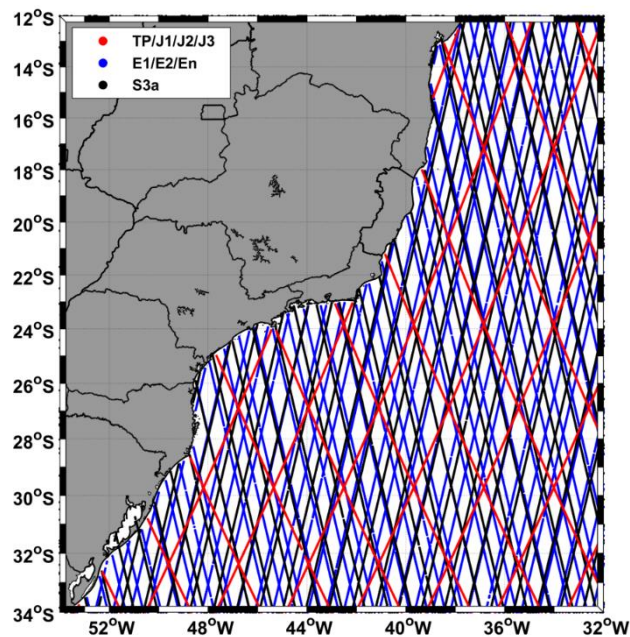


Figura 49. Pontos referência dos satélites utilizados.

Os comprimentos das séries temporais ficaram em média com 958, 207 e 34 tempos, respectivamente. Desta forma, para esta análise foram utilizados somente os satélites da série Poseidon devido os comprimentos das séries serem suficientemente longos para garantir a separação das principais componentes de maré. Antes de realizar a AH, as etapas da eliminação de dados espúrios e das correções atmosféricas devem ser aplicadas aos dados dos satélites. Deve-se também aplicar as correções geofísicas de maré terrestre, maré polar, estados do mar e barômetro invertido. O primeiro passo foi analisar a eliminação de dados espúrios utilizando os critérios apresentados na Tabela 7 (seção Metodologia). Os critérios que correspondem ao RMS dos *ranges* obtidos durante um intervalo de 1 s de medidas (RMSR), a diferença entre Altitude e *range* (Alt-Range), correção de troposfera seca (TropS), maré da terra sólida (MareT), maré oceânica (MareO) e maré polar (MareP) possuem intervalos de exclusão que não foram rigorosos ao ponto de eliminar qualquer dado. Os critérios que envolvem a quantidade de formas de ondas utilizada para calcular o *range* (NumVal) a qual possibilita uma maior aproximação dos contornos de terra e o Sigma 0 (Sig0) eliminam a mesma quantidade de dados. Com exceção de dois pontos, eles eliminam em média 2% dos dados medidos, o que corresponde a aproximadamente 18 observações dos satélites da série Poseidon. As correções de estado do mar (EstMar), correção ionosférica (Iono), correção de troposfera úmida (TropU), altura significativa de onda (HS) e intensidade do vento (IVento) eliminam menos de 1% dos dados (Figura 50). A distribuição espacial da eliminação dos dados ruins demonstra que esta ocorre, na grande maioria, nas regiões costeiras, com exceção do Sig0r (Figura 51). Porém, diante da pequena quantidade de dados eliminados utilizando os critérios apresentados, os processamentos seguiram adiante. No caso de, ao longo do tratamento dos dados, aparecessem observações espúrias, os critérios seriam revisitados. Porém, como será apresentado mais a frente, não apareceram dados espúrios os quais causassem problemas no cálculo da AASM. Isto permite concluir que os critérios de edição dos dados estão bem dimensionados para a área de estudo. Os contornos suaves da costa, a baixa ocorrência de grandes ilhas além dos 10 km da linha de costa e a atmosfera relativamente estável, quando comparada com outras regiões do globo (como as altas latitudes, por exemplo), fazem com que os critérios, relativamente bem abrangentes (Tabela 7), permitam a seleção apenas das observações que não possuem grandes problemas.

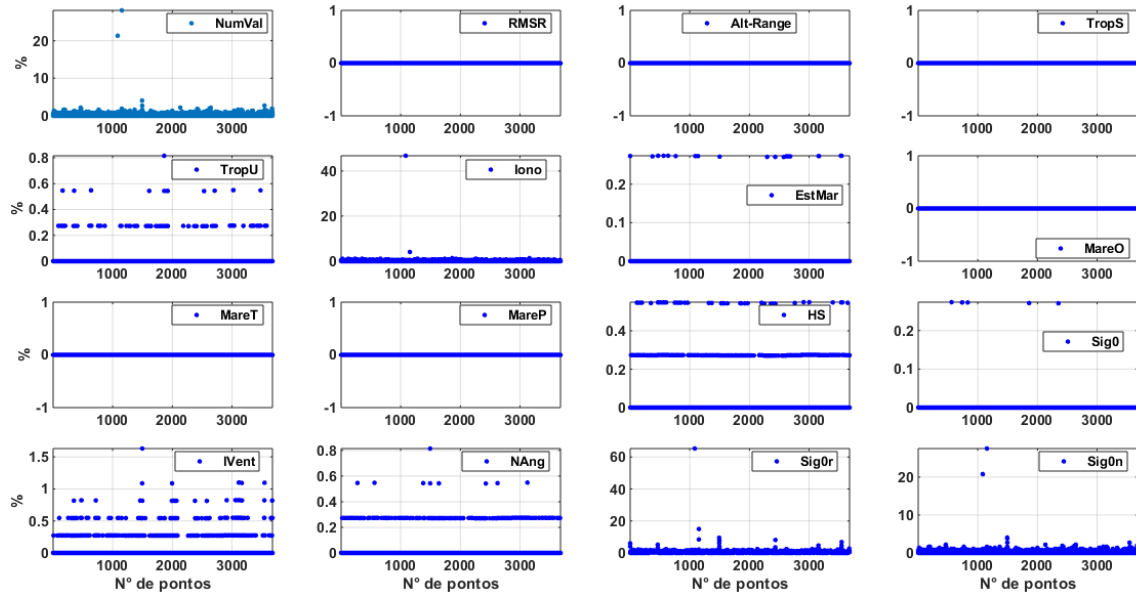


Figura 50. Porcentagem de observações eliminadas diante dos critérios de seleção apresentados na Tabela 7.

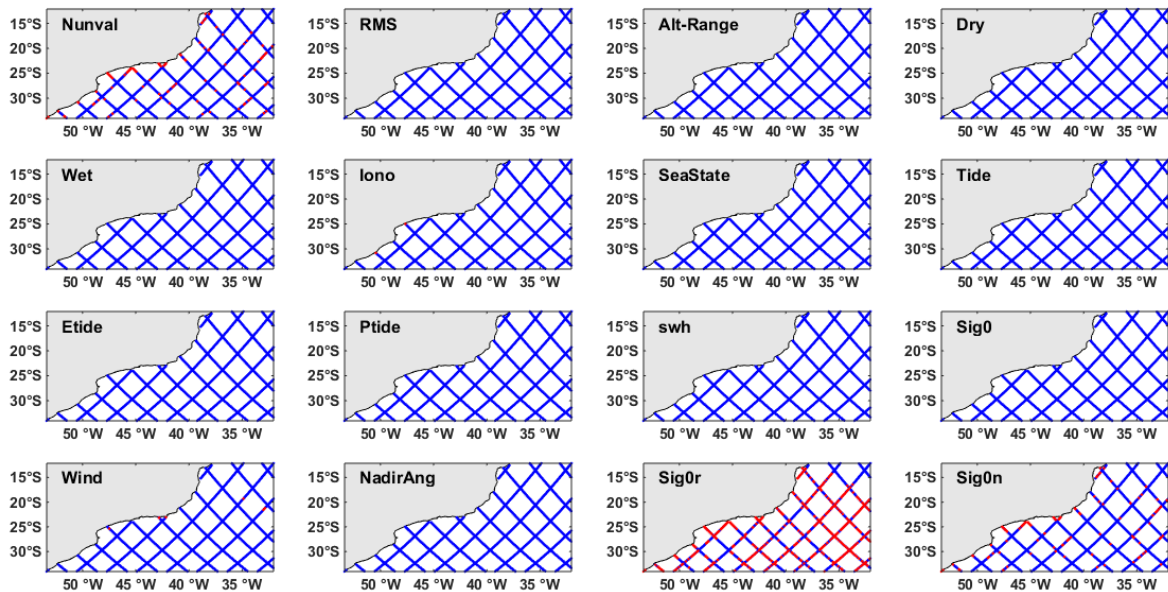


Figura 51. Distribuição espacial das ocorrências das eliminações das observações diante dos critérios de seleção apresentados na Tabela 7.

Após a seleção dos dados, todas as correções atmosféricas e geofísicas, com exceção da maré oceânica, foram interpoladas para os pontos referência. O método de interpolação utilizado é baseado na média ponderada pelo inverso da distância elevada a terceira potência com um raio de influência de 10 km. O raio de influência foi definido como sendo aproximadamente 1 vez e meia a resolução *along track*, de forma a

preencher possíveis lacunas geradas pela seleção dos dados feitas anteriormente. No final a ASM com o sinal da maré astronômica foi calculada em cada ponto referência utilizando a equação abaixo:

$$\begin{aligned} ASM_{comMaré} = & \textit{altitude} - \textit{range} - \textit{correção ionosférica} \\ & - \textit{correção de troposfera seca} - \textit{correção de troposfera úmida} \\ & - \textit{correção de estado do mar} - \textit{maré de terra sólida} \\ & - \textit{maré polar} - \textit{efeito de barômetro invertido} \end{aligned}$$

As Figuras 52 e 53 apresentam os resultados da AH para as componentes M2, S2, N2, O1, Q1 e P1 ao longo dos *tracks* 24 e 163. A escolha destes dois *tracks* foi feita devido ao fato de um passar por uma grande parte da área e sobre a cadeia Vitória-Trindade (*track* 24) e outro ser o mais costeiro (*track* 163). Nos dois casos é possível observar a concordância entre as fontes de dados, cujas diferenças absolutas de amplitude não ultrapassam 1 cm. Somente para a componente M2 na região de profundidade menor que 200 m o resultado obtido com os dados dos satélites é até 10 cm menor que os modelos. A análise dos RMSgrid calculados *along track* considerando todos os modelos e os resultados da AH demonstram que a inclusão dos dados dos satélites e do GOT4.8 não causam aumento dos valores de RMSgrid, antes calculados somente com os modelos TPXO9, FES2014 e HYCOM (Figuras 54). As regiões que apresentam maiores RMSgrid continuam sendo a costa sul da Bahia e litoral do Paraná e São Paulo. Apenas para as componentes M2 e O1 na região do litoral do Estado do Rio de Janeiro ocorreu um aumento de 0,5 cm no RMSgrid. Para qualquer componente os RMSgrid médios não passam de 2 cm, o que mostra uma conformidade entre os resultados dos cálculos da maré para qualquer uma das fontes analisadas. Conclui-se também que a AH é robusta e confiável para ser aplicada aos dados dos satélites.

O RSSmisfit calculado entre a AH e cada um dos modelos TPXO9, FES2014, HYCOM e GOT4.8 nas regiões mais profundas que 150 m possuem valores médios de 1,9 cm, 1,9 cm, 0,6 cm e 0,4 cm, respectivamente. Os desvios padrão são de 1,7 cm, 1,6 cm, 1,2 cm e 1,2 cm, respectivamente (Figura 55). A análise do RSSmisfit permite definir que as regiões mais rasas que 150 m é onde ocorre a maior divergência entre as fontes de dados analisadas (RSSmisfit de até 30 cm, Figura 55).

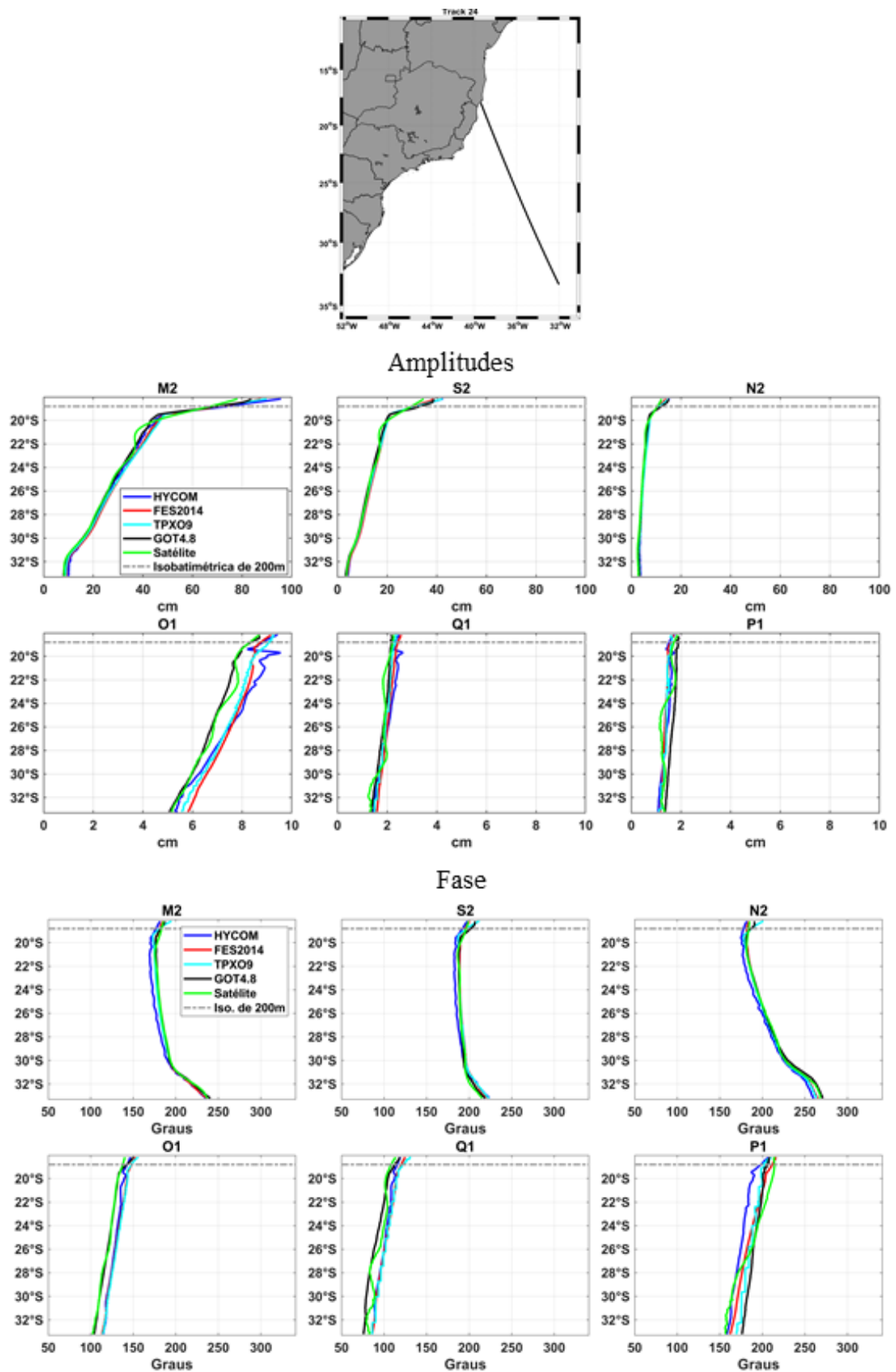


Figura 52. Amplitudes e fases das componentes M2, S2, N2, O1, Q1 e P1 ao longo do *track* 24.

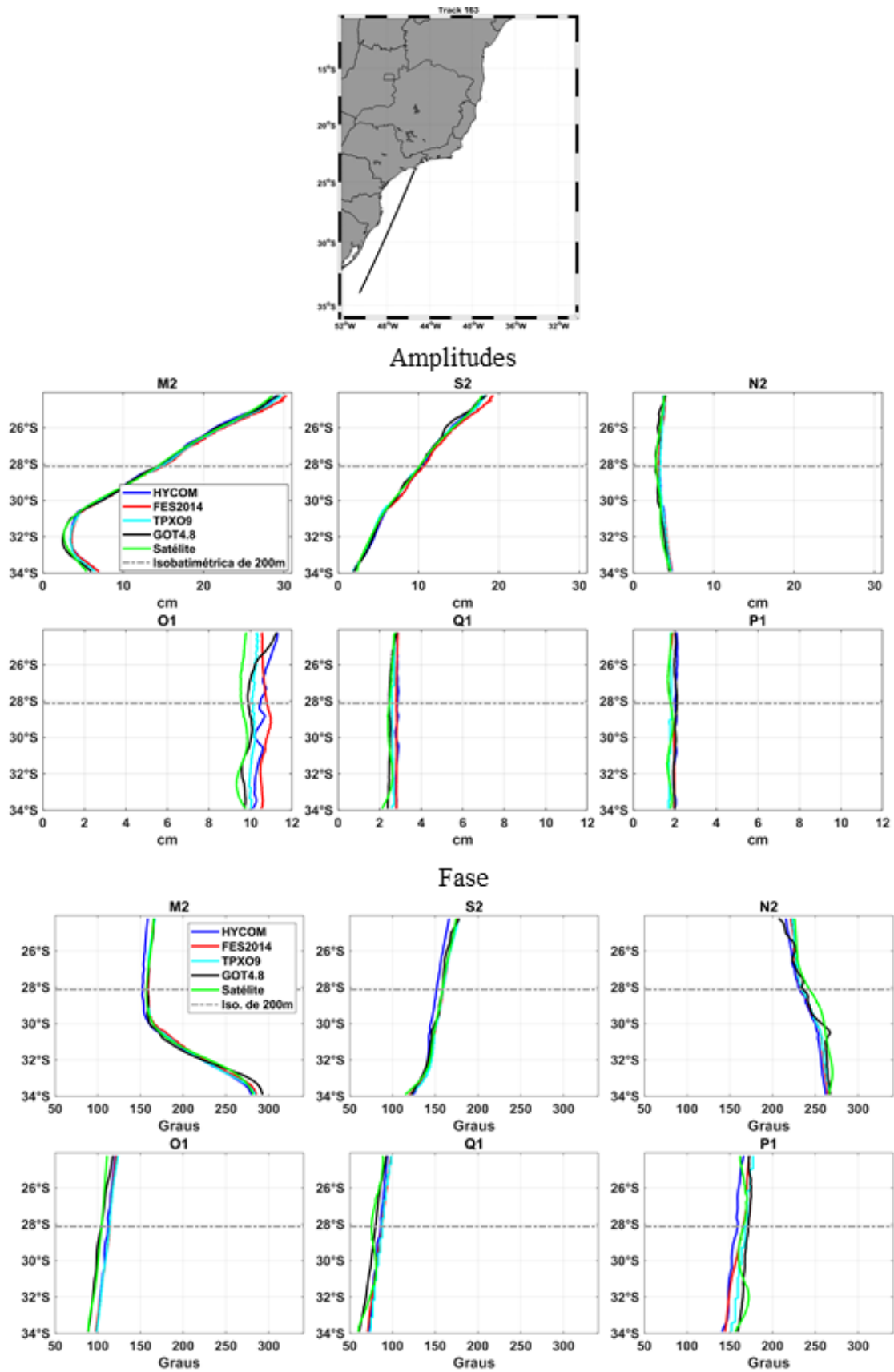


Figura 53. Amplitudes e fases das componentes M2, S2, N2, O1, Q1 e P1 ao longo do *track* 163.

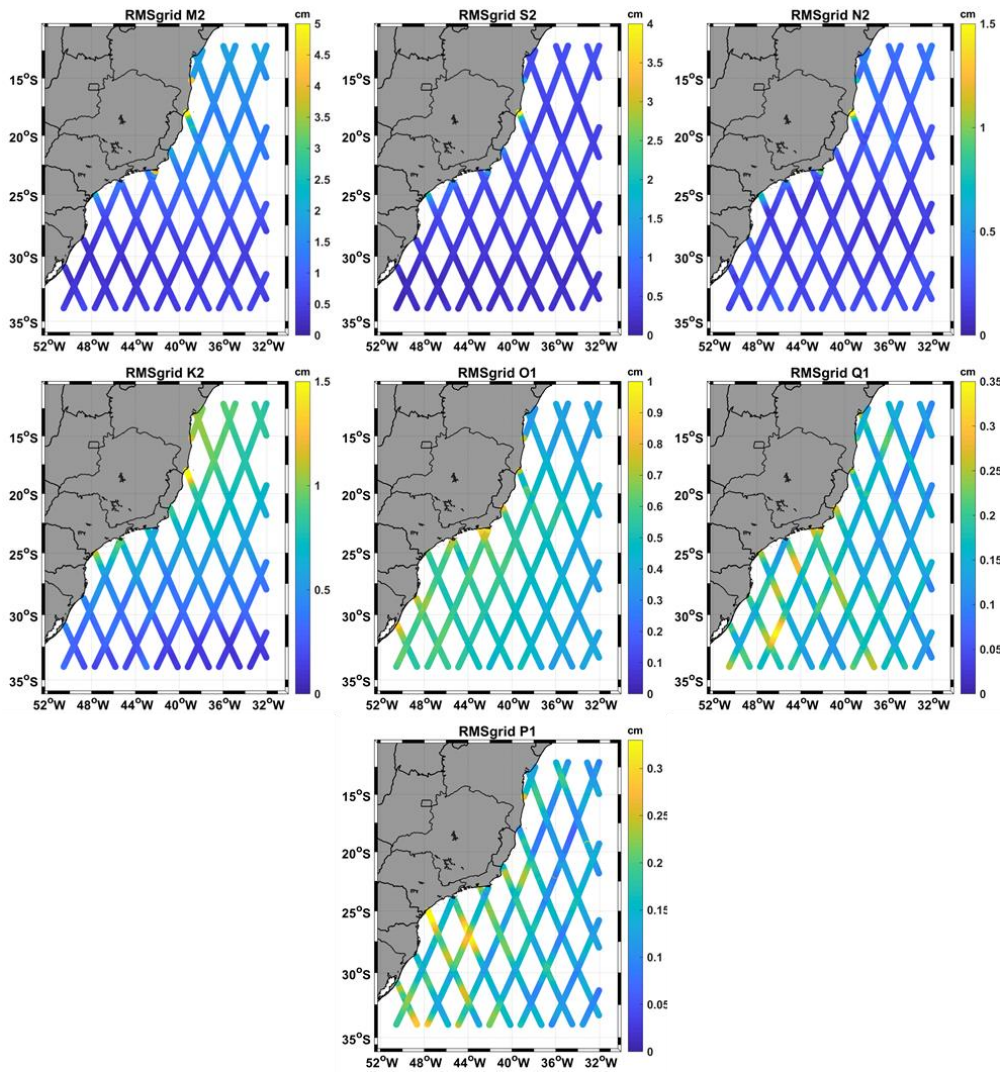


Figura 54. RMSgrid *along track* considerando os resultados da AH e os modelos TPX09, FES2014, HYCOM e GOT4.8.

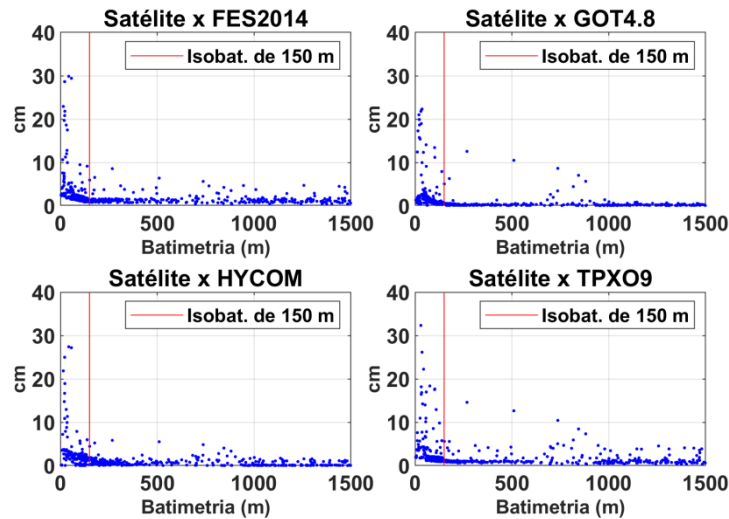


Figura 55. RSSmisfit *along track* em função da batimetria.

4.4 Definição do comprimento de onda da maré baroclínica

Uma vez verificada a eficiência da AH, esta foi aplicada aos dados dos satélites filtrados com um filtro passa baixa de 50 km, para atenuar os ruídos de pequeno comprimento de onda, e um segundo filtro passa alta de 500 km, este para atenuar o sinal da maré barotrópica. Este procedimento visa definir um comprimento de onda da maré baroclínica, o qual será utilizado como o comprimento do filtro final que será aplicado aos dados *along track*, para então gerar a AASM L3 para assimilação. Como feito anteriormente para o teste da AH, as correções atmosféricas e geofísicas, com exceção da correção de maré oceânica, foram aplicadas ao *range* dos satélites. Para evitar os problemas de borda ocasionados durante a filtragem *along track*, as observações nas extremidades dos *tracks* foram espelhadas até uma distância de 500 km, ou seja, 76 observações foram replicadas e espelhadas em cada extremidade dos *tracks*. As Figuras 56 e 57 apresentam seis exemplos com as curvas da maré barotrópica (Maré barotrópica disponibilizada nos arquivos NetCDF (Maré GOT4.8)), da AASM com a correção da maré barotrópica disponibilizada nos arquivos NetCDF, da AASM sem a correção da maré (curva utilizada para as filtrações, a qual contém o sinal da maré total), as curvas das AASM filtradas (Filt50 km e filt500 km) e a AASM resultante da subtração da curva Filt500 km da curval Filt50 km (AASM Filt50_500 km = AASM Filt50 – AASM Filt500). Esta última é a AASM utilizada para aplicação da AH com objetivo de se estimar as componentes da maré baroclínica. Nestas figuras pode-se observar a diferença entre a AASM sem o sinal da maré barotrópica (verde) e a AASM com a maré total (preto), o que demonstra, que mesmo em regiões oceânicas, o sinal da

maré possui amplitudes que passam dos 20 cm, porém não apresenta um comprimento de onda inferior a 500 km. Assim, conclui-se que, na região de estudo, ao se aplicar um filtro de comprimento de onda de 500 km, existe a certeza da eliminação da maré barotrópica. Estas figuras permitem observar, também, a eficiência da filtragem, sendo que não ocorrem problemas de borda, pois as curvas pretas, vermelhas e azuis nas subfiguras centrais possuem as extremidades com valores próximos.

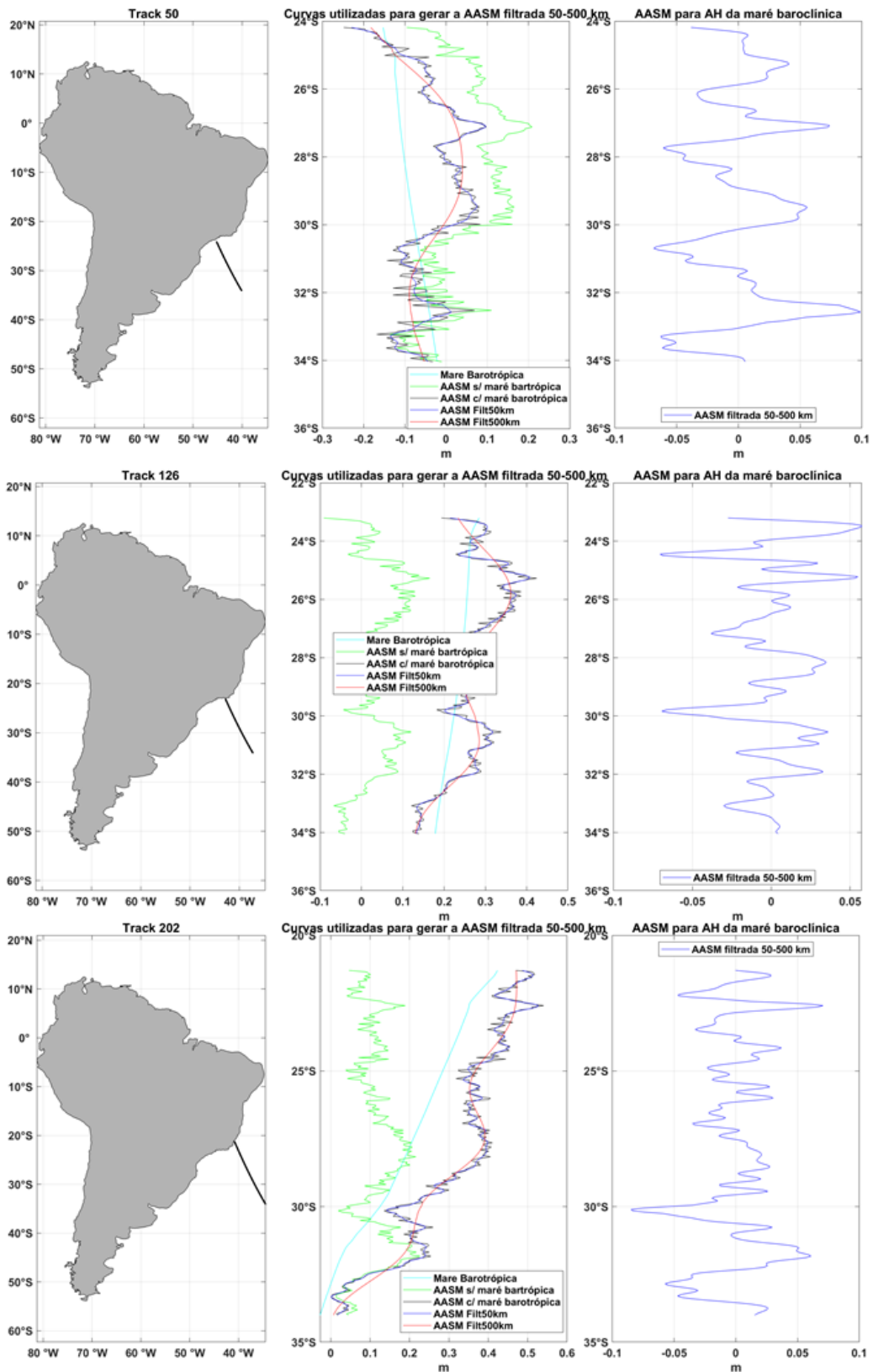


Figura 56. *Tracks* referência descendentes (esquerda), curvas utilizadas (centro) para o cálculo da AASM que será utilizada para aplicação da AH direcionada à obtenção da maré baroclínica (direita).

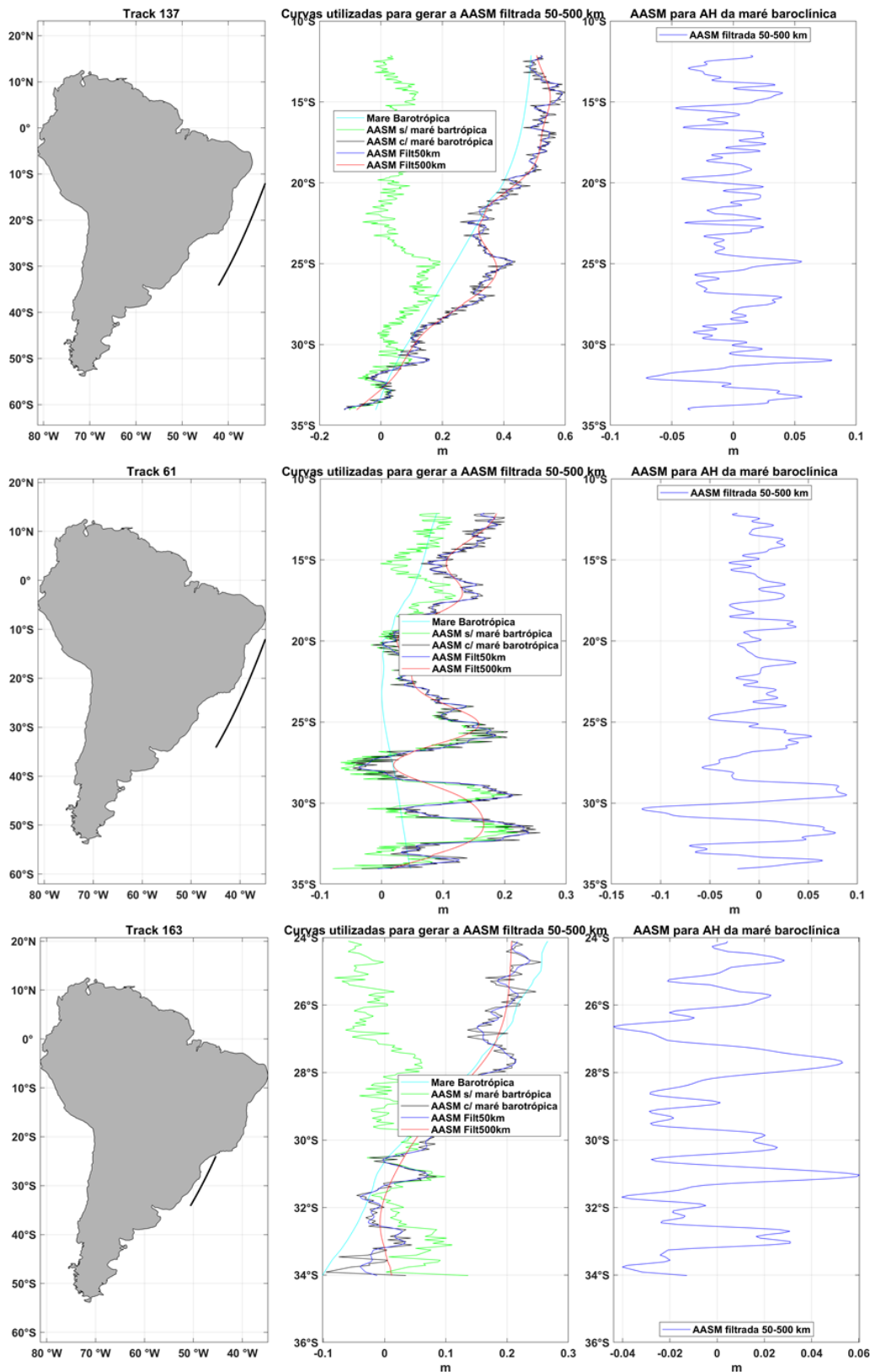


Figura 57. *Tracks* referência ascendentes (esquerda), curvas utilizadas (centro) para o cálculo da AASM que será utilizada para aplicação da AH direcionada à obtenção da maré baroclínica (direita).

Depois de realizar as filtragens espaciais *along track* e reorganizar as séries temporais para cada ponto referência, a AH foi aplicada de forma a separar a principal componente de maré (M2). As análises das amplitudes em superfície da componente M2 ao longo dos *tracks* dos satélites demonstram que o sinal da maré baroclínica está presente em toda região de estudo. As amplitudes obtidas ficaram próximas a 1 cm com uma amplificação de até 2,5 cm nas regiões próximas a CVT (Figura 58). Outros autores também observaram este padrão de amplificação nesta região e apontaram a CVT como sendo uma área de geração de maré baroclínica (RAY e ZARON, 2016; PAIVA *et al.*, 2018). O forte gradiente de batimetria existente na região e a direção de propagação da maré astronômica ser perpendicular à cadeia de montanhas submarinas explica este fato. PAIVA *et al.* (2018) fizeram uma análise detalhada da geração de maré baroclínica nesta região e demonstraram que os sinais deste processo se estendem para o sul até a latitude de 24°S. Em direção ao norte o sinal da maré baroclínica gerada na CVT interage com outras áreas de geração como a região do Banco de Corais de Abrolhos. A região da elevação de Rio Grande (~30°S e 35°W) também foi apontada como sendo uma área de geração de maré baroclínica (ZHAO *et al.*, 2016; RAY e ZARON, 2016; PAIVA *et al.*, 2018). Ao interpolar para uma grade regular de 1/12° as amplitudes em superfície da componente M2 da maré baroclínica nota-se os máximos valores de até 2 cm nestas regiões apontadas como sendo áreas geradoras de maré baroclínica (Figura 59). PAIVA *et al.* (2018) observaram que devido à CVT possuir uma geometria horizontal em forma de arco com concavidade voltada para o sul, esta gera um efeito de lente concentrando a energia da maré baroclínica em um ponto focal localizado 300 km ao sul da CVT (latitude 22.1°S e longitude 36.6°W). Isto pode ser observado na Figura 59 com os valores de até 1,8 cm presentes nas proximidades desta localidade. Este efeito de lente causado pela forma dos montes submarinos também foi observado em outras regiões do globo. ZHAO e D'ASARO (2011) descrevem uma destas ocorrências no Arco das Marianas, no Oceano Pacífico, onde um arco de aproximadamente 1300 km, formado por montanhas submarinas e ilhas, possui um ponto focal localizado 630 km a oeste.

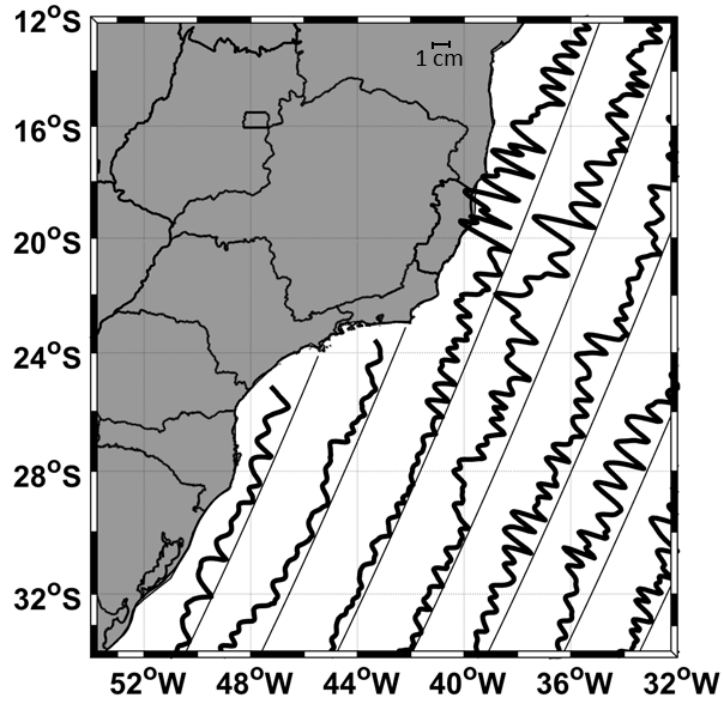


Figura 58. Amplitude em superfície da componente M2 da maré baroclínica calculada ao longo dos *tracks* ascendentes dos satélites da série Poseidon.

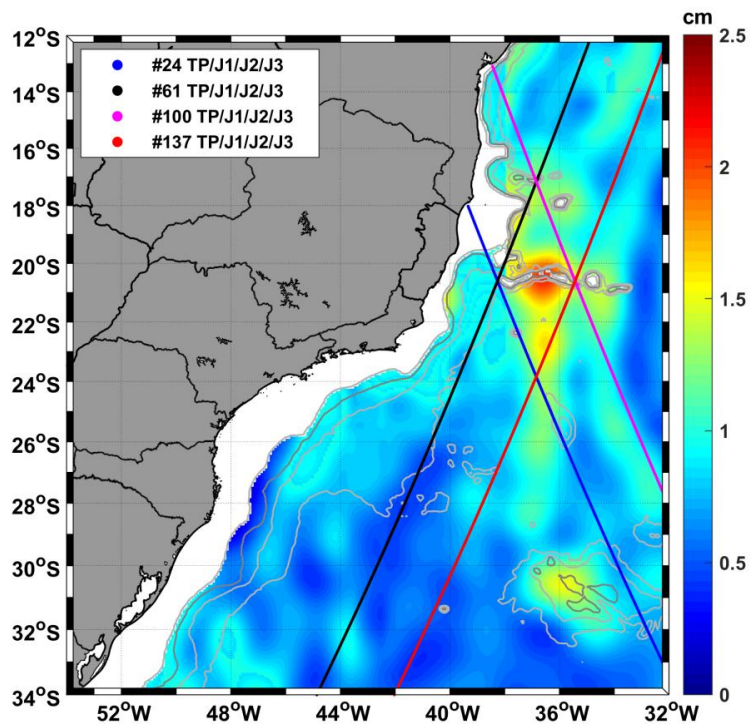


Figura 59. Campo de amplitude em superfície obtido via interpolação ótima dos resultados das análises *along track* da componente M2 da maré baroclínica. Os *tracks* na figura representam os *tracks* utilizados na análise espectral apresentada na Figura 60.

De forma a se definir um comprimento de onda da maré baroclínica, uma análise espectral no domínio do número de onda foi realizada utilizando as amplitudes em superfície da componente M2 calculadas ao longo de quatro *tracks* que cruzam a CVT, principal área geradora de maré baroclínica na região. A escolha da componente M2 é baseada no fato desta ser a mais energética da região e possuir o maior comprimento de onda. Os resultados indicam um pico de máxima energia com média de $100 \text{ cm}^2/\text{cpk}$ associado ao comprimento de onda de 140 km (Figura 60). Este pico fica evidente nos resultados obtidos com os *tracks* 100 e 137 os quais cruzam uma maior área que apresentam amplitudes superiores a 1 cm. Um segundo pico é observado no comprimento de onda de 70 km. Estes valores estão de acordo com os comprimentos de onda teóricos regionais de $\sim 130\text{--}150 \text{ km}$ e $\sim 70 \text{ km}$ esperados, respectivamente, para o primeiro e segundo modos baroclínicos, em uma análise regional baseada na solução do problema clássico de autovalor para modos baroclínicos em um oceano plano usando valores climatológicos de frequência de empuxo (RAY e ZARON, 2016). Diante destes resultados o comprimento do filtro que será aplicado para eliminar os ruídos de pequeno comprimento de onda dos dados dos satélites foi definido como sendo de 140 km.

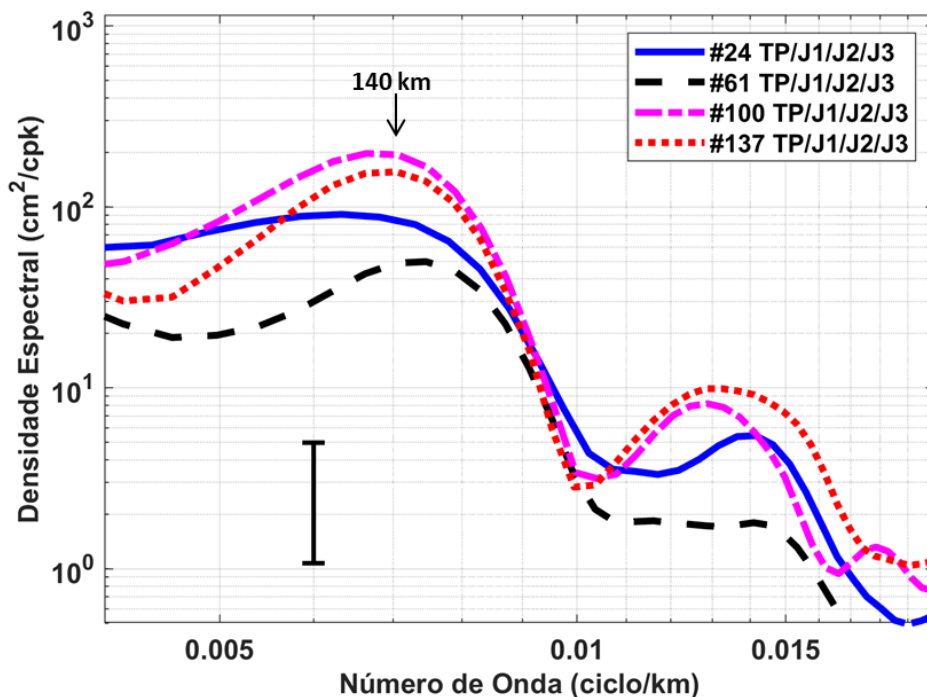


Figura 60. Análise espectral no domínio do número de onda utilizando as amplitudes em superfície da componente M2 da maré baroclínica calculadas ao longo de quatro *tracks* dos satélites da série Poseidon que cruzam a CVT. As posições destes *tracks* são apresentadas na Figura 59.

A Figura 61 apresenta a curva resposta do filtro de 140 km diante da resolução espacial de 6,5 km dos dados *along track*.

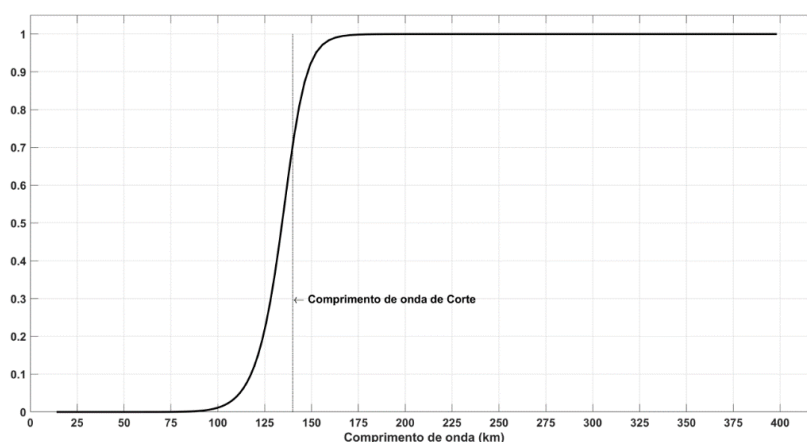


Figura 61. Curva resposta do filtro de comprimento de onda de corte de 140 km utilizado para eliminação dos ruídos de pequeno comprimento de onda dos dados de AASM.

4.5 Calibração multimissão

A última fase do processamento dos dados L2 para obtenção dos dados L3 é realizar a calibração multimissão. Esta visa eliminar as diferenças de longo comprimento de onda existentes entre os dados dos satélites. Para tanto, são utilizadas as AASMs *along track* estimadas pelos satélites mais precisos. Como dito anteriormente, os projetos que produzem dados L3, como o DUACS e o ATOBA, por exemplo, utilizam os satélites da série Poseidon. Assim, no presente trabalho serão utilizados os dados do satélite Jason-3 como referência para ajustar os dados do satélite Sentinel-3a. Primeiramente são calculados os pontos de cruzamento dos *tracks* destes dois satélites (pontos *crossover*), (Figura 23, página 40). Seleciona-se as medidas cujas diferenças de tempo não ultrapassam 5 dias, pois neste intervalo de tempo as variações da AASM devem ser mínimas (LE TRAON e OGOR, 1998). Calcula-se as diferenças entre as AASM provenientes de cada satélite e ajusta-se um polinômio de ordem 3 ao longo do *track* do satélite Sentinel-3a. A Figura 62 apresenta um exemplo da calibração multimissão para alguns *tracks*. As subfiguras da esquerda apresentam as localizações dos *tracks* do satélite Jason-3 em verde, dos *tracks* do Sentinel-3a em preto e as posições de cruzamento com os círculos em preto representando o raio de busca para o cálculo da diferença crossover. Na figura central são apresentadas a diferenças

crossover e o polinômio ajustado. Na direita estão as AASMs sem ajuste (azul) e com ajuste (preto) ao longo dos *tracks* do Sentinel-3a.

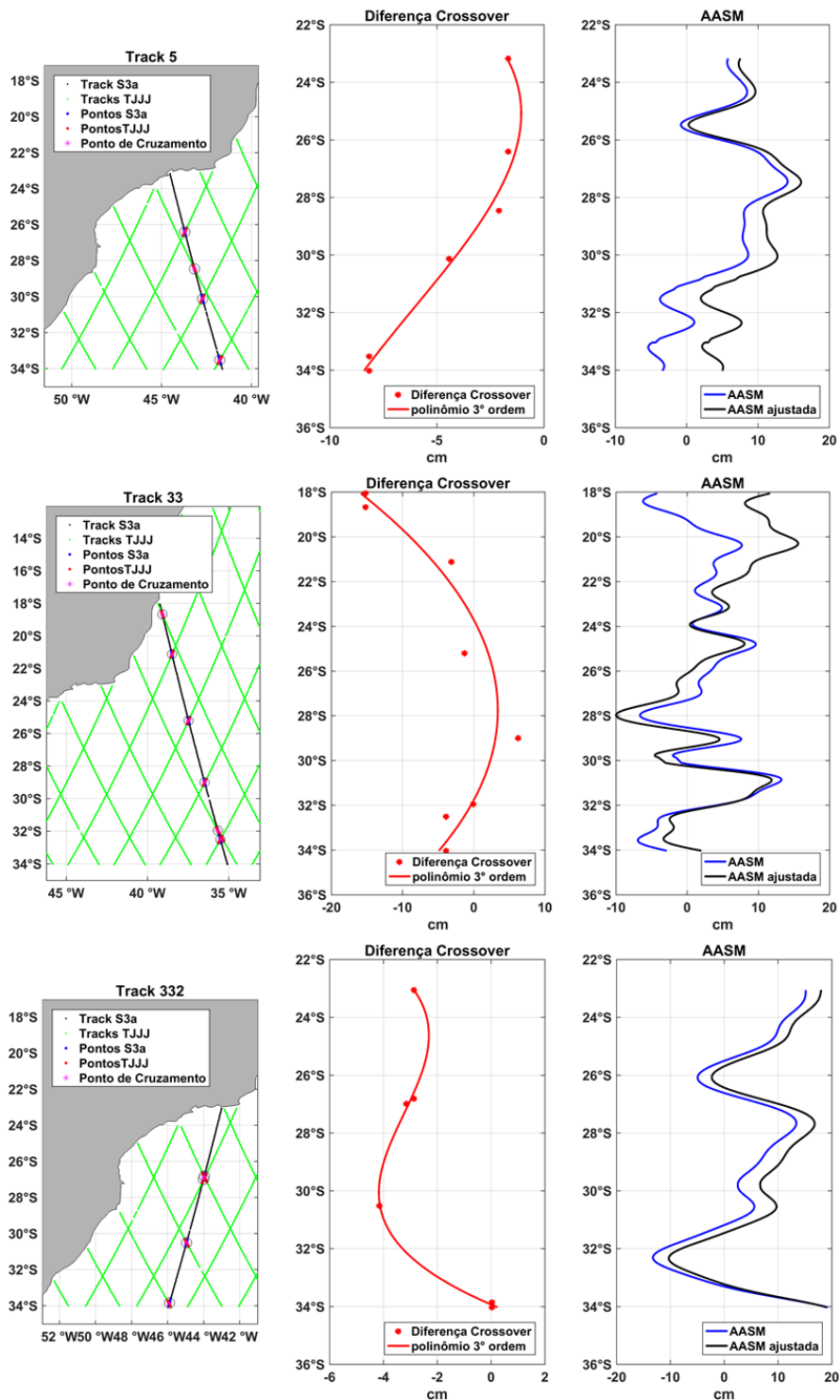


Figura 62. Esquerda: Localizações dos *tracks* do satélite Jason-3 (verde) e do Sentinel-3a (preto) com as posições de cruzamento dos satélites representadas pelo círculo preto, cujo raio é de 3 km; Centro: Diferenças crossover e o polinômio ajustado. Direita: AASMs sem ajuste (azul) e com ajuste (preto) ao longo dos *tracks* do Sentinel-3a.

As médias e os desvios padrão das diferenças crossover podem ser utilizadas para demonstrar a eficácia da calibração multimissão. Após a calibração as diferenças existentes entre as AASMs dos diferentes satélites diminuem em mais de 50% (Figura 63). O máximo valor absoluto da diferença média antes e depois do ajuste é de 3,8 cm e 1,3 cm, respectivamente. Os desvios padrão calculados também diminuem significante ficando abaixo de 2 cm em 93 % dos pontos crossover (Figura 64).

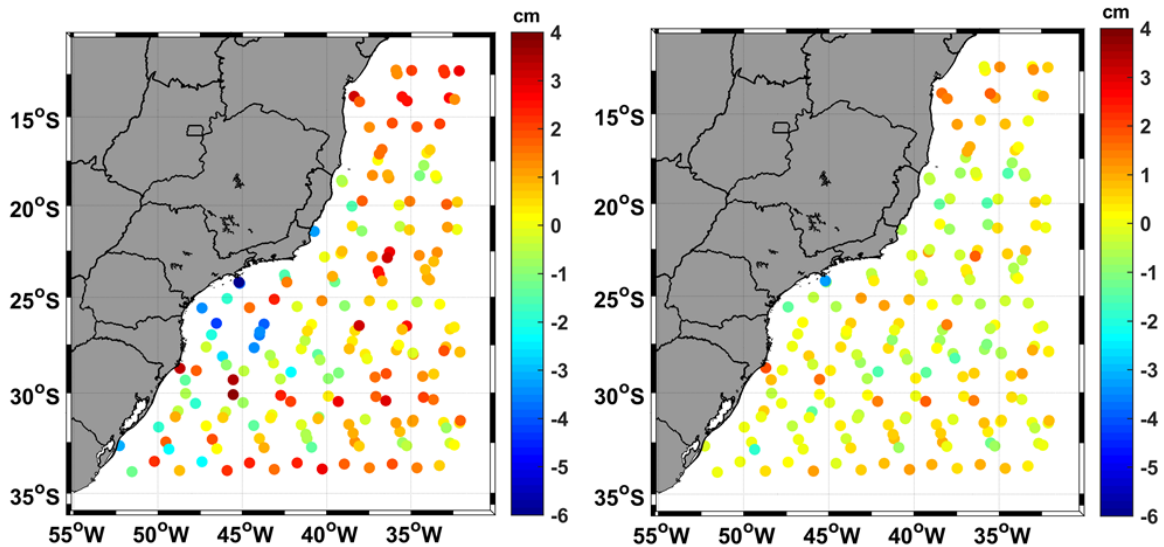


Figura 63. Média das diferenças crossover antes da calibração multimissão (esquerda) e após (direita).

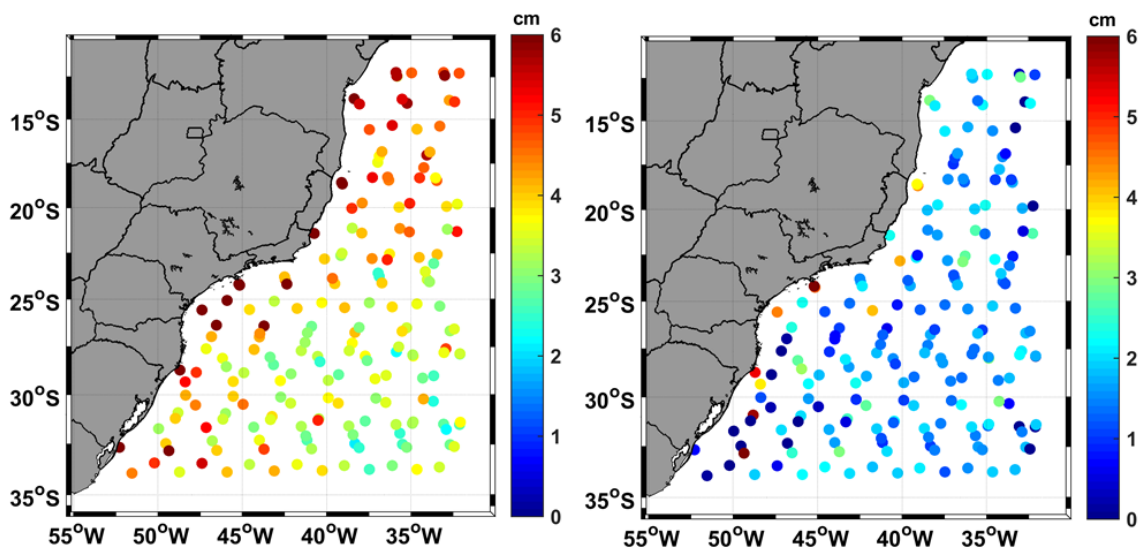


Figura 64. Desvios padrão das diferenças crossover antes da calibração multimissão (esquerda) e após (direita).

4.6 Avaliação da AASM

Para iniciar a validação dos dados L3 gerados com a metodologia proposta no presente trabalho foram realizadas comparações com as AASMs disponibilizadas pelos projetos DUACS e ATOBA. Os valores máximos dos RMSs calculados entre as AASMs são de 3,7 cm e 5,5 cm considerando o DUACS e o ATOBA, respectivamente. Porém, apenas em 4 pontos próximos a costa sul do Estado da Bahia o RMS entre ATOBA e a AASM estimada no presente trabalho ficaram acima dos 3,7 cm. As médias espaciais ficaram iguais a 1,3 cm para as duas fontes de dados (Figura 65). As correlações entre as AASMs ficaram acima de 0,85 mostrando uma forte concordância nos sinais presentes nos dados gerados por todas as fontes. As médias espaciais dos coeficientes de correlação são de 0,98 e 0,96 considerando o ATOBA e o DUACS, respectivamente. Os desvios padrão são de 0,02 para ambas as fontes. (Figura 66). Os menores valores de correlação de 0,92 são observados na região da cadeia Vitória-Trindade próximo à costa do Estado do Espírito Santo. Isto pode ser explicado pelo comprimento do filtro dos ruídos de pequeno comprimento de onda utilizados pelo DUACS e ATOBA serem de apenas 65 km. Isto faz com que os sinais da maré baroclínica permaneçam nos dados gerados por estes projetos diminuindo assim a correlação com os dados produzidos no presente trabalho. Como o sinal em superfície da amplitude desta parte da maré é em média de 1,5 cm, a observação feita com base nos valores de correlação não ficam destacados no RMS.

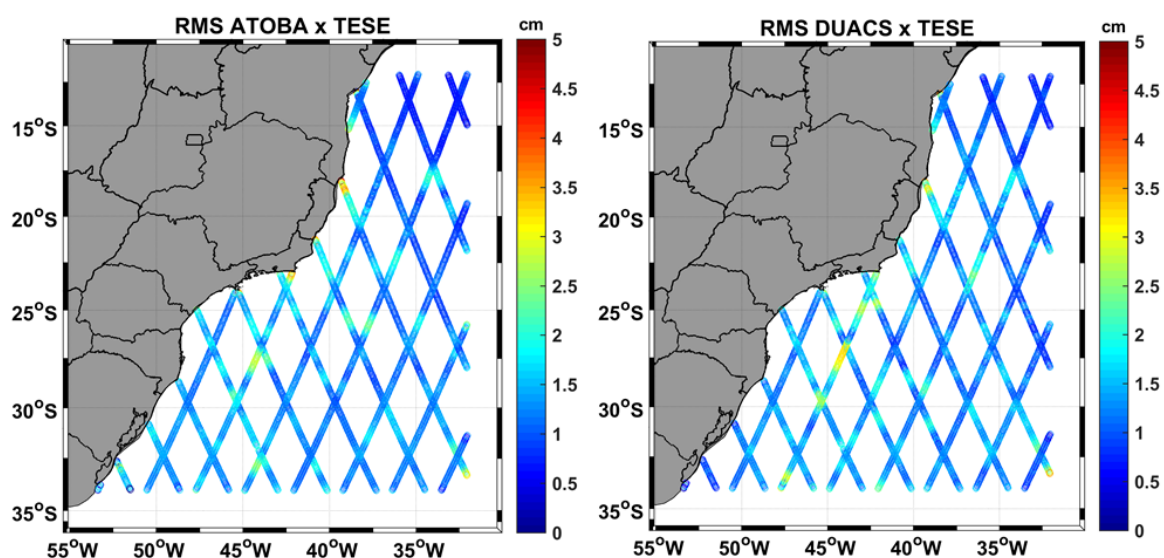


Figura 65. RMSs calculados entre as AASMs estimadas no presente trabalho e as disponibilizadas pelos projetos ATOBA (esquerda) e DUACS (direita).

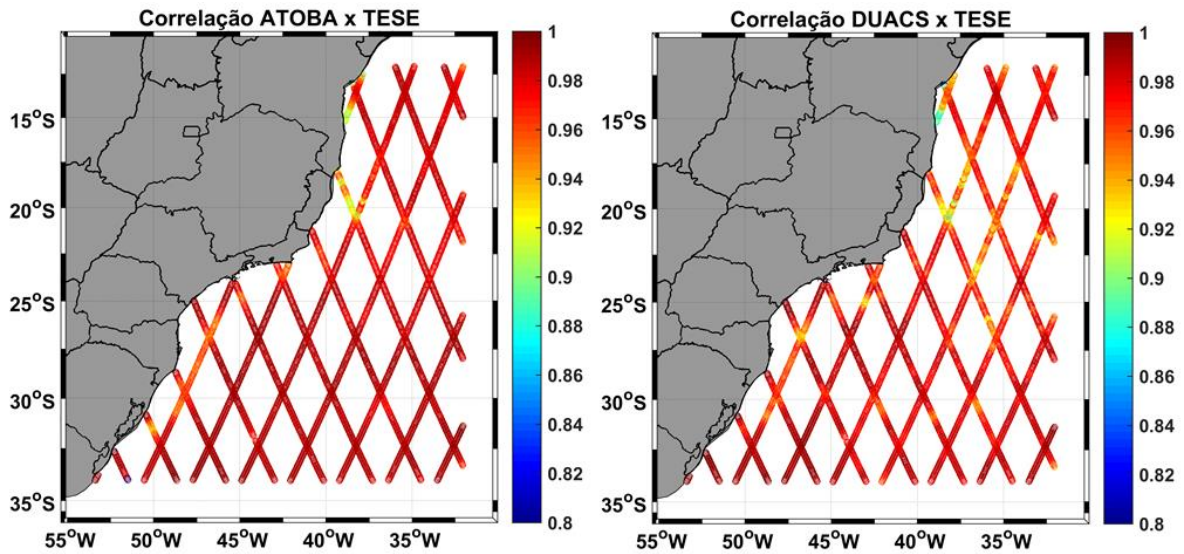


Figura 66. Correlações calculadas entre as AASMs estimadas no presente trabalho e as disponibilizadas pelos projetos ATOBA (esquerda) e DUACS (direita).

Considerando que a AASM não deve mudar em um intervalo de tempo pequeno (5 dias de acordo com LE TRAON e OGOR (1998)) e sabendo que os *tracks* dos satélites da série Poseidon se cruzam no tempo que varia de 0,5 a 10 dias, é possível comparar diferentes processamentos de dados utilizando-se, para tanto, a AASM medida nos pontos crossover. Em outras palavras, se calcularmos a diferença das AASM medidas em duas passagens consecutivas em um crossover (diferença crossover), dependendo do tempo entre essas duas passagens, o resultado deveria ser nulo. Comparando as médias e os desvios padrão das diferenças crossover da AASM, calculadas para os anos de 1993 a 2018, é possível notar que mesmo com comprimentos de filtros diferentes os resultados obtidos no presente trabalho e os gerados pelos projetos ATOBA e DUACS são praticamente os mesmos (Figura 67). O RMS e a correlação entre as médias das diferenças crossover calculadas com as AASM do presente trabalho e o ATOBA são de 0,15 cm e 0,97, respectivamente. Considerando o presente trabalho e o DUACS estes valores são de 0,23 cm e 0,95. Em todas as fontes de dados fica evidente a tendência do aumento das diferenças crossover conforme aumenta o *lag* de tempo entre as passagens dos *tracks*. Porém, isto não é uma regra, pois os valores das diferenças crossover para *lags* de tempo de 9,6 horas a 2,5 dias são iguais as obtidas em *lags* de tempo de 4,5 dias e 7,3 dias. Assim, esta diferença depende da região onde é calculada. Le Traon e Ogor (1998) comentam este fato, porém verificaram que para *lags* de até 5 dias, em uma escala global, as diferenças crossover ficam abaixo de 3

cm, tornando válida a calibração multimissão, cuja diferença entre as AASMs medidas por diferentes satélites em pontos de cruzamento podem superar os 10 cm.

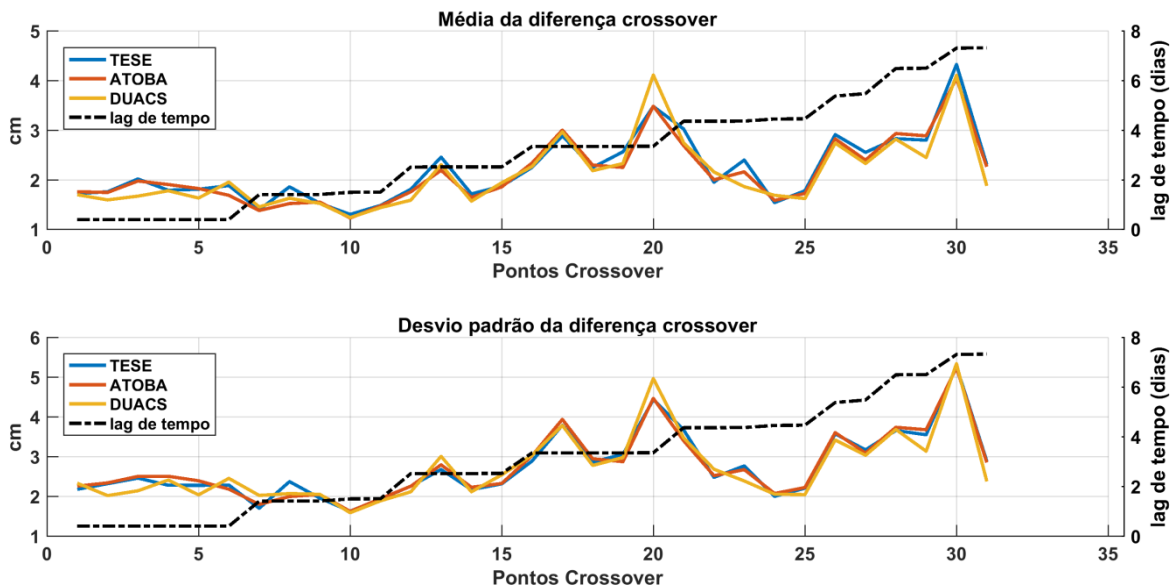


Figura 67. Média (superior) e desvio padrão (inferior) das diferenças crossover organizadas em função do lag de tempo entre os tracks dos satélites da série Poseidon considerando os anos de 1993 a 2018.

Para analisar a energia dos sinais presentes nas AASMs das três fontes de dados estudadas, foram calculados os espectros de energia *along track*. Os picos e as variações de energia observadas nos espectros médios, considerando toda a série temporal e todos os tracks, apresentam padrões semelhantes. Os espectros das três fontes de dados apresentam picos de energia nos comprimentos de onda de 480 km, 590 km e 660 km (Figura 68). Porém, o nível de energia é maior quando considerada a AASM calculada no presente trabalho. O espectro da AASM do DUACS é o que apresenta o menor nível de energia e o ATOBA possui um nível intermediário. Não se observa em nenhum dos espectros o pico de energia associado a Maré Baroclínica. No presente trabalho o comprimento do filtro dos ruídos de pequeno comprimento de onda é responsável pela eliminação deste sinal. Nos dados do ATOBA e DUACS, apesar do comprimento deste filtro ser de apenas 65 km, a eliminação do sinal da maré baroclínica, provavelmente, é realizado no momento da eliminação dos erros denominados erros de comprimento de onda longo, apresentados por Le Traon *et al.* (1998). O método desenvolvido por estes autores utiliza a interpolação Ótima onde a diagonal da matriz de covariância do erro das observações é alterada para simular uma maior variância do erro. O resultado da

interpolação é um campo de erro da AASM o qual é, posteriormente, subamostrado para os pontos *along track* e subtraídos da AASM. LE TRAON *et al.* (1998) demonstra que este método é capaz de eliminar resquícios dos erros das correções atmosféricas e geofísicas aplicadas aos dados dos satélites, porém aqui podemos observar que esta metodologia pode alterar os níveis de energia em maiores comprimentos de onda. Analisando a Figura 68 pode-se pressupor que a menor resolução espacial do DUACS somada com o resultado da metodologia de eliminação dos erros de comprimento de onda longo atenua a energia dos sinais em vários comprimentos de onda. Para o ATOBA, esta atenuação é menor devido a maior resolução espacial dos dados (6,5 km do ATOBA versus 20 km do DUACS), a qual deve melhor preservar parte da energia em todos os comprimentos de onda. Nos comprimentos de onda inferiores a 200 km as energias observadas nos espectros são praticamente as mesmas, porém o espectro resultante da AASM calculada no presente trabalho decai mais rapidamente, ficando abaixo dos outros espectros a partir do comprimento de onda de 110 km (Figura 69).

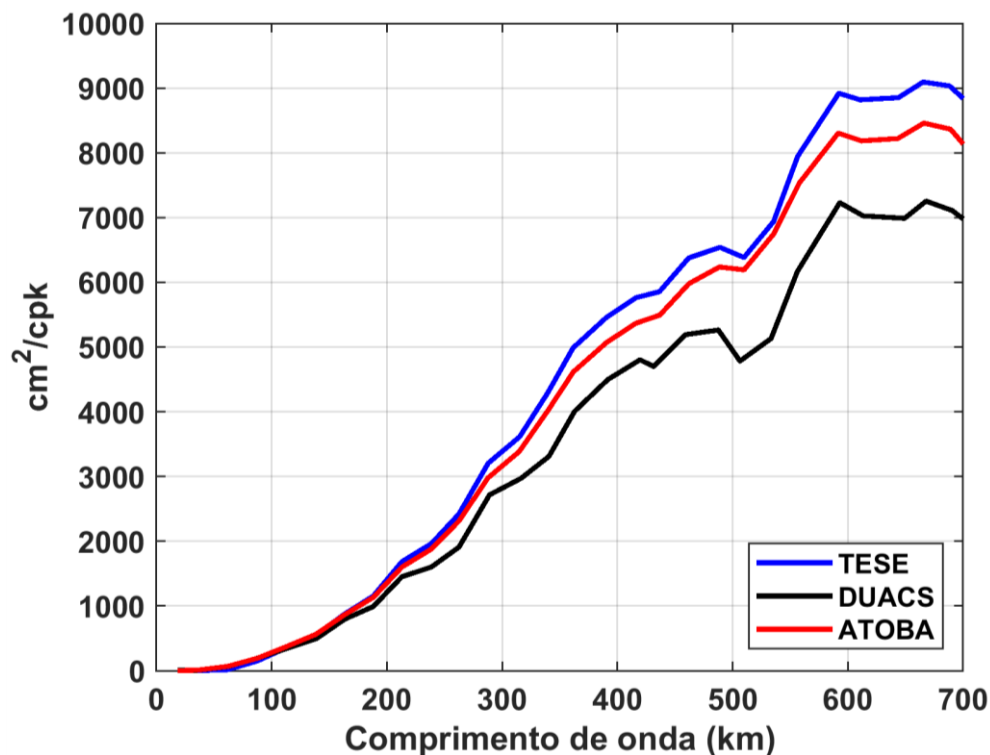


Figura 68. Espectros de energia médios das AASMs *along track* calculadas no presente trabalho (azul), pelo DUACS (preto) e pelo ATOBA (vermelho).

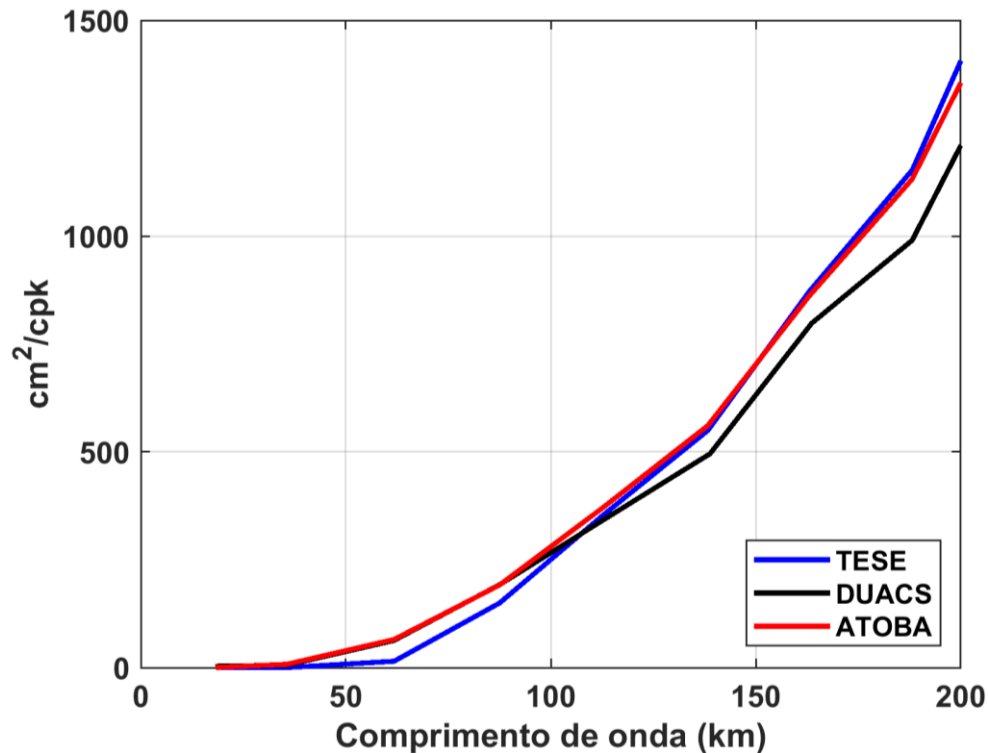


Figura 69. Idem a figura anterior considerando apenas os comprimentos de onda entre 0 e 200 km.

A Figura 70 apresenta os espectros de energia climatológicos da AASM *along track*. Em todos os espectros é observado o padrão da maior preservação da energia pela metodologia empregada no presente trabalho. O que destaca nos espectros é a menor energia observada nos comprimentos de onda entre 500 km e 600 km quando considerada a AASM do DUACS, em todos os meses. Este fato pode estar relacionado com a correção de onda longa a qual usa a interpolação ótima como comentado anteriormente. Porém o raio de influência para tal interpolação varia de 1000 km a 2000 km (LE TRAON *et al.*, 1998). Mesmo no mês de dezembro, quando todos os espectros demonstram uma extrema concordância, o espectro da AASM do DUACS apresenta uma menor energia nos comprimentos de onda acima dos 500 km. Nos comprimentos de onda abaixo dos 200 km os espectros são praticamente idênticos. De forma geral os espectros das AASM calculadas no presente trabalho estão mais próximos do ATOBA do que do DUACS.

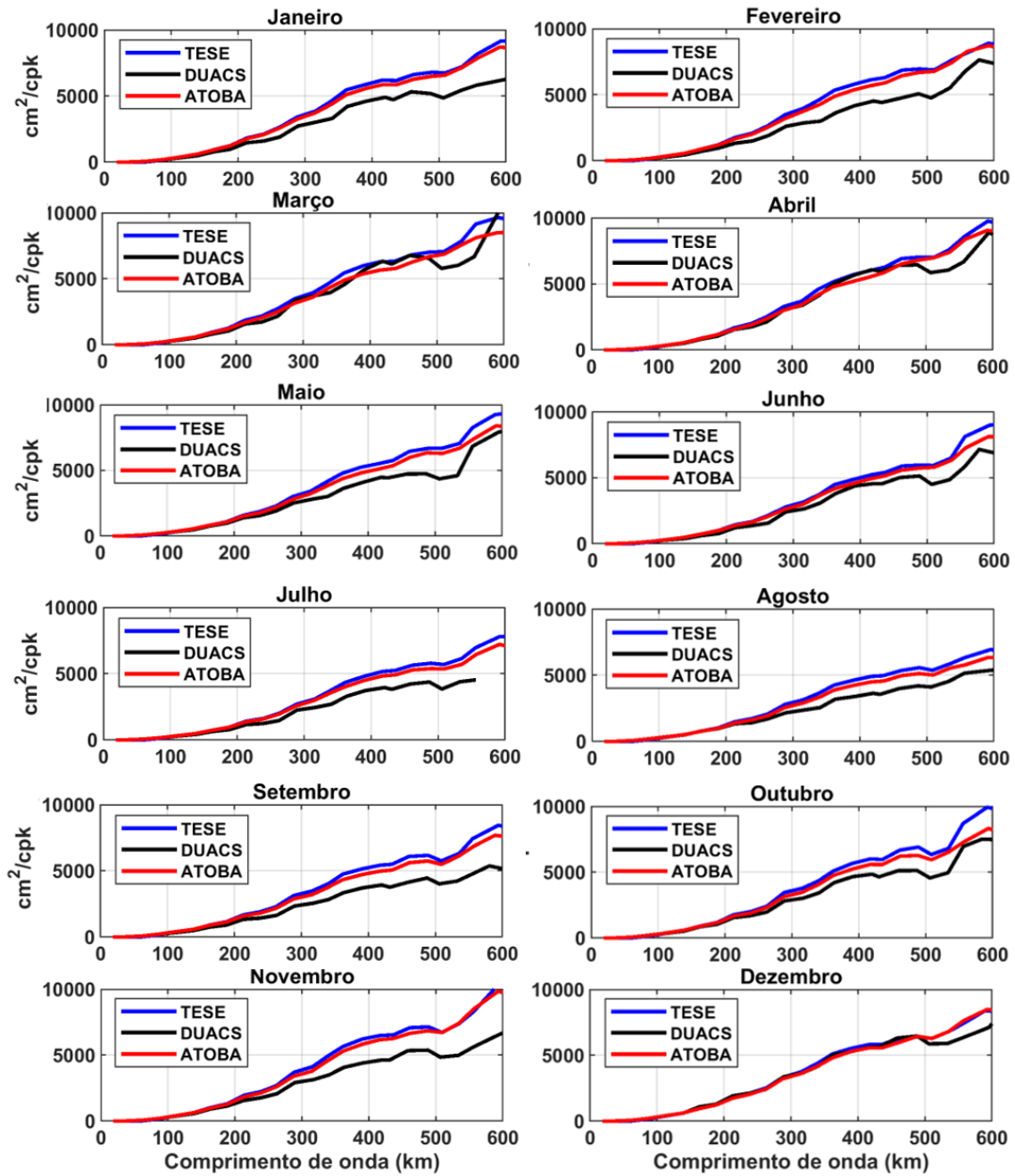


Figura 70. Espectros *along track* climatológicos da AASM medida por satélite.

A validação da AASM estimada no presente trabalho também foi realizada utilizando dados de marégrafos. Diante da baixa amostragem dos dados dos satélites, foram utilizados apenas três marégrafos os quais apresentavam séries temporais maiores que 5 anos. Os marégrafos selecionados foram os de Imbituba, Cananéia e Ilha Fiscal-RJ. Para realizar a comparação com os dados dos satélites, as AASMs dos marégrafos foram calculadas subtraindo da observação dos marégrafos, a previsão da maré feita utilizando as constantes harmônicas de maré estimadas com os dados dos próprios

marégrafos. Após a subtração da previsão da maré, um filtro passa baixa no domínio da frequência com período de corte de 2 dias foi aplicado às séries temporais para eliminar os ruídos de alta frequência gerados pela subtração realizada. A média temporal, calculada com a série do nível não astronômico resultante, foi subtraída para se chegar a AASM do marégrafo. Foram selecionados os dados dos satélites que mais se aproximavam dos marégrafos e os instantes das medidas foram utilizadas para se amostrar os dados dos marégrafos, cuja diferença de tempo entre a medição do satélite e a do marégrafo não ultrapassasse 2 horas. Foram calculadas as distâncias entre os pontos de observação dos satélites e os marégrafos, os RMS entre as AASMs e as suas correlações (Figuras 71, 72 e 73). A metodologia empregada no presente trabalho foi capaz de recuperar os dados em locais mais próximos dos marégrafos do que o ATOBA e o DUACS. Em média esta maior proximidade é de 10 km. Os RMS entre as AASMs dos satélites e dos marégrafos ficaram próximos a 15 cm, sendo que apenas para o marégrafo instalado na Ilha Fiscal- RJ o RMS é de aproximadamente 11,5 cm quando considerado apenas as AASMs do presente trabalho e do ATOBA. Para todos os marégrafos o DUACS apresentou RMS próximo a 15 cm, apenas em Imbituba o RMS foi de 19,8 cm. Com os RMS menores o ATOBA e o presente trabalho demonstram uma maior eficiência na determinação da magnitude da AASM. Considerando o presente trabalho e o ATOBA os coeficientes de correlação são de 0,6 para os marégrafos de Imbituba e Cananéia e de 0,5 para a Ilha Fiscal. O DUACS apresenta coeficiente de correlação compatível aos observados com o ATOBA e o presente trabalho apenas para o marégrafo de Cananéia. Para Imbituba e Ilha Fiscal os coeficientes de correlação para o DUACS foram de praticamente zero.

As comparações com os marégrafos demonstram que o presente trabalho e o ATOBA melhor estimam a AASM nas proximidades da costa. Como as análises das correções de maré demonstram uma forte concordância entre os modelos utilizados para se estimar as correções de maré aplicadas aos dados dos satélites, a menor acurácia da AASM do DUACS pode ser atribuída a correção de onda longa e a filtragem dos ruídos de pequeno comprimento de onda. Estas duas metodologias acabam degradando a qualidade da AASM nas proximidades das bordas dos *tracks*. Como o presente trabalho e o ATOBA visam um processamento regional, o maior cuidado com os dados nas proximidades da costa durante a realização das filtrações tornam estas mais próximas às

estimadas com as observações dos marégrafos, tanto em magnitude como em variabilidade temporal.

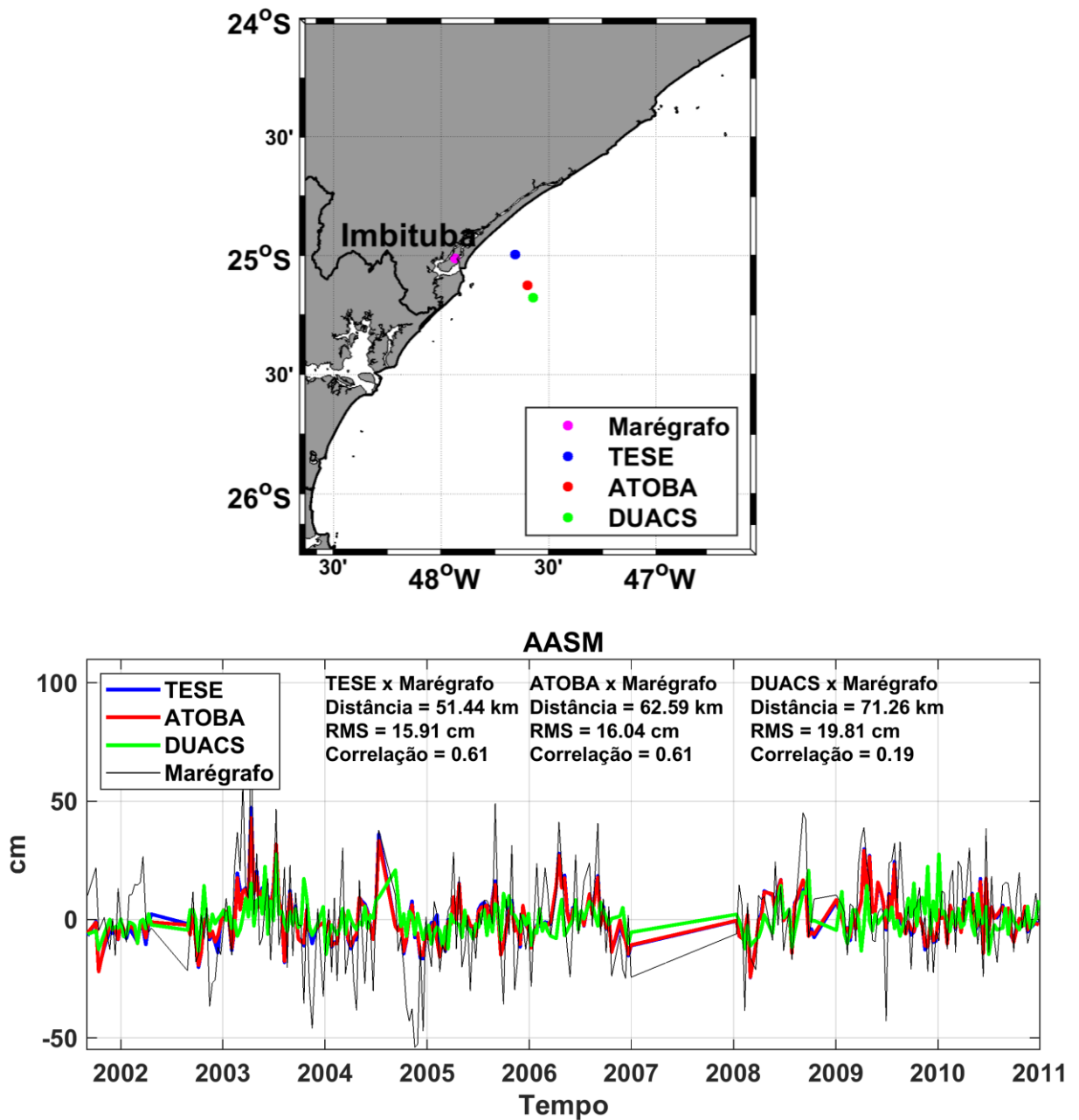


Figura 71. Comparação entre as AASM medidas por satélite e a AASM medida pelo marégrafo instalado em Imbituba.

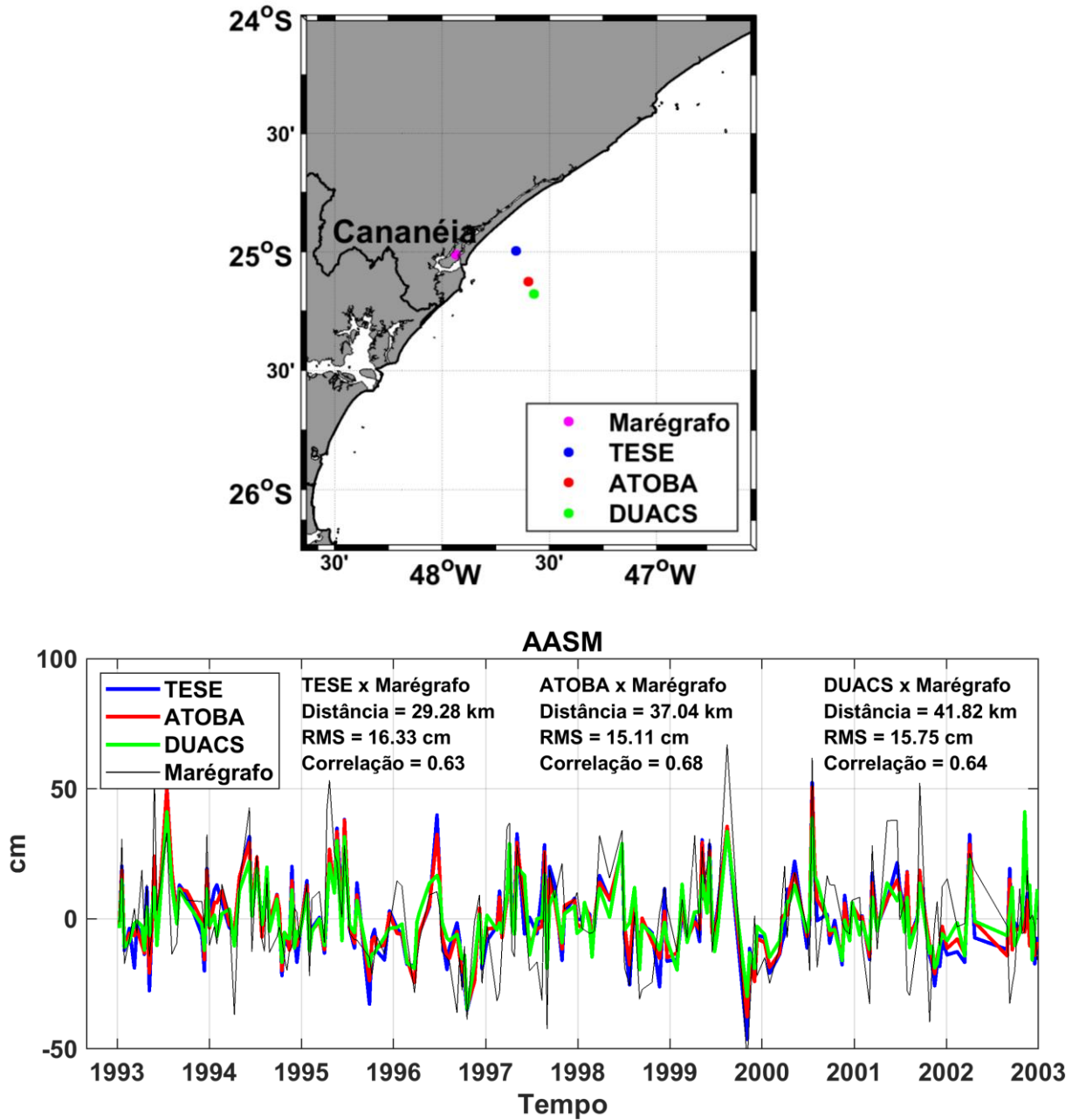


Figura 72. Comparação entre as AASM medidas por satélite e a AASM medida pelo marégrafo instalado em Cananéia.

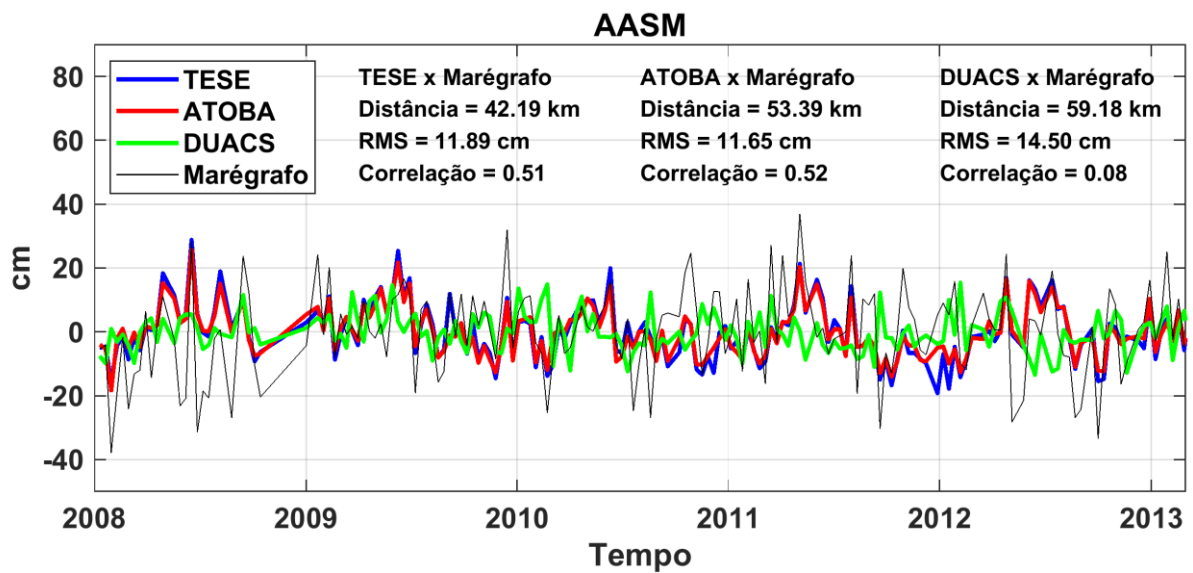
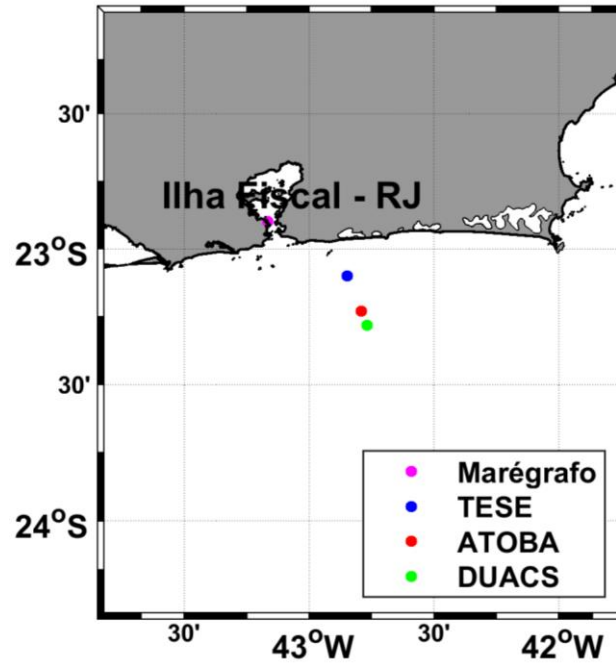


Figura 73. Comparação entre as AASM medidas por satélite e a AASM medida pelo marégrafo instalado na Ilha Fiscal - RJ.

5. Conclusão

A metodologia de tratamento de dados de altimetria por satélite desenvolvida e aplicada nesta tese visou o cálculo da AASM para ser assimilada em modelos numéricos. As observações dos satélites foram tratadas até a menor distância possível dos contornos de terra ficando entorno de 10 km. O teste dos critérios default para a seleção de dados passíveis de utilização permite concluir que estes estão bem dimensionados para a área de estudo, pois mais de 98% das observações são mantidas para o cálculo da AASM. Após aplicados estes critérios não foram detectados dados espúrios que causassem discrepâncias durante as validações. Os contornos suaves da costa, a baixa ocorrência de grandes ilhas além dos 10 km da linha de costa e a atmosfera relativamente estável, quando comparada com outras regiões do globo (como as altas latitudes, por exemplo), fazem com que os critérios, relativamente bem abrangentes, permitam a seleção apenas das observações que não possuem grandes problemas. Isto mostra que os algoritmos de *retracking* são capazes de recuperar a forma de onda do radar até distâncias menores que 50 km da costa Leste e Sul do Brasil.

A correção de maré oceânica, apontada pela maioria dos trabalhos envolvendo altimetria por satélite como a quantidade que mais impacta os dados de AASM em regiões costeiras, não apresenta influência significativa na região de estudo. Com a modelagem regional de maré realizada com o HYCOM ficou demonstrado que os resultados dos modelos globais TPXO9 e FES2014 possuem qualidades difíceis de serem superadas. Após a eliminação dos sinais de processos baroclínicos presentes nos dados do HYCOM utilizando a subtração do potencial de Montgomery da ASM total deste modelo, ficou demonstrado que a ASM resultante pode ser tratada como uma ASM barotrópica, sendo então possível analisá-la e compará-la com os resultados de modelos barotrópicos de maré. O RMSgrid calculado com os resultados do HYCOM, FES2014 e TPXO9 ficam abaixo de 4 cm. Os RSSmisfit calculados entre estes modelos e as constantes harmônicas de maré calculadas com dados de marégrafos, ultrapassam os 5 cm apenas quando utilizados marégrafos instalados dentro de grandes baías. Nestes locais os RSSmisfit ficam em média com 7 cm. Para marégrafos fora de baías o RSSmisfit fica entorno de 4 cm. Para 8 dos 12 marégrafos analisados o TPXO9 apresenta menores RSSmisfit. O FES2014 apresenta os menores RSSMisfit apenas para 4 marégrafos. Estes resultados demonstram que as diferenças médias entre os modelos e os marégrafos ficam abaixo da precisão das medidas realizadas pelos próprios

marégrafos, as quais ficam próximas a 10 cm. Aproveitando a métrica utilizada para a validação dos modelos de maré, a análise harmônica de maré aplicada aos dados dos satélites (AH) foi validada. Os RMSgrid calculados ao longo dos *tracks* dos satélites também ficaram abaixo dos 4 cm, quando utilizados todos os modelos analisados (HYCOM, FES2014, TPXO9 e GOT4.8). Isto demonstra a qualidade dos resultados da AH, pois os valores de RMSgrid não foram alterados.

Uma vez testada a AH, esta foi aplicada aos dados dos satélites filtrados de forma a manter apenas os sinais com comprimentos de onda entre 50 km e 500 km. Isto permitiu a estimativa do comprimento de onda da maré baroclínica presente na área de estudo, que foi definido como sendo de 140 km. Este comprimento de onda foi utilizado como comprimento de onda de corte do filtro de pequeno comprimento de onda aplicado aos dados altimétricos. Esta filtragem foi capaz de eliminar dos dados dos satélites tanto os ruídos causados pelos instrumentos, pelas correções atmosféricas e geofísicas como o sinal da maré baroclínica. Este último foi eliminado da AASM dos satélites, pois os dados resultantes são direcionados para assimilação em modelos numéricos, os quais, durante a assimilação, não possuem em suas AASMs qualquer sinal de maré astronômica. Os espectros de energia calculados com os dados *along track* demonstram que a filtragem aplicada aos dados elimina os sinais da maré baroclínica e é capaz de conservar de forma mais eficiente que o DUACS e o ATOBA a energia dos sinais com comprimentos de onda superiores a 110 km. Os resultados alcançados neste trabalho se aproximam mais do ATOBA do que do DUACS. Este fato se relaciona com o maior cuidado em selecionar os dados passíveis de utilização, a maior resolução espacial e o cuidado durante a aplicação dos filtros espaciais. Vale lembrar que o ATOBA foi um projeto desenvolvido para o tratamento de dados regionais e o DUACS visa a produção de dados em escala global.

As comparações com dados de marégrafos demonstram que, apesar da metodologia empregada conseguir preservar as medidas até menores distâncias da costa, os RMS e as correlações entre as AASMs testadas não ficam com diferenças significativas. A diferença média entre os RMS calculados é de 2 cm. Os coeficientes de correlação ficam próximos a 0,6, os quais podem ser considerados bons diante da distância entre os pontos de observação e a diferença dos métodos de medição. Apenas o DUACS apresentou correlações de 0,19 e 0,08 para os marégrafos de Imbituba e Ilha Fiscal – RJ, respectivamente.

Ao final conclui-se que a AASM estimada com a metodologia desenvolvida no presente trabalho é compatível às estimadas pelos melhores projetos desenvolvidos para o tratamento de dados de altimetria por satélite. As vantagens alcançadas estão relacionadas a capacidade de preservar as observações dos satélites em distâncias mais próximas dos contornos de terra (~10 km mais próximas que o ATOBA), de se preservar de forma mais eficiente a energia dos sinais presentes na AASM e da certeza da eliminação da maré baroclínica, sendo esta última vantagem de suma importância para o cálculo das inovações feito durante o processo de assimilação de dados de AASM em modelos numéricos.

6. Sugestões para trabalhos futuros

- Estudo do impacto da assimilação da nova AASM no HYCOM:
 - ✓ DUACS x ATOBA x Nova metodologia
 - ✓ Definir a sazonalidade dos comprimentos de onda da maré Baroclínica na região de estudo.
- Modelagem hidrodinâmica costeira:
 - ✓ Utilizar nos contornos os resultados dos modelos de maior escala para verificar o impacto nos RMSmisfit considerando marégrafos instalados em baías.
- Aplicar a metodologia desenvolvida para toda costa brasileira:
 - ✓ Estudar a problemática na Foz do Rio Amazonas onde os comprimentos de onda das componentes da maré barotrópica diminuem de forma a se confundirem com outros processos oceânicos.

7. Referências Bibliográficas

- BLECK R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, v. 4, p. 55–88, 2002.
- BUIJSMAN, M. C., ANSONG, J. K., *et al.* Impact of parameterized internal wave drag on the semidiurnal energy balance in a global ocean circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, 46(5), 1399–1419. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0074>. 2016.
- BROWN G. S. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Trans Antennas Propag.* AP-25 (1):67–74, 1977.
- BROWN G. S. A Novel Near-Land Radiometer Wet Path Delay Retrieval Algorithm: Application to the Jason-2/OSTM Advanced Microwave Radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 4, pp. 1986–1992, 2010.
- CARRÈRE L., e LYARD F. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1275, doi: 10.1029/2002GL016473, 2003.
- CARRÈRE, L., LE PROVOST C., *et al.* On the statistical stability of the M2 barotropic and baroclinic tidal characteristics from along-track TOPEX/Poseidon satellite altimetry analysis, *J. Geophys. Res.*, 109, C03033, doi:10.1029/2003JC001873. 2004.
- CARRÈRE, L., LYARD, F., *et al.* A new tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry measurements. *Proceedings of the 20 Years of Altimetry*. Venice, Italy, 2012.
- CARTWRIGHT, D. E. e RAY R. D. Energetics of global ocean tide from Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 96(C9), 16897-16911. 1991.
- CHELTON D. B., WALSH E., *et al.* Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry. *J. Atmos. Ocean Technol.* 6:407–438, 1989.
- CIPOLLINI P. *et al.* Progress in Coastal Altimetry: the experience of the COASTALT Project. *Geophysical Research Abstracts*, vol 11, EGU2009-12862. EGU General Assembly. 2009.
- DAHER V. B. e COSTA P. J. Produto altimétrico regional para a área de interesse da rede temática de modelagem e observação oceanográfica (REMO). *Revista Pesquisa Naval*, Brasília - DF, n. 26, p. 22-33, 2014.
- DAHER V. B., PAES R. C. O. *et al.* Extraction of Tide Constituents by Harmonic Analysis Using Altimetry Satellite Data in the Brazilian Coast. *J. Atmos. Ocean Technol.* vol. 32, 614-626. DOI: 10.1175/JTECH-D-14-00091.1, 2015.
- DUFAU C. *et al.* Quantifier l'attente et la demande de la communauté utilisatrice, PISTACH CNES Contract No. 9885, CLS-DOS-NT-07-248, SALP-RP-P-EA-21480-CLS, 2007.
- DUFAU, C., ORSZTYNOWICZ M., *et al.* Mesoscale resolution capability of altimetry: Present and future, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 4910–4927,

doi:10.1002/2015JC010904. 2016.

EGBERT, G. D., BENNETT A. F., *et al.* Topex/Poseidon tides estimated using a global inverse model, *J. Geophys. Res.*, 99, 24821–24852, 1994.

EGBERT, G. D., e RAY R. D. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data, *Nature*, 405, 775–778. 2000.

EGBERT G. D. e EROFEEVA S. Y. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *J. Atmos. Ocean Technol.* vol. 19, 183-204., 2002.

FRANCO, A. S., e ALVARENGA J. B., *Marés: Fundamentos, Análise e Previsão*. 2nd ed. Diretoria de Hidrografia E Navegação, 344 pp. 2009.

FERRY, N., *et al.* GLORYS2V1 Global Ocean Reanalysis of the Altimetric Era (1992–2009) at Meso Scale, Mercator Quarterly Newsletter 44, Mercator Océan, Ramonville Saint-Agne, France. [Available at http://www.mercator_ocean.fr/eng/actualites-agenda/newsletter/newsletter-Newsletter-44-Various-areas-of-benefit-using-the-Mercator-Ocean-products.]. 2012.

FU L. L. e CAZENAVE A. Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications. *Inter Geophys Series* vol. 69, Academic, San Diego, CA, ISBN 0122695453, 9780122695452, 463 pp. 2001.

GABIOUX M., COSTA V. S., *et al.* Modeling the South Atlantic Ocean from Medium to high Resolution. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31, p. 229-242, 2013.

HAYNE G. S. Radar altimeter mean return waveform from near-normal-incidence ocean surface scattering, *IEEE Trans Antennas Propag AP-28(5):687–692*, 1980.

LE PROVOST, C., M. L. GENCO, *et al.* Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. *J. Geophys. Res.*, 99, 24777–24797. 1994.

LE PROVOST, C., BENNETT A. F, *et al.* Ocean tides for and from TOPEX/Poseidon, *Science*, 267, 639– 642. 1995.

LE PROVOST, C. Ocean tides, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, edited by L. L. Fu and A. Cazenave, pp. 267– 303, Academic, San Diego, Calif. 2001.

LE TRAON P. Y. e OGOR F. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge. *J. Geophys. Res.*, 103, 8045–8057, 1998.

LE TRAON P. Y., Nadal, F., *et al.* An Improved Mapping Method of Multisatellite Altimeter Data, *J. Atmos. Oceanic Technol.* 15, 522-534, 1998.

LYARD F, L. Roblou, S., *et al.* En route to coastal oceanography from altimetric data: some ALBICOCCA project insight. In: Paper presented at the Ocean Surface Topography Science Team Meeting, Arles, France, 2003.

LYARD F., F. LEFEVRE, *et al.* Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394–415, 2006.

MERCIER F., G. DIBARBOURE, C., *et al.* Improved Jason-2 altimetry products for coastal zones and continental waters (PISTACH Project). Presented at the EUMETSAT Meteorological Satellite Conf., Darmstadt, Germany, 2008.

MORENO L. *et al.* WP1 – Task 2.1 Report on user requirements for coastal altimetry

products. COASTALT Technical Note, ESA/ESRIN contract N°. 21201/08/I-LG. Available from <http://www.coastalt.eu>. 2008.

PAIVA A. M., GABIOUX M., *et al.* Relatório técnico científico Petrobrás, BASE HIDRODINÂMICA SSE - REMO, Rio de Janeiro, pgs. 117, 2012.

PAIVA, A. M., DAHER, V. B., *et al.* Internal tide generation at the Vitória-Trindade Ridge, South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1029/2017JC013725>. 2018.

PARKE, M. E., e HENDERSHOTT M. C. M2, S2, K1 models of the global ocean tide on an elastic earth, *Mar. Geod.*, 3, 379–408. 1980.

PASCUAL, A., FAUGERE, Y., *et al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02611, doi:10.1029/2005GL024633, 2006.

PEKERIS, C. L., e Y. ACCAD, Y. Solution of Laplace's equations for the M2 tide in the world oceans, *Philos. Trans. R. Soc. A*, A265, 413–436. 1969.

PUJOL, M.-I., FAUGÈRE, Y., *et al.* DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years, *Ocean Sci.*, 12, 1067-1090, doi:10.5194/os-12-1067-2016. 2016.

RAY R. D. A global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry: GOT 99.2 NASA/Technical Memorandum, 209478. 1994.

RAY, R. A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT 99.2. NASA Tech Memo 209478: 58 p. 1999.

RAY, R. D., EGBERT, G. D. e EROFEEVA, S. Y. Tide predictions in shelf and coastal waters: Status and prospects, in *Coastal Altimetry*, edited by S. Vignudelli et al., chap. 8, pp. 191– 216, Springer, Berlin. 2011.

RAY, R. D., E ZARON, E. D. M2 internal tides and their observed wavenumber spectra from satellite altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, 46, 3–22. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0065.1>. 2016.

RBGF: Revista Brasileira de Geofísica – Edição Especial, volume 31, número 2, 2013.

ROBLOU L. e LYARD F. Retraitement des données altimétriques satellitaires pour des applications côtières en Mer Méditerranée. Tech. Rep. POC-TR-09-04, 15 pp., Pôle d'Océanographie Côtière, Toulouse, France, 2004.

SCHWIDERSKI, E. W. Global ocean tides: Part II. The semidiurnal principal lunar tide 884 (M2). *Atlas of Tidal Charts and Maps*, NSWC Tech. Rep. 79-414, 87 pp., Naval Surface Weapons Center, Dahlgren, Va. 1979.

SCHRAMA e RAY R. D. A preliminary tidal analysis of TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.* 99(C12):24799-24808. 1994.

SHRIVER, J. F., ARBIC, B. K. *et al.* An evaluation of the barotropic and internal tides in a high resolution global ocean circulation model, *J. Geophys. Res.*, 117, C10024, doi:10.1029/2012JC008170. 2012.

SHUM, C. K., *et al.* Accuracy assessment of recent ocean tide models, *J. Geophys.*

Res., 102, 25,173–25,194. 1997.

STAMMER D. *et al.* Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models, *Rev. Geophys.*, 52, 243–282, doi: 10.1002/2014RG000450, 2014.

TROUPIN C., PASCUAL A., *et al.* Illustration of the emerging capabilities of SARAL/AltiKa in the coastal zone using a multi-platform approach. *Advances in Space Research.* vol 55, 51-59, 2015.

VIGNUDELLI S., CIPOLLINI P, *et al.* Integrated use of altimeter and in situ data for understanding the water exchanges between the Tyrrhenian and Ligurian Seas. *J. Geophys. Res.* 105:19649–19000, 2000.

VIGNUDELLI S., CIPOLLINI, P., *et al* Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophys. Res. Lett.* 32, L07608, doi: 1029/2005GL22602, 2005.

VIGNUDELLI S., KOSTIANOY A. G., *et al.* *Coastal Altimetry*, 1. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_1, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 565 p. 2011.

VIGO I., GARCÍA D., *et al.* Change of sea level trend in the Mediterranean and Black seas. *J. Mar. Res.* 63, 1085–1100, 2005.

XU, Y., E FU L. L. Global variability of the wavenumber spectrum of oceanic mesoscale turbulence, *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 802–809, doi:10.1175/2010JPO4558.1. 2011.

XU, Y., E FU L. L. The effects of altimeter instrument noise on the estimation of the wavenumber spectrum of sea surface height, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 2229–2233, doi:10.1175/JPO-D-12-0106.1. 2012.

ZARON E. D. e EGBERT G. D. The impact of the M2 internal tide on data-assimilative model estimates of the surface tide. *Ocean Modelling*, 18:210—216, 2007.

ZHAO Z., ALFORD M. H., *et al.* Global observations of open-ocean mode-1 M2 internal tides. *J. Phys. Oceanogr.* 46, 1657-1684. 2016.

ZHAO Z. e D'ASARO E. A perfect focus of the internal tide from the Mariana Arc. *Geophysical Research Letters*, 38, L14609. <https://doi.org/10.1029/2011GL047909>, 2011.

Anexo-A

A métrica utilizada para comparar as constantes harmônicas obtidas com os resultados do HYCOM, com aquelas obtidas das análises dos dados dos marégrafos e modelos globais são o RMSgrid e RMSmisfit e seus correspondentes RSSgrid e RSSmisfit. Todas estas métricas permitem que nas diferenças tenhamos a contribuição das amplitudes e fases ao mesmo tempo. O RMSgrid e o RSSgrid permitem verificar a distribuição espacial das diferenças para cada uma das componentes. O RMSmisfit e o RSSmisfit permitem verificar dentro de determinadas regiões como são as diferenças entre os modelos e/ou marégrafos. As equações de cada uma destas métricas são apresentadas abaixo:

$$RMS_{grid} = \left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[(A_n \cos(f_n) - \text{média}(A \cos(f)))^2 + (A_n \sin(f_n) - \text{média}(A \sin(f)))^2 \right] \right)^{\frac{1}{2}}$$

onde A_n e f_n são as amplitudes e fases dadas por cada modelo (n modelos) em um dado ponto de grid e $\text{média}(A \cos(f))$ e $\text{média}(A \sin(f))$ são as médias espaciais dentro da área estudada das amplitude e fases decompostas de todos os n modelos.

$$RSS_{grid} = \left[\frac{1}{11} \left(\sum_{n=1}^{11} RMS_{grid_n} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

onde n é o número de componentes.

$$RMS_{misfit} = \left[\frac{1}{P} \left(\sum_{k=1}^P RMS_{grid_k} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

onde k é o número de pontos do grid.

$$RSS_{misfit} = \left[\frac{1}{11} \left(\sum_{n=1}^{11} RMS_{misfit_n} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$