



## OSCILAÇÕES DEVIDAS AOS SOBRE-HARMÔNICOS DE MARÉ NA BAÍA DE SEPETIBA (RJ) E SUA INFLUÊNCIA NAS CORRENTES RESIDUAIS

Sabrina Aparecida Ramos da Fonseca

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 à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo

Susana Beatriz Vinzón

Rio de Janeiro

Abril de 2019

OSCILAÇÕES DEVIDAS AOS SOBRE-HARMÔNICOS DE MARÉ NA BAÍA DE  
SEPETIBA (RJ) E SUA INFLUÊNCIA NAS CORRENTES RESIDUAIS

Sabrina Aparecida Ramos da Fonseca

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. Marcos Nicolás Gallo, D.Sc.

---

Profa. Susana Beatriz Vinzón, D.Sc.

---

Prof. Carlos Eduardo Parente Ribeiro, D.Sc.

---

Profa. Josefa Varela Guerra, D.Sc.

---

Prof. Eduardo Marone, D.Sc.

---

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

ABRIL DE 2019

Fonseca, Sabrina Aparecida Ramos da Fonseca

Oscilações devidas aos sobre-harmônicos de maré na Baía de Sepetiba (RJ) e sua influência nas correntes residuais/ Sabrina Aparecida Ramos da Fonseca. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

IX, 111 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo

Suzana Beatriz Vinzón.

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

Referências Bibliográficas: p. 102 – 111.

1. Estuário dominado por maré. 2. Propagação da maré. 3. Assimetria. 4. *Seiches*. 5. Fluxo residual. I. Gallo, Marcos Nicolás *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

*Para Edimario e Carmen Lúcia*

## Agradecimentos

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para a elaboração deste trabalho. Ao Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós Graduação e Pesquisa de Engenharia (COPPE) da Universidade Federal do Rio de Janeiro pela oportunidade e aperfeiçoamento profissional. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelos quatro anos de bolsa através do Programa de Engenharia Oceânica. Ao professor Marcos pela amizade, grandes ensinamentos, exemplo profissional e por sempre respeitar os meus limites e ao mesmo tempo me incentivar a superá-los. À professora Susana por todas as oportunidades e acolhimento durante as duras etapas do doutorado. À professora Josefa Varela Guerra que de todas as maneiras sempre me incentivou, ensinou, acolheu e apoiou. Aos professores Carlos Eduardo Parente Ribeiro, Eduardo Marone e Alexandre Macedo Fernandes, por aceitarem fazer parte da banca examinadora e pelas contribuições dadas a este trabalho. À Sarah Rodrigues, minha querida amiga, sem a qual os anos de doutorado teriam sido muito mais difíceis, obrigada por ser sempre me incentivar e nunca me deixar desanimar. Que sorte a minha termos nos encontrado durante essa jornada. À Cristina Coelho pela amizade, conselhos, paciência e todo o suporte durante esses anos. À Gabriela Buraschi, Raíssa Celina, Luana Freire pela amizade, apoio e por tornarem o dia a dia no laboratório mais alegre. À Alessandra Viana pela amizade e todo suporte desde a época do mestrado. Aos colegas do LDSC e do Programa de Engenharia oceânica pelos momentos de descontração e ajuda. Por fim, agradeço especialmente à minha família, que mesmo de longe se fez presente em cada etapa do doutorado, me apoiando e incentivando de modo incondicional, obrigada por confiarem em mim.

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

## OSCILAÇÕES DEVIDAS AOS SOBRE-HARMÔNICOS DE MARÉ NA BAÍA DE SEPETIBA (RJ) E SUA INFLUÊNCIA NAS CORRENTES RESIDUAIS

Sabrina Aparecida Ramos da Fonseca

Abril/2019

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo  
Susana Beatriz Vinzón

Programa: Engenharia Oceânica

A Baía de Sepetiba (BS) é uma laguna costeira, que possui a maré como principal forçante da sua circulação. Este corpo d'água encontra-se conectado à Baía de Ilha Grande, formando o complexo BIGS (Baías de Ilha Grande e Sepetiba). Como o período natural de oscilação da baía é de ~6h, um dos principais objetivos desta tese foi investigar a importância dos ventos e da maré na origem desta oscilação de ~6h bastante energética no complexo BIGS. Para tanto, diversos experimentos numéricos foram realizados, concluindo-se que: os ventos locais não geram oscilações com períodos próximos ao período de natural oscilação do sistema BIGS (~6h); que as componentes de águas rasas geradas dentro do BS não excitam o *seiche*; que na BS ocorre ressonância entre as componentes de águas rasas que adentram a BS vindas da plataforma e o *seiche* do sistema. Apresenta-se um completo estudo sobre a origem e comportamento das assimetrias registradas dentro da BS, assim como, sobre o fluxo residual de correntes neste corpo d'água. Além disso, constatou-se que o fluxo residual na BS é 90% barotrópico, sendo a influência da componente não-barotrópica, aumentada nas regiões adjacentes na desembocadura dos rios, se mantendo em toda a parte leste da baía, obtendo valores similares nas imediações da restinga da Marambaia.

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

STUDY OF THE OSCILLATIONS GENERATED BY OVERTIDES IN SEPETIBA  
BAY (RIO DE JANEIRO - BRAZIL) AND THEIR INFLUENCE IN THE  
RESIDUAL FLOW

Sabrina Aparecida Ramos da Fonseca

April/2019

Advisors: Marcos Nicolás Gallo  
Susana Beatriz Vinzón

Department: Oceanic Engineering

Sepetiba Bay (SB) is a coastal lagoon, where the circulation is mainly forcing by the tide. The ecosystem is connected to Ilha Grande Bay, forming the Ilha Grande and Sepetiba bay (IGSB) complex, which has a natural oscillation period of  $\sim 6$ h. One of the main objectives of this work was to investigate if winds and tide influence on the origin of this natural oscillation. The numerical experiments results showed that local winds do not generate oscillations with periods close to the period of natural oscillation of the BIGS system ( $\sim 6$ h) and also we conclude that shallow water tide components generated within the SB do not excite the seiche in the system. The SB resonance could occur between the shallow water components, which enter in the SB coming from the platform and the seiche. A complete study on the origin and behavior of the asymmetries recorded within the SB is presented, as well as a study on the residual flow of currents in this water body. In addition, the residual flow in SB was 90% barotropic. The influence of non-barotropic component increased in the adjacent regions, in the northeast part of the bay, near to the mouth of the rivers. This behavior was maintained throughout the eastern part of the bay, obtaining similar values in the vicinity of the Marambaia sandbar.

# Sumário

Capítulo 1 .....	1
Introdução.....	1
Capítulo 2 .....	6
Metodologias .....	6
2.1) Levantamento de parâmetros ambientais pretéritos .....	6
2.2) Processamentos dos dados .....	10
2.2.1) Análises harmônicas e previsão da maré .....	10
2.2.2) Análises espectrais .....	10
2.2.3) Filtro passa-baixa .....	11
2.2.4) Funções ortogonais empíricas (EOF).....	11
2.3) O modelo numérico Delft3D .....	11
2.3.1) Domínio do modelo .....	15
2.3.2) Batimetria .....	17
2.3.3) Rugosidade .....	18
2.3.4) Maré .....	19
2.3.5) Descargas fluviais .....	19
2.3.6) Ventos .....	20
2.3.7) Parâmetros físico-químicos .....	20
2.3.8) Validação do experimento numérico .....	21
A) Modelo Barotrópico .....	21
A.1) Nível.....	21
A.2) Correntes .....	26
B) Modelo Baroclínico.....	28
2.3.9) Cenários de modelagem .....	31
Capítulo 3 .....	32
Maré no complexo BIGS – Oscilações de níveis .....	32
3.1) Propagação da onda semidiurna.....	32
3.2) Oscilações de curto período de maré no interior da BS .....	37
(a) Efeito do vento .....	40
(b) Geração de harmônicos de águas rasas .....	43

(c) Efeitos de ressonância .....	47
3.3) Efeito das oscilações de alta frequência nos níveis - assimetrias .....	52
3.4) Discussões e Conclusões .....	61
Capítulo 4 .....	63
Circulação na Baía de Sepetiba e fluxos residuais .....	63
4.1) Caracterização hidrodinâmica da Baía de Sepetiba .....	63
4.2) Fluxos residuais.....	66
4.2.1) Assimetrias nas correntes de enchente e vazante e sua relação com os residuais barotrópicos .....	74
4.2.2) Fluxos residuais e quantificação das componentes barotrópico e não- barotrópico na Baía de Sepetiba .....	85
4.3) Discussões e Conclusões .....	97
Capítulo 5 .....	99
Considerações finais .....	99
Referências .....	102

# Capítulo 1

## Introdução

A Baía de Sepetiba (BS) junto com a Baía de Ilha Grande (BIG) compõem um complexo de baías (complexo BIGS), que se localiza na porção central da Plataforma Continental Sudeste Brasileira abrangendo os municípios de Angra dos Reis, Paraty, Mangaratiba, Itaguaí e Rio de Janeiro (Figura 1.1).

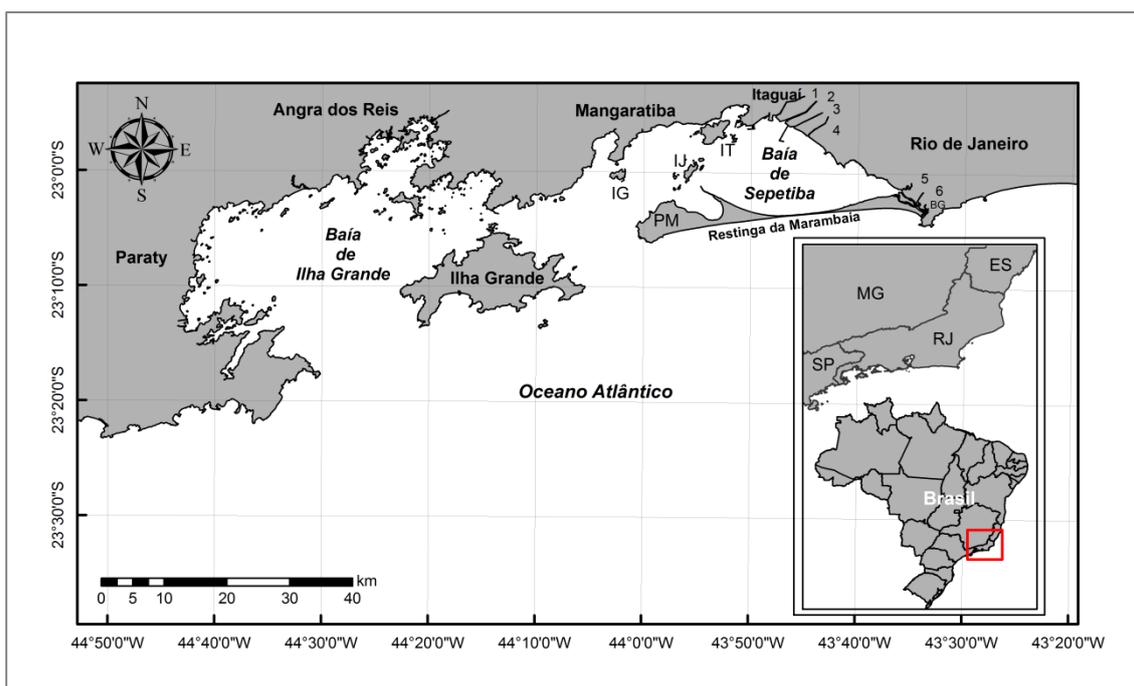


Figura 1.1 - Complexo formado pelas baías de Sepetiba e Ilha Grande. Os números no mapa indicam: 1) Rio da Guarda; 2) Canal do São Francisco; 3) Canal Guandú; 4) Rio Guandú; 5) Rio Piraquê; e, 6) Rio Piraí. PM, IG, IJ, IT e BG se referem, respectivamente, ao Pico da Marambaia, a Ilha Guaíba, Ilha de Jaguanum, Ilha de Itacuruçá e Barra de Guaratiba.

A BIG se caracteriza por apresentar profundidades médias em torno de 20 m, sendo os valores máximos, iguais a ~40m, encontrados na região do canal de navegação (CEADS, 2019). Em contrapartida, a BS é um corpo d'água raso, que apresenta máximas profundidades (~31m) registradas na região de intersecção entre este estuário e a plataforma continental. No principal canal de navegação da BS são encontradas profundidades máximas ~24m (Borges, 1990).

As lagunas costeiras (ou estuários do tipo *bar-built*, (Pritchard, 1960)), caracteristicamente, encontram-se localizados paralelamente à linha de costa e apresentam uma barreira natural que possui uma ou mais ligações com o oceano

adjacente, e como exemplos de estuários deste tipo, podem-se citar: o Lago Chilka (Índia), a Lagoa Mar Chiquita (Argentina), os Estuários Queule e Lengua (Chile), o Estuário Vellar (Índia), o Rio Roanoke (EUA), a Lagoa dos Patos (Brasil) e a Baía de Sepetiba (Brasil), área de estudo deste trabalho.

De acordo com a classificação de Kjerve e Magill (1989), a Baía de Sepetiba é uma laguna costeira do tipo confinada, que apresenta dois canais de comunicação com o oceano adjacente. A principal interligação da BS com o Oceano Atlântico ocorre entre o Pico da Marambaia e a Ilha Grande, sendo que a outra conexão, mais restrita, está localizada na porção leste da baía (Canal da Barra de Guaratiba) (Copeland et al. 2003; Cunha et al., 2006, Rodrigues et al., 2009). Como exemplos de lagunas costeiras confinadas existentes no mundo temos: PamlicoSound (USA), Baía de São Sebastian (Argentina) e Terminos (Mexico).

Do ponto de vista hidrodinâmico, Signorini (1980a e b) observou que a circulação nas baías de Ilha Grande e Sepetiba são diferentes, sendo que na BIG o fraco fluxo de correntes imposto pela maré é sobreposto a um fluxo quase estacionário induzido pelos gradientes de densidade. Por outro lado, a BS seria fortemente influenciada pela maré. Apesar de a Baía de Sepetiba ser um estuário cujas oscilações de maré não ultrapassem os 2m (ou seja, mesmo sendo um estuário de micromarés), esta forçante foi sinalada como principal agente indutor da circulação (Signorini, 1980a e b; Ikeda e Stevenson, 1980; Mahiques, 1987; Ikeda et al., 1989). Entretanto, lagunas costeiras, no geral, são ambientes onde a circulação induzida pela ação das ondas e os efeitos meteorológicos se sobrepõem a circulação imposta pela dinâmica da maré (Boyd et al., 1992; Dalrymple et al., 1992).

Apesar das evidências relacionadas à importância da dinâmica da maré para a circulação da BS, ainda hoje perduram lacunas relacionadas a este campo de conhecimento, afinal, em nenhum dos principais trabalhos que tratam sobre a hidrodinâmica da BS foi realizado um estudo acurado sobre a propagação da maré dentro desta baía, assim como também não foram investigados os processos relacionados à geração e o comportamento das componentes de águas rasas dentro deste sistema. Como evidências da importância relacionada a este estudo podem ser mencionados diferentes fatores, como por exemplo, o fato de análises harmônicas preliminares, obtidas das séries de variações do nível d'água medidos em diferentes

pontos da BS e obtidas do catálogo de informações maregráficas da FEMAR, mostrarem que há um significativo crescimento das amplitudes das componentes de águas rasas dentro da BS, principalmente das ondas pertencentes à frequência quartodiurna, ou seja,  $M_4$ ,  $MN_4$  e  $MS_4$ . Além disso, nos trabalhos de Fonseca (2013) e Cunha (2006) foi relatada a presença de energia nessas bandas de frequência presentes nas correntes, e que estas ondas seriam responsáveis pela formação de picos duplos.

Ikeda e Stevenson (1980), Signorini (1980a e b), Ikeda et al. (1989), Corrêa (1994), Fragoso (1999) e Fonseca (2013), ao realizarem análises espectrais de dados de nível e correntes medidos no complexo das Baías de Ilha Grande e Sepetiba (BIGS) detectaram a presença de uma oscilação de  $\sim 6$ h, com grande energia associada, tanto no interior da BS quanto na BIG. Signorini (1980a) calculou através da fórmula de Merian (1828) que o valor do período natural de oscilação estaria entre 5,3 e 7,3 horas nas duas baías. Signorini (1980a) também utilizou uma metodologia proposta por Neuman (1966), que faz analogia a sistemas elétricos e que pode ser aplicada em sistemas combinados de lagos e baías que são interconectados através de um canal, para explicar a origem desta oscilação e obteve como resultado uma oscilação com período próximo a 6 horas.

Signorini (1980b) e Fragoso (1999), utilizando modelagem hidrodinâmica chegaram às mesmas conclusões, ou seja, que o período natural de oscilação do sistema BIGS seria próximo de 6h. Para tanto, Signorini (1980b) e Fragoso (1999) simularam cenários de modelagem nos quais consideraram um gradiente de pressão e um pulso de vento, respectivamente. Apesar da importância associada ao período de 6h, nenhum dos autores supracitados buscou investigar qual seria o processo/forçante responsável pela geração das oscilações de  $\sim 6$  horas no sistema BIGS.

De acordo com a nomenclatura utilizada por Signorini (1980a e b) e Fragoso (1999), neste trabalho o termo *seiche* sempre estará associado às oscilações geradas dentro do ambiente considerado e que estão relacionadas ao período natural de oscilação do sistema. Por ressonância, serão denominadas as oscilações geradas por forçantes externas ao sistema e que geram alterações da amplitude das ondas que se propagam dentro de um sistema, em consequência de ocorrência de interações lineares entre diferentes ondas. A ressonância é um fenômeno que amplifica a onda, podendo em

alguns casos atingir alguns metros, como ocorre por exemplo na Baía de Fundy (EUA) (Miranda, et al. 2002).

As seguintes hipóteses consideradas durante o desenvolvimento deste trabalho foram: (a) que o vento local não seria capaz de gerar uma oscilação de 6h suficientemente energética dentro da BS; (b) que as componentes de águas rasas quartodurnas geradas pelo processo de propagação da onda de maré na Baía de Sepetiba, isoladamente, não seriam capazes de excitar o sistema de modo que fosse gerada uma oscilação de 6 horas; (c) que a oscilação de ~6h presente na BS seria resultado de uma ressonância entre as componentes de águas rasas geradas no processo de propagação da onda de maré e o *seiche* permanente, com período de ~6 horas, presente no complexo BIGS. Caso comprovada a terceira hipótese, passaria a ser investigada qual seria a origem deste *seiche* permanente. Vale ressaltar que, na literatura científica são relatadas ocorrências de *seiches* que não se dissipam ao longo do tempo. Nos estudos de Golmen et al. (1994), Giese e Chapman (1993), Breakeret al. (2010) e Park et al. (2016) são investigadas as interações ressonantes que ocorrem entre os *seiches* e a maré. Ressonâncias em altas frequências foram documentadas em diversos locais, dentre os quais destacam-se a Baía de Fundy (CAN), Baía Alfacs (localizada no delta do Ebre, ES), Canal Bristol (UK), Baía Ungava e Estreito de Hudson (CAN) (Arbic, et al., 2007; Cerralbo, et al., 2014; Godin, 1993; Gao e Adcock, 2017).

Além das hipóteses descritas acima, em virtude da importância das oscilações de curto período na Baía de Sepetiba, neste trabalho objetivou-se também estudar as assimetrias (vertical e horizontal) e o fluxo residual de correntes. A importância deste estudo deve-se ao fato de que o fluxo residual de correntes no ambiente causa impactos, por exemplo, no transporte de sedimentos, o que é importante para a morfologia e o fluxo residual de sedimentos, podendo provocar/favorecer o assoreamento dos ambientes. Neste último caso, para regiões portuárias podem ser gerados custos relacionados a processos de dragagem dos canais de navegação.

Especificamente, os objetivos desta tese foram: estudar o comportamento da maré no complexo BIGS, investigar as oscilações de curto período que ocorrem dentro da BS, identificado suas origens, investigar quais os efeitos das oscilações de alta frequência nos níveis e nas correntes (assimetrias), caracterizar a hidrodinâmica e os

fluxos residuais da BS e identificar qual a importância das componentes barotrópica e não-barotrópica no fluxo residual de correntes na Baía de Sepetiba.

Após esta introdução, será apresentada a metodologia empregada para o desenvolvimento deste trabalho, seguido da apresentação de dois capítulos nos quais estão descritos e discutidos os resultados das análises de dados medidos *in situ* e de dados oriundos dos ensaios de modelagem numérica realizados para a investigação das hipóteses de trabalho apresentadas nesta introdução. Em seguida são apresentadas as principais conclusões obtidas com o desenvolvimento desta tese, sendo por fim apresentadas as referências bibliográficas que foram os alicerces para o desenvolvimento deste estudo.

## Capítulo 2

### Metodologias

#### 2.1) Levantamento de parâmetros ambientais pretéritos

Uma das principais etapas para o desenvolvimento de qualquer trabalho científico consiste na realização de uma ampla pesquisa bibliográfica a fim de se reunir todo o conhecimento que se tem sobre determinado assunto e sobre a região de estudo que se deseja investigar.

Neste trabalho o levantamento bibliográfico tanto possibilitou a identificação das lacunas de informações relacionadas à hidrodinâmica do Complexo das Baías de Ilha Grande e Sepetiba (BIGS), quanto permitiu a catalogação de diversas campanhas amostrais que ocorreram ao longo dos anos para aquisição de dados de correntes e de variação do nível da água. A identificação dos responsáveis pelos levantamentos de dados foi imprescindível, uma vez que no presente estudo dados de diversas origens foram reunidos a fim de serem analisados e utilizados como condições de contorno dos modelos numéricos implementados, assim como para as suas calibrações e validações.

Na Tabela 2.1 estão reunidos os diferentes conjuntos de dados de correntes e de variação do nível d'água utilizados neste estudo, sendo apresentada, na figura 2.1, a distribuição espacial das estações de medições.

Junto ao Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) foram solicitados dados de correntes medidos na porção leste da Baía de Ilha Grande (BIG), na Baía de Sepetiba (BS) e no canal de comunicação entre as duas baías (Conjunto I, Tabela 2.1). Esta campanha foi realizada entre os dias 17 de Agosto e 15 de Novembro de 1975 pela Marinha do Brasil, sendo que ao longo deste tempo ocorreram medições em 13 diferentes estações amostrais cujos períodos estão especificados na tabela 2.2.

Entre os meses de Abril e Maio de 1996, em 4 estações amostrais dispostas no interior da BS, foram realizadas campanhas para levantamentos de dados correntométricos (Conjunto II, Figura 2.1), que faziam parte do escopo do projeto de cooperação técnica Brasil-Alemanha – Projeto FEEMA/GTZ, que objetivou a

elaboração de um diagnóstico sobre a qualidade de água da bacia da Baía de Sepetiba. Neste estudo a empresa alemã forneceu a infra-estrutura necessária à coleta de dados.

Tabela 2.1 - Compilação dos dados de correntes, variação do nível d'água e informações sobre as componentes harmônicas do nível da maré coletados em diferentes estações localizadas dentro do complexo BIGS, em diferentes períodos, que foram utilizados para o desenvolvimento do presente estudo.

Conj. de dados	Nº de Estações	Prof. de medição	Período	Data da Coleta	Dados coletados	Responsável pela medição
I	13	0/10/15m	Períodos variáveis de 1,1 a 14 dias	Agosto/Setembro/Outubro/Novembro/1975	Velocidade e direção das correntes	Marinha do Brasil
II	2	20 e 80% da profundidade	15dias	20/Abril – 05/Maio/1996	Magnitude e direção das correntes, velocidade das componentes	FEEMA
	2	60% da profundidade	15dias			
III	1	Toda a coluna d'água	~7meses	05/Agosto/2010-26/Fevereiro/2011	Variação do nível da água, magnitude e direção das correntes, velocidade das componentes	Laboratório de Oceanografia Geológica – UERJ *
IV	1	Superfície	Períodos variáveis (meses)	2011/2012/2013/2014	Variação do nível da água	MICROARS
V	16	Superfície	Períodos variáveis	1932/1961/1964/1965/1969/1970/1971/1973/1975/1976/1979/1981/1992/1994/1997	Componentes harmônicas nível d'água	FEMAR

\*Laboratório de Oceanografia Geológica da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), sob coordenação da Prof<sup>a</sup>. Josefa Varela Guerra, D.Sc.

Séries de dados de variações do nível d'água e correntes, adquiridos entre os meses de Agosto de 2011 e Fevereiro de 2012, na região adjacente do canal de acesso ao Porto de Itaguaí, também foram consideradas no desenvolvimento desta pesquisa (Conjunto III, Figura 2.1). Para esta coleta de dados foi utilizado um *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) WorkHorse BroadBand Sentinel (600 kHz, Teledyne RD Instruments) que permaneceu fundeado a ~22m de profundidade, sendo que a coluna d'água amostrada se estendeu de 2,2 metros acima do fundo (maf) até aproximadamente 3m abaixo da superfície (Fonseca, 2013).

O Conjunto IV se refere a séries temporais das variações do nível d'água gentilmente cedidas pela MICROARS CONSULTORIA E PROJETOS ao Laboratório

de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC/COPPE). Esta é uma prestadora de serviços e fornecedora de equipamentos para empresas públicas e privadas, dentre elas: Vale S.A.; Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobrás), etc. Estas séries de dados foram medidas continuamente por períodos mínimos e máximos de 12 e 97 dias, respectivamente, entre os meses de Novembro 2010 e Junho de 2014 (Figura 2.1).

Tabela 2.2 – Descrição dos períodos das séries de magnitude das correntes, medidos entre 17 de Agosto e 15 de Novembro de 1975 pela Marinha do Brasil.

Estações	Período
[A]	22/09/1975 08:00 - 25/09/1975 07:30
[B]	03/10/1975 08:00 - 06/10/1975 17:30
[C]	14/10/1975 08:00 - 25/10/1975 01:12
[D]	29/09/1975 12:00 - 02/10/1975 10:30
[E]	18/09/1975 17:00 - 21/09/1975 16:30
[F]	26/09/1975 07:00 - 29/09/1975 06:30
[G]	15/09/1975 14:00 - 18/09/1975 13:30
[H]	17/08/1975 07:00 - 31/08/1975 11:30
[I]	09/10/1975 15:00 - 12/10/1975 14:30
[J]	14/11/1975 07:00 - 15/11/1975 08:30
[K]	01/11/1975 07:00 - 04/11/1975 06:30
[M]	25/10/1975 01:30 - 28/10/1975 21:00
[O]	28/10/1975 21:12 - 31/10/1975 14:12

Por fim, neste trabalho foram utilizadas informações sobre as componentes harmônicas da maré referentes às estações maregráficas da FEMAR (Fundação de Estudos do Mar, <http://www.fundacaofemar.org.br>) que se encontram no complexo BIGS (Conjunto de dados V, Tabela 2.1). Os períodos de amostragens de dados nas diferentes estações variam entre 32 e 730 dias. No mapa da figura 2.1 é possível observar a distribuição espacial das estações da FEMAR.

A partir da figura 2.1 foram calculadas as distâncias, em relação ao eixo x, entre as estações de dados presentes no complexo BIGS (Tabela 2.3).

Tabela 2.3 - Distância, em relação ao eixo x, entre as estações de medições de dados localizadas dentro do complexo BIGS.

Estações	Distância (km)	Estações	Distância (km)
BG1-BG2	1,52	BS4-BS5	4,15
BG2-BG3	24,33	BS5-BS6[L]	0,19
BG3-BG4	7,34	BS6[L]-BS7	3,22
BG4-BG5	7,95	BS7-BS8	6,99
BG5-BS1	18,15	BS8-BS9	3,60
BS1-BS2	4,16	BS9-BS10	1,89
BS2-BS3	5,11	BS10-BS11	15,31
BS3-BS4	1,32	-	-

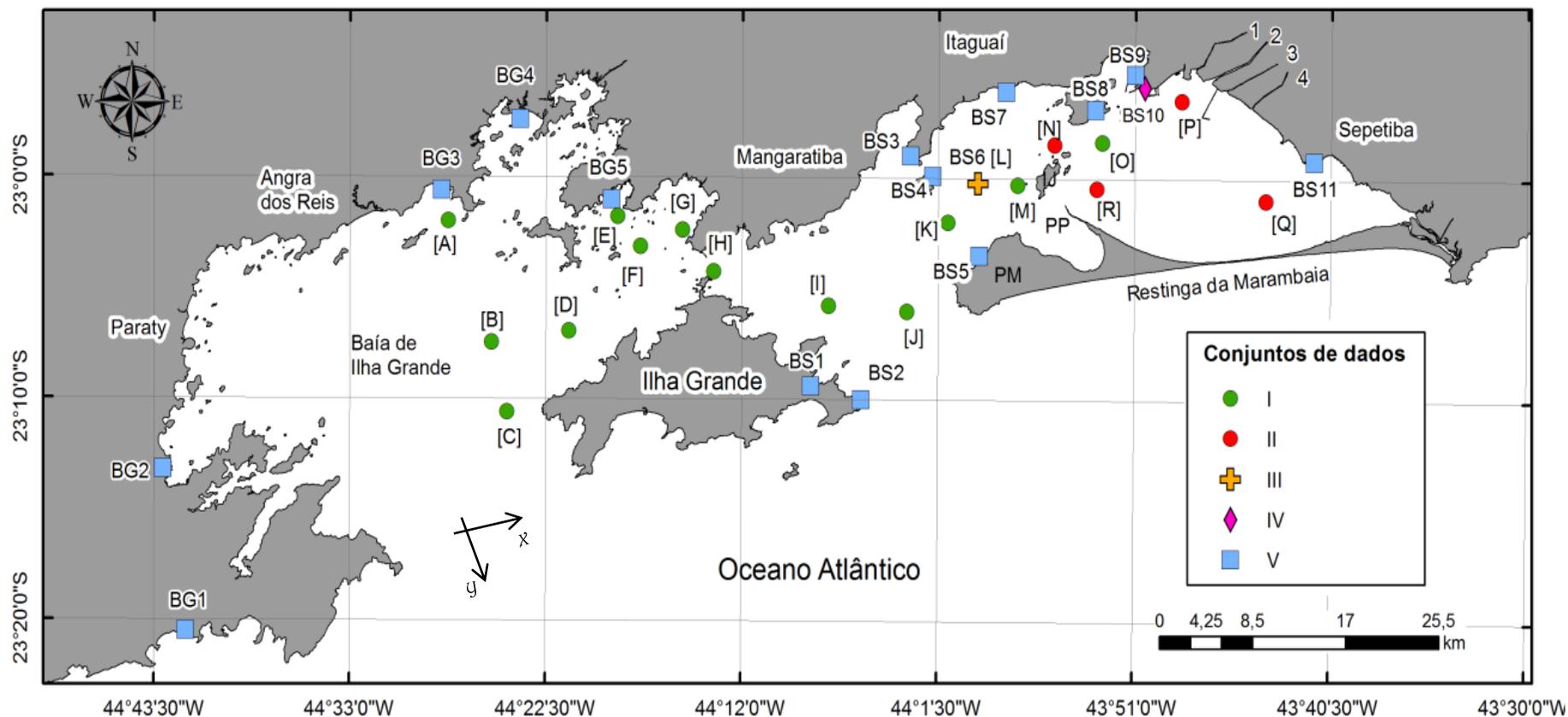


Figura 2.1 – Conjuntos de dados de correntes, variações do nível da água e informações sobre as componentes harmônicas do nível da maré. Os círculos indicam as localizações de estações onde foram coletados dados de correntes. A cruz amarela se refere à estação na qual foram simultaneamente amostrados dados de correntes e de variação do nível d'água. O losango indica a estação onde apenas se têm registros de variação do nível e nos quadrados constam informações das componentes harmônicas extraídas do catálogo de estações maregráficas da FEMAR. IJ, PP e PM designam, respectivamente, a Ilha de Jaguanum, Ponta da Pombeba e o Pico da Marambaia. Os números de 1 a 4 referem-se, respectivamente, ao Rio da Guarda, Canal do São Francisco, Canal Guandú-mirim e Canal Itá.

## **2.2) Processamentos dos dados**

### **2.2.1) Análises harmônicas e previsão da maré**

Neste trabalho foi utilizado o pacote de rotinas T-Tide, desenvolvido por Pawlowicz et al. (2002) em linguagem Matlab<sup>®</sup>, para a análise harmônica e para a previsão de maré. Neste tipo de análise parte-se do pressuposto que a onda de maré é constituída pelo somatório de componentes representadas por ondas senoidais, as quais apresentam frequências constantes, sendo os registros das amplitudes (ou intensidades) e fases das constantes harmônicas determinadas a partir das variações do nível da água (e das velocidades das correntes) medidas.

Para que as componentes da maré sejam corretamente individualizadas, a partir da aplicação do método harmônico, faz-se necessário a utilização de séries temporais suficientemente longas, cujos períodos são determinados a partir da aplicação do critério de Rayleigh (Pugh, 1987):  $\Delta\omega = 360/T_h$ , onde  $\Delta\omega$  representa a diferença entre as velocidades angulares (em graus/horas) das componentes de maré investigadas, e  $T_h$  é o mínimo período que deve ser utilizado para que os harmônicos sejam individualizados de maneira adequada. Assim para a correta separação das componentes quartodurnas da maré, fez-se necessária a utilização de séries contendo no mínimo 32 dias de dados.

### **2.2.2) Análises espectrais**

Utilizadas para a investigação de fenômenos periódicos que resultam da superposição de ondas senoidais que apresentam períodos e amplitudes característicos (Emery e Thompson, 2001), as análises espectrais, denominadas especificamente de Transformada de Fourier, são amplamente utilizadas. Pela análise de Fourier, uma série temporal é desmembrada em ondas que apresentam diferentes frequências, sendo as componentes mais significativas identificadas através do espectro de energia.

Neste trabalho, análises espectrais foram utilizadas para identificação das oscilações presentes na área de estudo, sendo possível determinar quais as frequências mais energéticas que atuam no sistema, e possibilitando a investigação sobre a origem destas oscilações no ambiente.

### **2.2.3) Filtro passa-baixa**

O filtro passa-baixa pl64, proposto por Limeburner (1985), que tem período de semi-amplitude igual 33h e período de meia potência igual a 38h, foi utilizado para o cálculo do fluxo residual de correntes.

Ao ser utilizado para a determinação das velocidades residuais, o filtro remove oscilações com períodos abaixo de 38h, removendo oscilações semidiurnas, diurnas e inerciais, preservando as frequências inferiores.

### **2.2.4) Funções ortogonais empíricas (EOF)**

Para se determinar a importância relativa das componentes barotrópica e não-barotrópica do fluxo residual de correntes foram realizadas análises EOF (*Empiric Orthogonal Function*) (Thompson e Wallace (1998, 2000), Kutzbach (1967), Wilks (1995), Storch (1993) e Joliffe (2002)). Neste trabalho, as análises EOF foram utilizadas levando-se em consideração as variações do fluxo residual de correntes em toda a coluna d'água ao longo do tempo, sendo o primeiro modo (Modo 1) associado a componente barotrópica, uma vez que a principal forçante da circulação na Baía de Sepetiba é a maré, enquanto o segundo modo (Modo 2) foi associado ao fluxo não-barotrópico, em função da metodologia proposta por Li et al. (1998).

## **2.3) O modelo numérico Delft3D**

Modelos numéricos baseados em leis físicas que descrevem o escoamento a partir da aplicação de formulações matemáticas têm sido amplamente utilizados em simulações de processos oceânicos e costeiros. A reconhecida importância desta ferramenta se deve ao fato de permitir a reunião de informações espacialmente dispersas e o suprimento da falta de dados coletados diretamente no ambiente, devido, dentre outros problemas, aos altos custos relacionados a esta atividade (Rosman, 2017).

O modelo Delft3D, desenvolvido por DELTARES em cooperação com a Universidade Tecnológica de Delft, foi utilizado como ferramenta neste trabalho, sendo

este modelo constituído por módulos integrados que permitem a realização de simulações bi e tridimensionais da hidrodinâmica, da geração e propagação de ondas curtas, do transporte de sedimentos, mudanças morfológicas, componentes químicos e interações, processos ecológicos e dos parâmetros de qualidade da água em áreas costeiras, fluviais e estuarinas. Dentre os módulos citados, para o desenvolvimento desta pesquisa foi utilizado o módulo hidrodinâmico, que faz uso das diferenças finitas como aproximações no processo de discretização (DELTARES, 2011).

Neste trabalho o módulo hidrodinâmico do Delft3D permitiu: (1) o estudo do processo de geração das componentes de águas rasas dentro da Baía de Sepetiba; (2) investigar os efeitos do vento local na geração de oscilações na BS; (3) verificar a possível existência de algum tipo de ressonância entre as componentes de águas rasas e *seiches* no sistema; (4) estudar as assimetrias que ocorrem nos níveis e nas correntes; (5) investigar o comportamento do fluxo residual de correntes em diferentes áreas da BS; e, (6) realizar investigações sobre as componentes barotrópica e não-barotrópica do fluxo de correntes na Baía de Sepetiba.

A seguir serão apresentadas informações referentes ao módulo hidrodinâmico do Delft3D extraídas do manual do usuário do modelo, disponibilizado no seguinte endereço eletrônico: <https://oss.deltares.nl>.

Em regiões de águas rasas o modelo adota as seguintes aproximações: (a) acelerações verticais desprezíveis; (b) aproximação de Boussinesq, e; (c) condição de não livre escorregamento para o contorno no fundo.

Os fluxos no modelo podem ter como forçantes a maré, a tensão de cisalhamento do vento, os gradientes de pressão devido à inclinação da superfície livre (campo barotrópico), os gradientes de densidade (campo baroclínico) e correntes.

Considerando as aproximações de águas rasas e de Boussinesq, o modelo resolve as equações de Navier-Stokes considerando o efeito da rotação da Terra para fluidos incompressíveis. Como a aceleração vertical na equação do movimento é negligenciada, os movimentos verticais são computados através da equação da continuidade.

O modelo oferece como opção de trabalho os sistemas de coordenadas cartesianas  $(x, y, z)$  e sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais  $(\xi, \eta, \sigma)$ , sendo que dentre estes, é recomendado o uso do sistema de coordenadas curvilíneas para a redução dos erros de discretização. Consideradas um caso especial das coordenadas curvilíneas ortogonais temos as coordenadas esféricas  $(\lambda, \phi, \sigma)$ , em que:  $Z = \sigma$ ,  $\xi = \lambda$ ,  $\eta = \phi$ ,  $\sqrt{G_{\xi\xi}} = R \cos \phi$  e  $\sqrt{G_{\eta\eta}} = R$ . Onde  $\phi$  é a latitude,  $\lambda$  é a longitude e  $R$  é o raio da Terra ( $R = 6378,137\text{km}$ , WGS84).

Considerando o sistema de coordenadas  $\sigma$ -grid proposto por Phillips (1957), na coordenada vertical o modelo utiliza:

$$\sigma = \frac{z-\zeta}{d+\zeta} = \frac{z-\zeta}{H} \quad (\text{Equação 2.1})$$

com  $z =$  coordenada vertical no espaço físico,  $\zeta =$  elevação da superfície livre acima do plano de referência (em  $z = 0$ ) e  $d =$  profundidade abaixo do plano de referência.

A equação de continuidade média em profundidade é dada por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d+\zeta)U\sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d+\zeta)V\sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = Q \quad (\text{Equação 2.2})$$

$Q$  representa as contribuições por unidade de área devido à descarga ou retirada de água dos sistema por precipitação e evaporação:

$$Q = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \quad (\text{Equação 2.3})$$

$q_{in}$  e  $q_{out}$  correspondem a fontes e sumidouros de água por unidade de volume, respectivamente.  $P$  e  $E$  representam fontes e sumidouros em decorrência da precipitação e da evaporação.

As equações de conservação da quantidade de movimento nas direções  $\xi, \eta$  e  $\sigma$ , respectivamente, são apresentadas a seguir. A componente vertical está reduzida a equação da pressão hidrostática, sendo as acelerações verticais desconsideradas.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - fv = \\ & - \frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi \end{aligned} \quad (\text{Equação 2.4})$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + fu = \\ & - \frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \end{aligned} \quad (\text{Equação 2.5})$$

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (\text{Equação 2.6})$$

Nas equações 2.4, 2.5 e 2.6 as variáveis  $u$  e  $v$  correspondem as componentes horizontais de velocidade e  $\rho_0$  refere-se à densidade de referência.  $P_\xi$  e  $P_\eta$  denotam os gradientes de pressão e  $f$  é o parâmetro de Coriolis. O termo  $\nu_V$  representa o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta.  $F_\xi$  e  $F_\eta$  indicam a força dissipativa de energia devido as tensões de Reynold's, e  $M_\xi$  e  $M_\eta$  correspondem a fontes e sumidouros de *momentum* em consequência de eventuais obstáculos ou contribuições ao movimento, tais como descargas fluviais, por exemplo.

Após a integração vertical, a pressão hidrostática é dada por:

$$P = P_{atm} + gH \int_\sigma^0 \rho(\xi, \eta, \sigma', t) d\sigma' \quad (\text{Equação 2.7})$$

Em primeiro lugar, considera-se a água com densidade constante e, em seguida, considera-se a água com densidade variável. Para água de densidade constante, levando-se em consideração a pressão atmosférica, temos:

$$\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\eta = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{P_{atm}}{\partial \xi} \quad (\text{Equação 2.8})$$

$$\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\xi = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{P_{atm}}{\partial \eta} \quad (\text{Equação 2.9})$$

Os gradientes da elevação da superfície livre são chamados gradientes barotrópicos de pressão.

Ao se considerar uma estrutura de densidade não uniforme, temos que a densidade relaciona-se a temperatura e a salinidade da água. Assim, aplicando-se a regra de Leibnit'z temos que as equações do gradiente de pressão horizontal são dadas por:

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + g \frac{d+\zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} \right) d\sigma' \quad (\text{Equação 2.10})$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + g \frac{d+\zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \right) d\sigma' \quad (\text{Equação 2.11})$$

Para maiores informações sobre as demais formulações matemáticas consideradas no modelo, tais como as tensões de cisalhamento de Reynold's, consultar o manual Delft3D-Flow, de onde as formulações apresentadas neste capítulo foram retiradas (DELTARES, 2011).

### 2.3.1) Domínio do modelo

Neste trabalho foram utilizadas duas malhas numéricas, uma que abrange o complexo BIGS (malha regional) (Figura 2.2) e outra focada na região da Baía de Sepetiba (malha local) (Figura 2.3), sendo que em ambas há maior discretização na região do canal de acesso aos portos da Baía de Sepetiba. A construção das malhas de cálculo do modelo Delft3D foi realizada utilizando os softwares de pré-processamento RGFGRID e QUICKIN, que constam no pacote do modelo Delft3D.

As duas malhas numéricas foram utilizadas, porque com a malha regional foram geradas as condições de contorno introduzidas no modelo de menor escala. Já a malha local restringe o estudo à Baía de Sepetiba, que é a principal área de interesse deste trabalho. Maiores informações sobre as malhas podem ser obtidas na tabela 2.4. A estrutura vertical do modelo foi discretizada em 10 camadas sigma, a fim de se realizar comparações com os dados medidos no ambiente. As simulações nos modos barotrópico iniciaram-se em 06 de Julho de 2011, 1 mês antes do início das medições da maior série de dados utilizada neste trabalho (Conjunto III, Tabela 2.1 e Figura 2.1), e as do modo baroclínico foram inicializadas 1 ano antes do início das medições.

Tabela 2.4 – Dimensões das malhas do modelo numérico regional e local.

Propriedades	Malha Regional	Malha Local
Número de células na direção M	70	116
Número de células na direção N	107	117
Número de elementos do grid	5668	9279

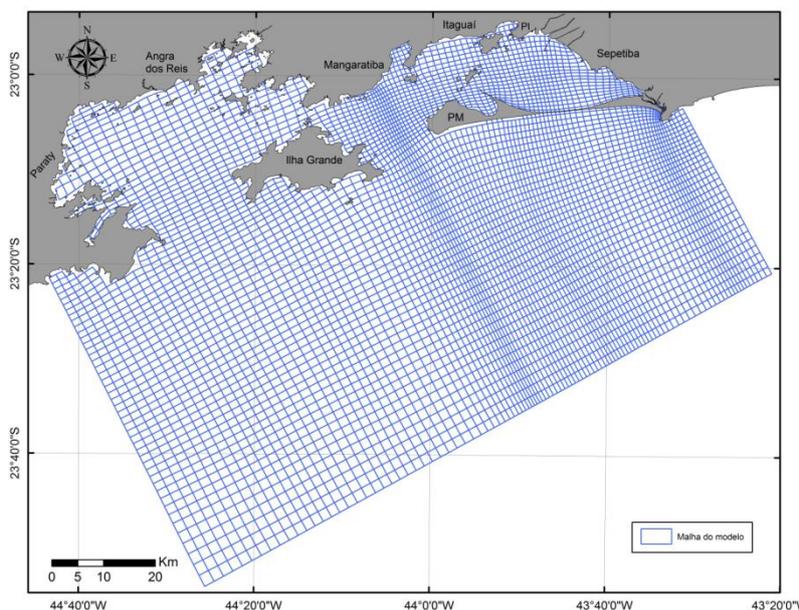


Figura 2.2 - Malha numérica do modelo regional utilizada para o desenvolvimento deste trabalho. PI e PM designam, respectivamente, Porto de Itaguaí e o Pico da Marambaia.

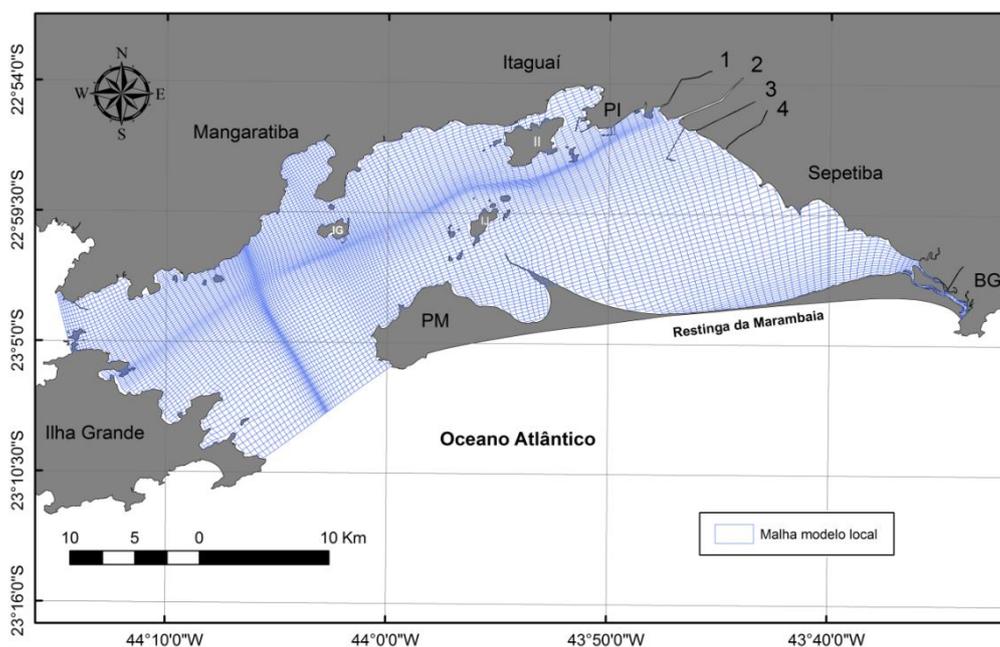


Figura 2.3 - Malha numérica do modelo local utilizada no desenvolvimento deste trabalho. II, IJ, IG, PI e PM designam, respectivamente, a Ilha de Itacuruçá, Ilha de Jaguanum, Ilha Guaíba, Porto de Itaguaí e o Pico da Marambaia. Os números de 1 a 4 referem-se, respectivamente, ao Rio da Guarda, Canal do São Francisco, Canal Guandú-mirim e Canal Itá.

### 2.3.2) Batimetria

Os dados batimétricos utilizados neste trabalho foram obtidos através da digitalização de cartas náuticas que são gratuitamente disponibilizadas no sítio da Diretoria de Hidrografia da Marinha (DHM)/ Centro de Hidrografia da Marinha (CHM). Na tabela 2.5 estão apresentados os números, área de abrangência e escalas das diferentes cartas náuticas consideradas, sendo mostrado na figura 2.4 o mapa batimétrico final dos dados inseridos no modelo.

As cartas náuticas são confeccionadas visando à segurança da navegação de embarcações, deste modo os valores mostrados nestas cartas se referem aos menores níveis d'água registrados durante as baixas-mares de Sizígia, momento no qual ocorrem as baixa-mares mais baixas ao longo de um ciclo lunar, acrescidos de 0,78m, que é o valor correspondente ao nível médio do mar na estação maregráfica denominada Baía de Sepetiba, da FEMAR.

Tabela 2.5- Número, região de abrangência e escala das cartas náuticas disponibilizadas pela DHN/CHM que se encontram na biblioteca do LDSC.

Número da carta	Região	Escala
160701	Baías de Sepetiba e Ilha Grande	1:80000
162101	Baía da Ilha Grande(Parte Leste) (Terminal da Ilha Guaíba)	1:40090
162102	Enseadas da Estrela, Abraão e Palmas	1:20000
162103	Terminal Marítimo da Ilha Guaíba	1:15000
162201	Baía de Sepetiba	1:40122
162301	Porto de Itaguaí	1:20000
163101	Baía de Ilha Grande (Parte Central)	1:40067
163201	Baía da Ilha Grande (Parte Centro- Norte)	1:40109
163301	Baía de Ilha Grande (Parte Oeste)	1:40075
163302	Baía de Parati e adjacências	1:20000
231001	Rio de Janeiro à Santos	1:300000
231002	Ilha de Alcatrazes	1:100000

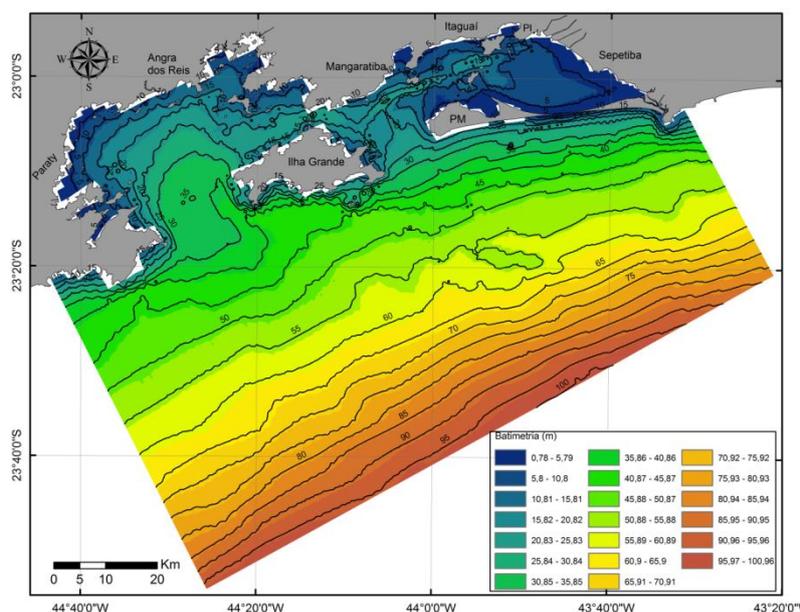


Figura 2.4 - Dados de batimétricos extraídos de cartas náuticas disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DNH) considerados no modelo. Os números das cartas náuticas consideradas estão especificados na tabela 2.3. PI e PM designam, respectivamente, o Porto de Itaguaí e o Pico da Marambaia.

### 2.3.3) Rugosidade

Sabendo que a rugosidade é um dos principais parâmetros que afetam a propagação da onda de maré em águas rasas, optou-se pela representação deste parâmetro a partir da utilização de informações sobre a distribuição de sedimentos de fundo do complexo das Baías de Ilha Grande e Sepetiba extraídas dos trabalhos de Ponçano (1976) e de Mahiques (1989).

Para a determinação dos valores de rugosidade, foi considerada a fórmula  $z_0$ , que no caso do Delft3D só pode ser utilizada em modelos tridimensionais. Neste caso a rugosidade do fundo é obtida do seguinte modo:  $z_0 = \frac{k_s}{30}$ , em que  $k_s$  corresponde ao diâmetro do grão de areia de Nikuradse em metros. Na figura 2.5 é mostrado o mapa de rugosidade  $z_0$  final considerado nos experimentos numéricos após as etapas de calibração dos níveis e das correntes.

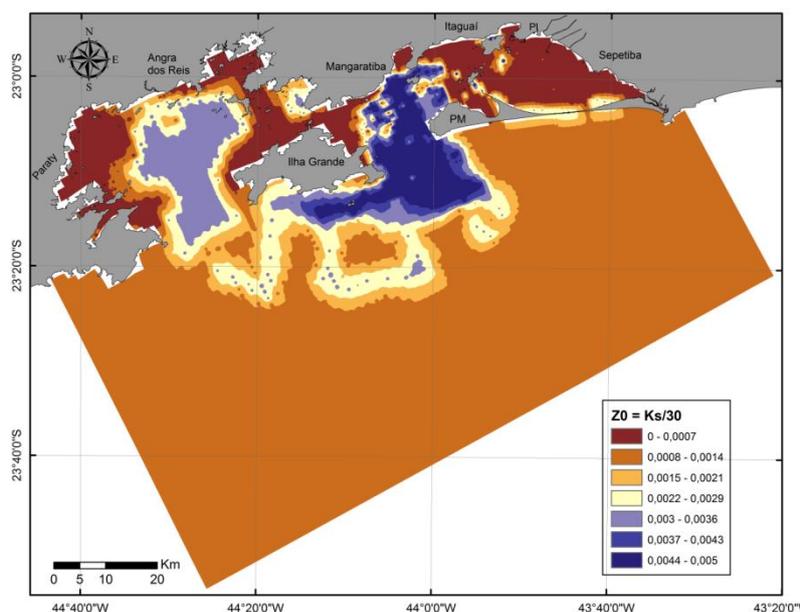


Figura 2.5 – Mapa de rugosidade após calibração do modelo. PI e PM designam, respectivamente, o Porto de Itaguaí e o Pico da Marambaia.

### 2.3.4) Maré

Para determinação das condições de contorno barotrópica do modelo regional, foram extraídas informações sobre as constantes harmônicas do modelo global de marés FES (*Finite Element Solution*) desenvolvido no ano de 2012 (AVISO, 2016). Nesta versão do FES, 32 constituintes de maré são distribuídas a cada  $1/16^\circ$  da linha de grade, além de serem consideradas diversas componentes de águas rasas que não estavam presentes na versão desenvolvida em 2004, tais como:  $M_4$ ,  $M_6$ ,  $M_8$ ,  $MN_4$ ,  $MKS_2$ ,  $N_4$ ,  $S_4$ ,  $Msf$ , o que beneficiam a aplicação do FES em regiões costeiras.

### 2.3.5) Descargas fluviais

Considerando o complexo BIGS, temos que a Baía de Ilha Grande não apresenta aporte fluvial significativo. Na Baía de Sepetiba os principais afluentes são o Canal do São Francisco, Rio da Guarda, Canal Itá (que apresenta comunicação com o rio Guandú-Mirim), Canal Guandú-mirim, Rio Piraquê e Rio Cação. A vazão média dos rios acima mencionados são apresentadas na tabela 2.6 (Rodrigues, 1990, Cunha et al.,

2006), sendo importante ressaltar que estas vazões não variam significativamente ao longo do ano.

Tabela 2.6– Média das vazões dos principais contribuintes da baía de Sepetiba. Fonte: Rodrigues (1990) e Cunha et al. (2006).

Afluentes	Descarga (m <sup>3</sup> /s)
Rio da Guarda	6,8
Canal do São Francisco	89,0
Canal Guandú-mirim	8,8
Canal Itá	3,3
Canal do Saco do Engenho	0,5
Rio Piraquê	2,5
Rio Cação	1,1

### 2.3.6) Ventos

Segundo classificação de Köppen, o clima encontrado na região do complexo BIGS é do tipo “Aw”, sendo que há incidência de ventos calmos e médias de precipitação anuais variáveis entre 1400 e 2500 mm (Brönnimann et al., 1982; Pedlowski et al., 1991). Ao analisar uma série de 30 anos de dados climatológicos da estação de Angra dos Reis, Borges (1990) encontrou maior incidência de ventos do quadrante sul, com velocidades variáveis entre 2 e 4m/s. Signorini (1980a e b) e Fragoso (1999) ao analisarem séries de dados provenientes da estação meteorológica da Base Aérea de Santa Cruz e da estação Ilha Guaíba reportaram a dominância de ventos de S/SO na região de Sepetiba. Fonseca (2013) encontrou uma alternância de ventos intensos de S/SO e ventos relativamente mais fracos de E/NE, ao analisar séries de 7 meses de dados da estação meteorológica Marambaia.

Os dados de ventos utilizados neste trabalho correspondem aos dados horários medidos entre os meses de Janeiro e Dezembro de 2011, na estação meteorológica Marambaia (A602) (23°3'0"S e 43°36'0"W). Estes dados foram obtidos junto do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, <http://www.inmet.gov.br/portal>).

### 2.3.7) Parâmetros físico-químicos

Para a região de contorno costeira foram assumidos valores uniformes de salinidade iguais a 34.5. Os trabalhos de Montezuma (2007) e Gutierrez (2012)

mostram que as águas da BS sofrem grande influência das águas oceânicas, devido as correntes de maré e o aporte fluvial do Canal do São Francisco. De forma geral, em toda a baía a salinidade varia entre, aproximadamente, 23 e 35. Na região mais interna da BS, a salinidade varia entre ~23 e ~32. Próximo a Ilha de Jaguanum (Figura 2.1) a salinidade varia entre 32 e 34, aproximadamente. Próximo à entrada da BS, entre a Ilha Grande e o Pico da Marambaia a salinidade varia, aproximadamente, entre 33,44 e 34,78. Assim, após a calibração, os valores de salinidade adotados para os rios foram iguais a 29.

Para a caracterização física da região de estudo e obtenção de resultados mais próximos da realidade foram adotados como parâmetros:

- massa específica da água igual  $1024 \text{ kg/m}^3$  (correspondente aos valores de salinidade observados por Montezuma (2007) e Gutierrez (2012));
- Temperatura da água igual a  $22^\circ\text{C}$  (valores médios encontrados por Gutierrez (2012) em toda a BS);
- $1,2 \text{ kg/m}^3$  para a massa específica do ar;
- $9,81 \text{ m/s}^2$  para a aceleração da gravidade.

### **2.3.8) Validação do experimento numérico**

#### **A) Modelo Barotrópico**

##### **A.1) Nível**

Nos gráficos da figura 2.6 são apresentadas séries de variação do nível d'água medidas nas estações BS6[L] e BS10, e séries previstas a partir das componentes harmônicas extraídas de séries de variação de nível d'água obtidas com a modelagem numérica (Figura 2.1, mapa com a localização das estações dentro da BS). Para as duas estações analisadas há correspondência entre as fases das séries medidas e previstas, sendo que para as amplitudes, na estação BS6[L], a máxima diferença registrada foi igual a 0,48m e 0,71m na estação BS10.

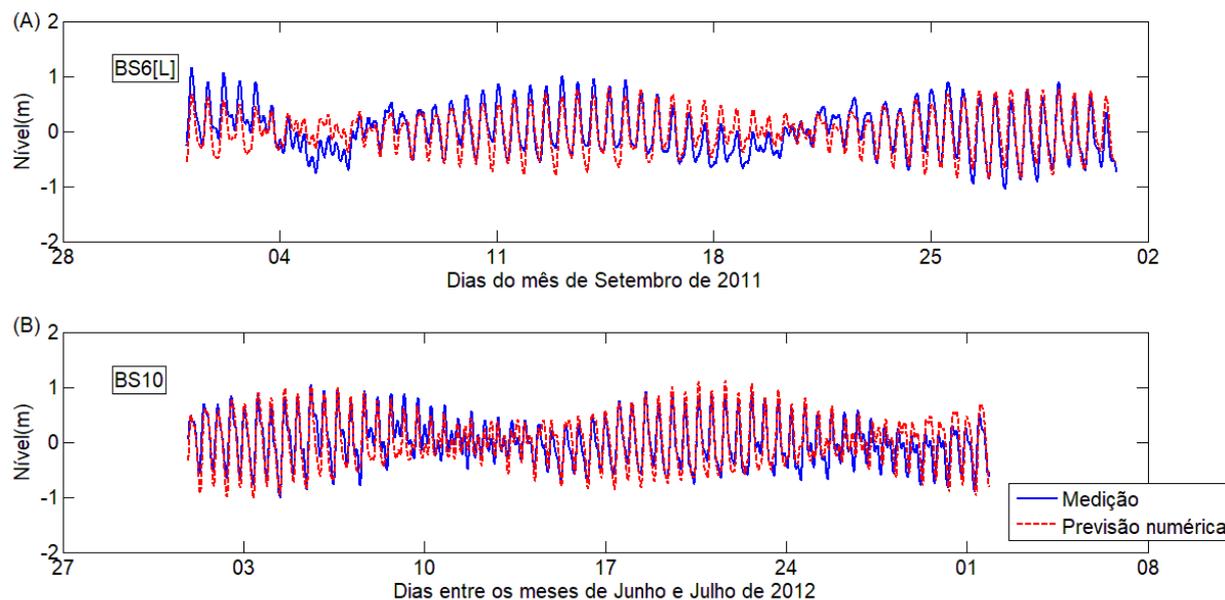


Figura 2.6 – Séries de variações do nível d’água medidas e modeladas nas estações BS6[L] e BS10 localizadas dentro da Baía de Sepetiba.

No desenvolvimento deste trabalho foram investigadas as oscilações presentes dentro da Baía de Sepetiba. Partindo do princípio que a maré é a principal forçante da circulação dentro da BS, buscou-se a melhor representação das amplitudes e fases das componentes integrantes das bandas semidiurnas e quartodiurnas da maré dentro do sistema. Nas figuras 2.7 e 2.8, são apresentadas as amplitudes das componentes semidiurnas ( $M_2$ ,  $S_2$  e  $N_2$ ) e quartodiurnas ( $MN_4$ ,  $M_4$  e  $S_4$ ) para diversas estações de controle localizadas dentro do sistema (de BS1 a BS11), onde se tem informações das componentes harmônicas da maré. Para as componentes semidiurnas (Figura 2.7), o percentual de correlação médio entre as amplitudes das componentes  $M_2$ ,  $S_2$  e  $N_2$  foi igual a 89,9%, 90,8% e 76,3%. Já para as oscilações pertencentes à banda quartodiurna da maré o harmônico  $M_4$  apresentou um percentual de correlação médio igual a 71,1%. Como pode ser observado na figura 2.1, as estações BS1 e BS5 encontram-se localizadas em lados opostos da entrada da BS, logo os valores das amplitudes apresentados na estação BS5 para as diferentes componentes apresentadas nas figuras 2.7 e 2.8 são coerentes ao padrão de propagação da onda de maré que ocorre nesta região da baía, o que está detalhadamente explicado no item 3.1 deste trabalho.

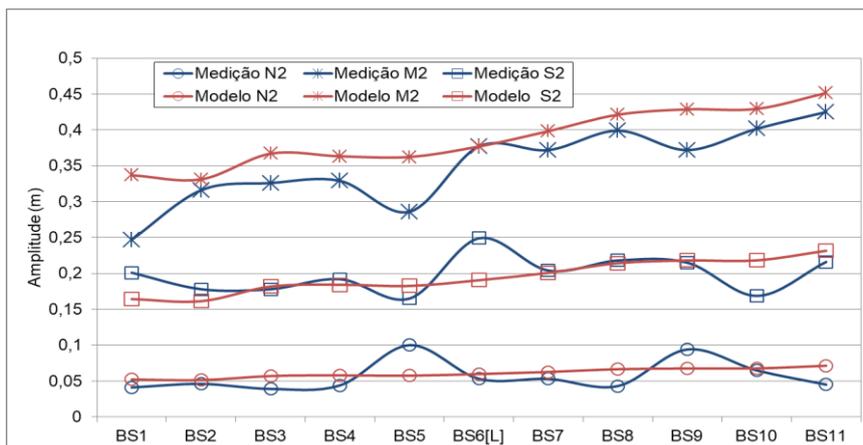


Figura 2.7– Amplitudes das componentes semidiurnas  $N_2$ ,  $M_2$  e  $S_2$  obtidas a partir de dados medidos no ambiente (linhas azuis) e as obtidas a partir das séries previstas com o modelo (linhas vermelhas).

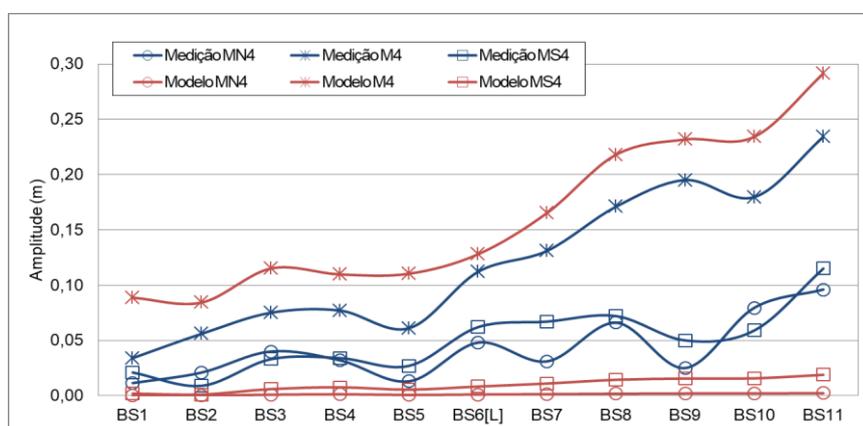


Figura 2.8 – Amplitudes das componentes quartodiurnas  $MN_4$ ,  $M_4$  e  $MS_4$  obtidas a partir das séries medidas no ambiente (linhas azuis) e obtidas a partir de séries previstas com o modelo (linhas vermelhas).

Apesar dos resultados de calibração das componentes  $MN_4$  e  $MS_4$  não terem sido satisfatórios, ao serem considerados os somatórios das amplitudes das componentes quartodiurnas medidas e previstas, obteve-se percentuais de correlação médio próximos dos 80% e raiz do erro quadrático médio próximo de 0,06 m (*Root Mean Square Error - RMSE*) (Tabela 2.7).

Tabela 2.7 - Somatório das amplitudes, em metros, das componentes semidiurnas ( $N_2+M_2+S_2$ ) e quartodiurnas ( $MN_4+M_4+MS_4$ ) da maré obtidas através de séries medidas diretamente no ambiente e séries previstas com o modelo numérico.

	Componentes	BS1	BS2	BS3	BS4	BS5	BS6[L]	BS7	BS8	BS9	BS10	BS11
Medição	$N_2+M_2+S_2$	0,54	0,49	0,54	0,56	0,55	0,68	0,63	0,66	0,68	0,64	0,69
	$MN_4+M_4+MS_4$	0,08	0,07	0,15	0,14	0,1	0,22	0,23	0,31	0,27	0,32	0,45
Modelo	$N_2+M_2+S_2$	0,54	0,55	0,61	0,60	0,60	0,63	0,66	0,70	0,71	0,71	0,75
	$MN_4+M_4+MS_4$	0,08	0,09	0,12	0,12	0,12	0,14	0,18	0,23	0,24	0,25	0,31

Para as diferentes estações de controle distribuídas dentro da BS (Figura 2.1), também foram avaliadas as relações entre as amplitudes das componentes  $M_2$  e  $M_4$ , obtidas tanto diretamente quanto a partir de modelagem numérica (Figura 2.9). De modo geral, os resultados do modelo numérico apresentaram uma superestimação da relação entre as ondas supracitadas, sendo estas diferenças mais pronunciadas nas estações BS1 e BS5, que apresentaram correlações iguais a 52,3% e 62,8% e RMSE iguais a 0,12m e 0,13m, respectivamente. Entre as estações BS1 e BS5 os valores das razões entre as componentes  $M_4$  e  $M_2$  ficaram em torno de 67,1%, sendo este valor próximo de 88,2% para as estações localizadas na porção leste da BS.

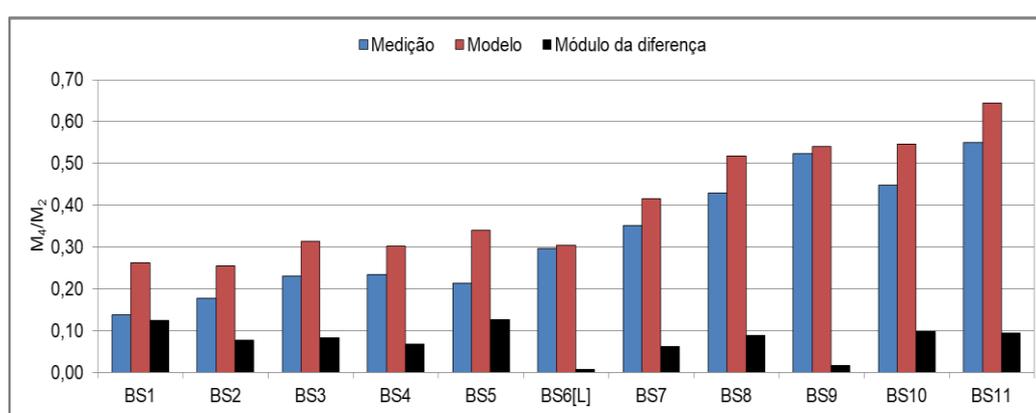


Figura 2.9 – Relação de amplitude entre as componentes  $M_2$  e  $M_4$  nas diferentes estações amostrais distribuídas dentro do sistema da BS. As barras azuis se referem a informações obtidas através da medição de dados *in situ*, e as vermelhas foram extraídas a partir de séries previstas com o modelo. As barras pretas representam o módulo da diferença das relações obtidas no ambiente.

Ao se analisar a fase da componente  $M_2$  dentro da baía (Figura 2.10) é possível observar que o módulo das diferenças de fase das componentes  $M_2$  (barras pretas) obtidas através da análise dos dados e os valores obtidos através da modelagem numérica são inferiores a  $15^\circ$ , o que representa uma defasagem de cerca de 31 min. Ao serem consideradas as relações de fase entre as componentes  $M_2$  e  $M_4$  (Figura 2.11), obteve-se que a maior diferença ocorreu nas estações BS2 ( $25^\circ$ ) e BS5 ( $15^\circ$ ), sendo inferiores a  $5^\circ$  em todas as demais estações consideradas.

Neste trabalho, como foi desenvolvido um estudo a cerca das oscilações presentes na BS, fez-se necessário que o modelo numérico as representasse de maneira realística. Logo, para verificação desta representação espectros de energia foram construídos considerando séries de dados medidos *in situ* e séries de variações do nível d'água geradas com o modelo. Os resultados apresentados na figura 2.12 nos certificam

sobre a acurácia do modelo utilizado nesta pesquisa quanto à representação das três principais bandas de energia relacionadas às frequências características do nível d'água da BS.

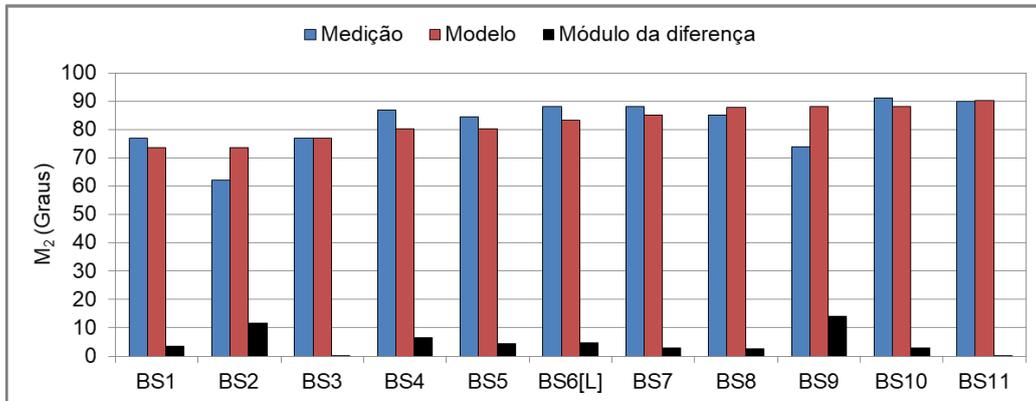


Figura 2.10 – Fases, em graus, da componente  $M_2$  nas diferentes estações de controle distribuídas dentro da BS (ver Figura 2.1). As barras azuis se referem aos valores obtidos através da análise de dados medidos na BS. As barras vermelhas correspondem aos valores obtidos através da modelagem numérica. Já as barras pretas correspondem ao módulo da diferença entre os dois valores de fases acima descritos, para cada uma das estações investigadas.

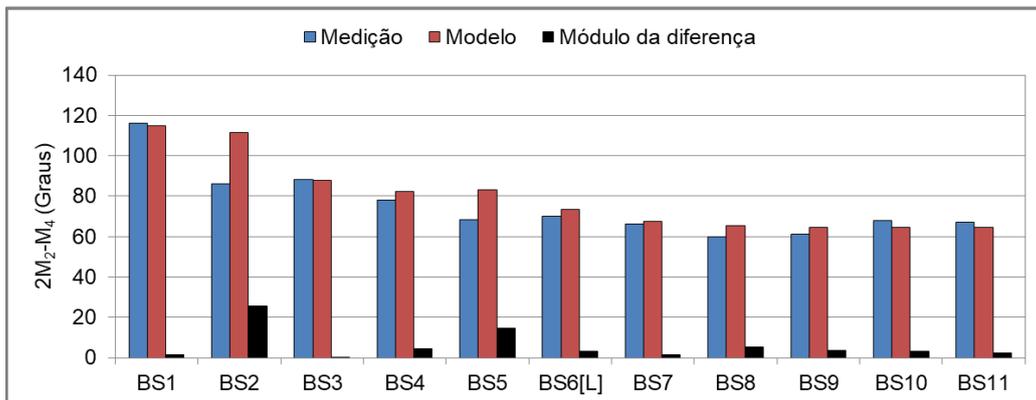


Figura 2.11 – Relação de fase entre as componentes  $M_2$  e  $M_4$  nas diferentes estações amostrais distribuídas dentro do sistema da BS. As barras azuis se referem a informações obtidas através da medição de dados *in situ*, as vermelhas foram extraídas a partir de séries de dados previstas com o modelo e as barras pretas correspondem ao módulo da diferença dos entre as relações obtidas através de séries de dos dados medidos no ambiente e previstas com o modelo.

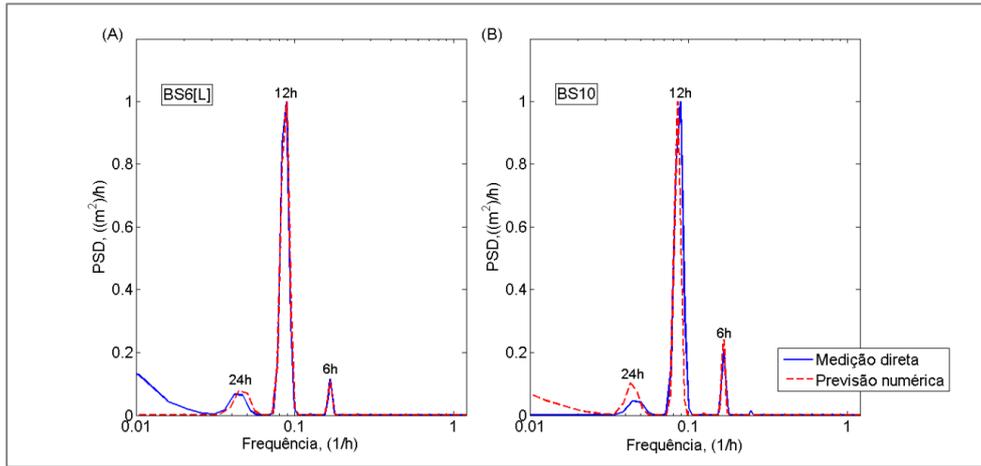


Figura 2.12 – Análises espectrais das séries de variação do nível da água nas estações BS6[L] (A) e BS10 (B). As linhas azuis correspondem às análises espectrais de dados medidos no ambiente. Já as linhas vermelhas se referem às análises espectrais das series de variações do nível obtidas através da modelagem numérica.

## A.2) Correntes

Para as séries de magnitude das correntes, são apresentados os resultados das análises espectrais dos dados de correntes medidos *in situ* e os resultados dos espectros de energia construídos a partir de séries de correntes calculadas pelo modelo (Figura 2.13 e 2.14, superfície e fundo, respectivamente).

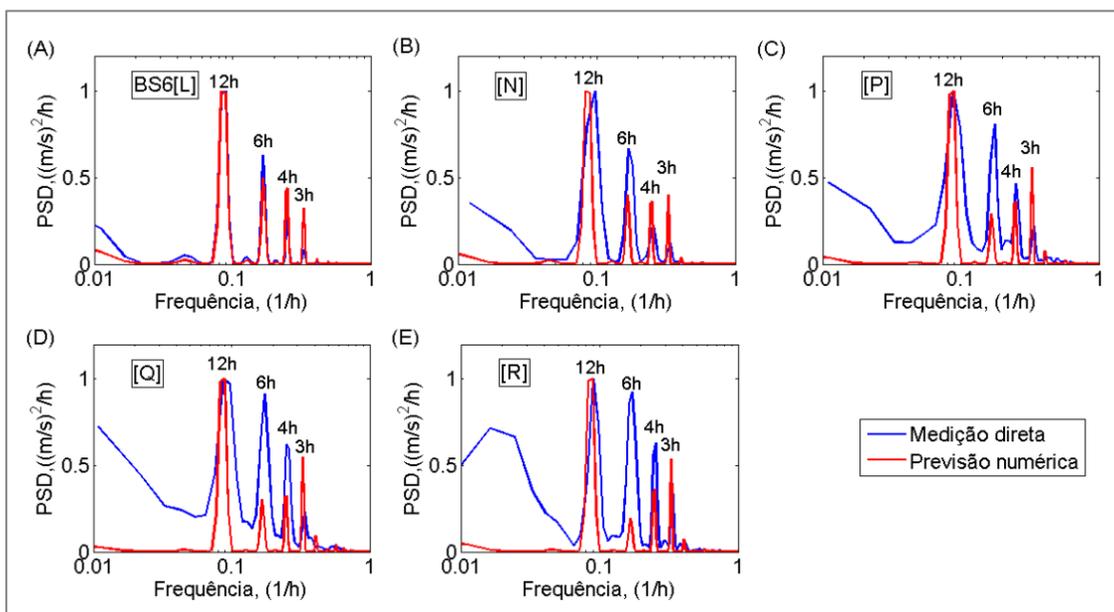


Figura 2.13 – Análises espectrais das séries de intensidades das correntes medidas próximo à superfície nas estações BS6[L], [N], [P], [Q] e [R]. As linhas azuis correspondem às análises espectrais de dados medidos no ambiente. Já as linhas vermelhas se referem às análises espectrais das séries de correntes previstas através da modelagem numérica.

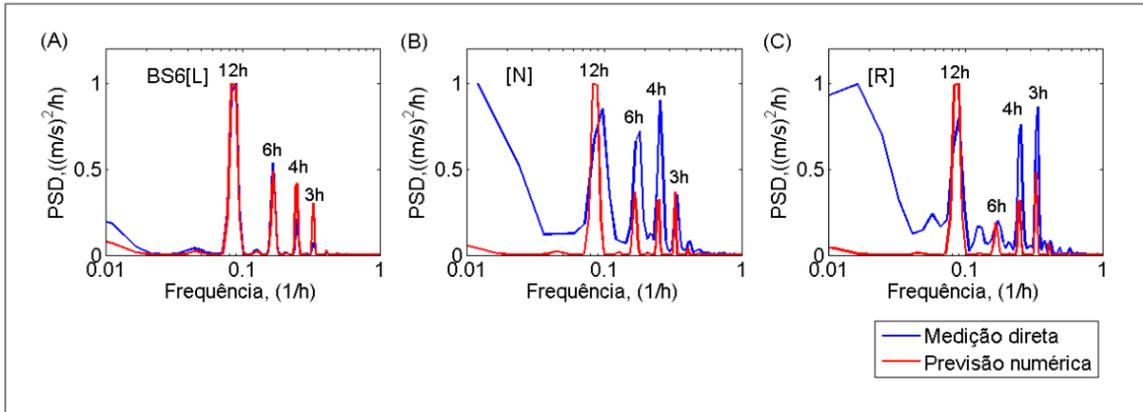


Figura 2.14 – Análises espectrais das séries de intensidades das correntes referentes às medições realizadas próximas ao fundo nas estações BS6[L], [N] e [R]. As linhas azuis correspondem às análises espectrais de dados medidos no ambiente. Já as linhas vermelhas se referem às análises espectrais das séries de correntes previstas através da modelagem numérica.

Na tabela 2.8 são apresentadas as velocidades, em m/s, das componentes  $M_2$  e  $M_4$ , das séries de dados medidas *in situ* e das previstas com o modelo numérico. Apesar das diferenças associadas às intensidades das correntes, ao serem considerados os harmônicos supracitados, as relações de amplitude entre  $M_4$  e  $M_2$  apresentam percentuais de correlações variáveis entre 76,5% e 97,4 e valores de rmse variáveis entre 0,23m/s e 0,03m/s nas estações [P] e [Q], respectivamente (Figura 2.15).

Tabela 2.8 – Velocidades, em m/s, referentes às componentes  $M_2$  e  $M_4$  das séries de correntes medidas na BS e previstas com o modelo numérico.

Componentes harmônicas	BS6[L]	[N]	[P]	[Q]	[R]
Medição $M_2$	0,36	0,39	0,09	0,09	0,18
Previsão numérica $M_2$	0,59	0,34	0,13	0,18	0,27
Medição $M_4$	0,26	0,31	0,05	0,09	0,17
Previsão numérica $M_4$	0,47	0,32	0,15	0,23	0,31

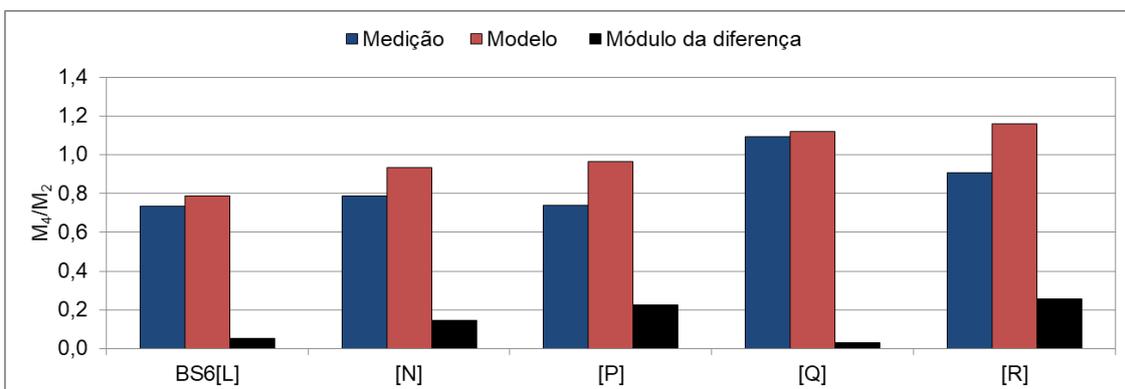


Figura 2.15 – Relação entre as velocidades das componentes  $M_2$  e  $M_4$  nas estações BS6[6], [N], [P], [Q] e [R] obtidas a partir de dados coletados próximo a superfície da água. As barras azuis se referem a informações obtidas através da medição de dados *in situ*, e as vermelhas a partir de dados previstos com o modelo, e as pretas são os módulos da diferença entre os resultados dos dados medidos no ambiente e os oriundos de modelagem numérica.

Na tabela 2.9 são apresentadas as fases, em graus, dos harmônicos  $M_2$  e  $M_4$  e da relação de fase entre estes harmônicos que é dado por  $2M_2-M_4$ . Ao se considerar apenas a fase de  $M_2$ , temos que as ondas modeladas e medidas apresentam defasagem de até 2h nas estações [N] e [P], sendo que para a  $M_4$ , as defasagens entre as ondas apresentam valores mais significativos (variáveis entre  $86^\circ$  e  $299^\circ$ ). Apesar disso, ao serem avaliadas as relações de fase entre  $M_2$  e  $M_4$ , as diferenças entre os resultados que se referem às séries medidas e calculadas variam entre  $1^\circ$  e  $19^\circ$ , entre as estações BS6[L], [N], [P] e [Q], apresentando maior discrepância na estação [R], igual a  $88^\circ$ . Para a calibração de um modelo hidrodinâmico, o processo de ajuste das fases das componentes harmônicas que constituem a maré é um processo bastante trabalhoso, visto que ao serem alterados os mapas de rugosidade do fundo para obter-se o melhor ajuste para uma das componentes ocorre o desajuste das fases dos demais harmônicos. Apesar disto, a propagação da maré dentro de um ambiente poderá ser satisfatoriamente representada pelo modelo numérico caso as relações entre as fases dos harmônicos que a compõem apresentem semelhanças com as relações que são observadas diretamente no ambiente, de modo que apesar da importância da componente  $M_2$ , apenas este harmônico não é capaz de representar de modo fidedigno o padrão de propagação da maré dentro de um ambiente, uma vez que, conforme mencionando no item 2.2.1, a maré é composta por diversas ondas, sendo elas diurnas, semidiurnas, quartodiurnas, etc.

Tabela 2.9 – Fases e relação de fase ( $2M_2-M_4$ ), em graus, das componentes harmônicas  $M_2$  e  $M_4$  obtidas através de análises harmônicas de séries de dados medidos no ambiente e de séries previstas com o modelo numérico.

Componentes harmônicas	BS6[L]	[N]	[P]	[Q]	[R]
Medição $M_2$	9	97	256	12	75
Previsão numérica $M_2$	12	164	163	162	29
Medição $M_4$	46	183	130	17	248
Previsão numérica $M_4$	33	321	313	316	13
$2M_2-M_4$ (Medição)	332	11	22	7	132
$2M_2-M_4$ (Modelo)	351	7	13	8	44

## B) Modelo Baroclínico

Para o modelo Baroclínico foram consideradas as especificações descritas no item 2.3.7 deste capítulo. A título de ilustração, dentre todas as estações de medições de correntes, estão apresentadas na figura 2.16, para estação BS6[L], as velocidades das

componentes leste-oeste e norte-sul, em pontos da coluna d'água próximos à superfície livre e ao fundo. Os gráficos da figura 2.16, mostram que as séries modeladas referentes à componente leste-oeste apresentam maior similaridade com as séries medidas diretamente no ambiente do que as séries referentes à componente norte-sul, apesar de as velocidades das componentes leste-oeste terem sido superestimadas durante os períodos de Quadratura, próximo à superfície (Figura 2.16A). Além disso, a componente norte-sul da velocidade em superfície (Figuras 2.16C) teve valores subestimados nos períodos de enchente, não sendo o mesmo observado para as velocidades da componente norte-sul medidas próximo ao fundo (Figuras 2.16C).

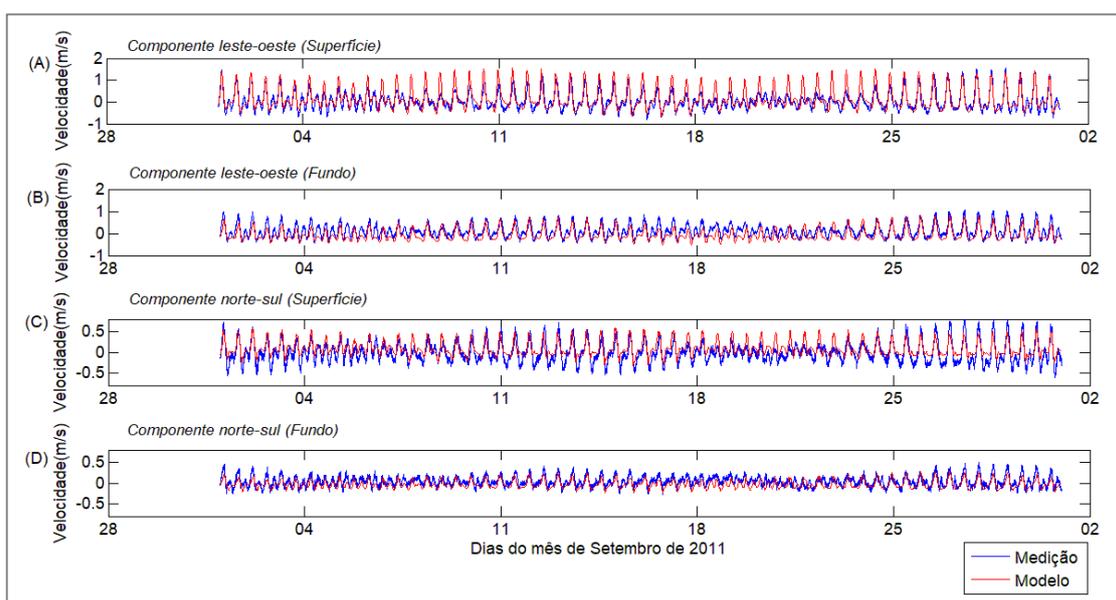


Figura 2.16 – Componentes leste-oeste e norte-sul de velocidades das correntes medidas na estação BS6[L], tanto próximo à superfície quanto próximo ao fundo.

Neste estudo, as variações de densidade representadas pelo modelo Baroclínico foram comparadas aos dados disponibilizados por Gutierrez (2012), referentes a uma estação de medição de dados termohalinos localizada a cerca de 100m da estação BS6[L]. Na figura 2.17 estão apresentadas séries de densidade previstas pelo modelo e as séries calculadas, para os dias 25 de Agosto e 26 de Novembro de 2011, considerando um ciclo de maré.

Neste trabalho, dado o período considerado nas simulações dos cenários, a representação dos campos de densidade pelo modelo numérico torna-se dificultada, visto que, registra-se de maneira recorrente a entrada de ACAS (Água Central do Atlântico Sul,  $6^{\circ}\text{C} < T < 20^{\circ}\text{C}$  e  $34,6 < S < 36,4$ ) no domínio da BS, o que pode

alterar os padrões de estratificação do ambiente. Gutierrez (2012), para o dia 26 de novembro de 2011, reportou a presença de ACAS na BS.

Apesar dos valores dos perfis de densidade previstos pelo modelo terem sido superestimados para o ciclo de maré referente à Agosto de 2011 e subestimado em Novembro de 2011 (Figura 2.17), investigações a cerca das componentes barotrópica e baroclínica do fluxo residual de correntes, um dos objetivos de pesquisa deste trabalho, não foi comprometido, afinal o modelo manteve o padrão de fraca estratificação, determinado pelo número de Richardson  $2 < Ri_L < 20$ , observados nos dados medidos *in situ* (Tabela 2.10).

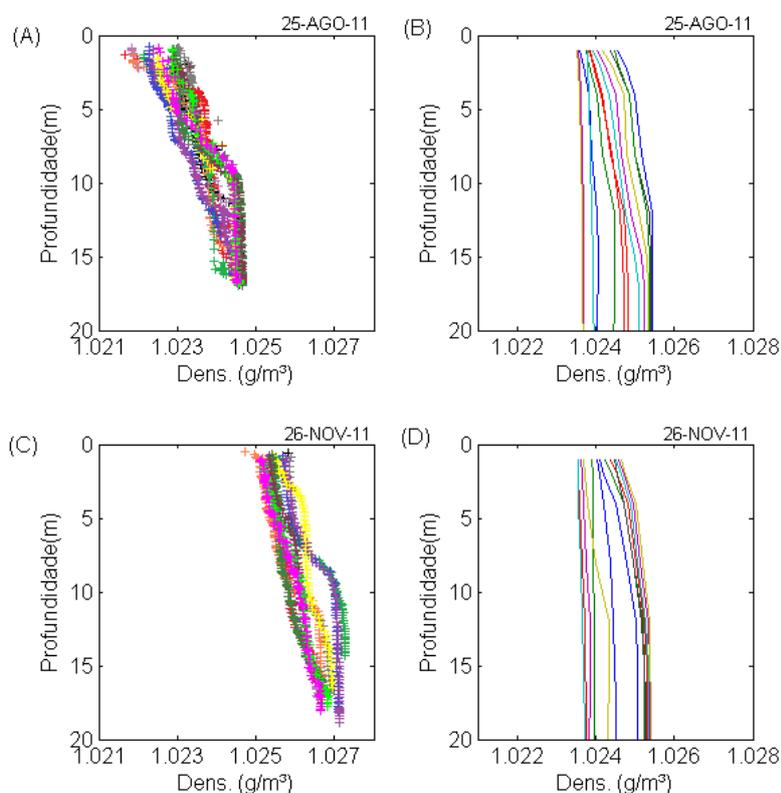


Figura 2.17 – Variações de densidade ao longo de um ciclo de maré, em  $\text{g/m}^3$ , calculadas a partir de dados termohalinos coletados, na Baía de Sepetiba, nos dias 25 de Agosto e 26 de Novembro de 2011 (A e C, respectivamente). Nos gráficos B e D, são apresentadas séries de variações de densidade previstas com o modelo numérico, considerando um ciclo de maré, referentes aos dias 25 de Agosto e 26 de Novembro de 2011, respectivamente.

Tabela 2.10– Número de Richardson calculado para séries de dados medidas *in situ* e séries de dados previstas com o modelo numérico.

	Medição <i>in situ</i>	Previsão numérica
25-AGO-11	7,6	9,4
26-NOV-11	10,8	11,8

### **2.3.9) Cenários de modelagem**

Para o desenvolvimento deste estudo foram considerados os cenários de modelagem descritos abaixo para a investigação das hipóteses apresentadas na introdução deste trabalho (Capítulo 1). Em cada experimento realizado, os cenários considerados foram simulados durante 32 dias.

Cn: Cenário controle de modelagem. Neste cenário apenas as amplitudes e fases das componentes harmônicas da maré (astronômicas e de águas rasas) foram consideradas como condições de contorno do modelo numérico.

Cn1: Cenário no qual, além da maré, foram consideradas as velocidades e direções de ventos medidos na estação meteorológica da Marambaia, especialmente distribuídos na grade do modelo.

Cn2: Neste experimento, somente as componentes diurnas e semidiurnas da maré foram consideradas nas fronteiras do modelo, sendo desconsideradas todas as componentes de águas rasas na simulação.

Cn3: Neste cenário de modelagem, como condição de contorno do modelo numérico apenas se considerou uma onda com amplitude de 1m e período de 12h na fronteira do modelo.

Cn4: Semelhante ao Cn3, neste cenário de modelagem considerou-se uma onda com amplitude de 1m na fronteira do modelo, mas com período de 8h.

Cn5: Neste experimento, considerou-se como condição de contorno do modelo uma onda com amplitude de 1m e período de 6h.

Cn6: Como condição de contorno do modelo foi considerada uma onda com amplitude de 1m e período de 4h.

Cn7: Neste experimento simulou-se uma onda com amplitude de 1m e período de 3h.

## Capítulo 3

### Maré no complexo BIGS – Oscilações de níveis

#### 3.1) Propagação da onda semidiurna

Segundo Mesquita e França (1997), existem dois pontos anfidrômicos, relacionados à componente  $M_2$  da maré, localizados no Oceano Atlântico Sul, um deles encontra-se no meio Atlântico e outro próximo à cidade de Rio Grande (RS). Na região sudeste do país, onde está localizado o complexo BIGS, ocorre o encontro das linhas cotidais relativas aos anfidrômicos acima mencionados, que acontece na região da plataforma continental entre Cananéia (SP) e Paranaguá (PR).

Ao se considerar o ponto anfidrômico localizado no meio do oceano, Mesquita e França (1997) sugerem que a propagação da  $M_2$  acompanharia a linha cotidal de  $180^\circ$  (Figura 3.1), varrendo toda a costa leste brasileira, atingindo Cabo Frio (RJ) e se propagando até Cananéia (SP), com sentido de propagação anti-horário, e celeridade de cerca de 1,8m/s na região da plataforma continental adjacente ao complexo BIGS, entre a isóbata de 100m e o continente. A partir de Cananéia, a velocidade da onda se reduz, visto que ocorre interação com a onda que se propaga seguindo a orientação do ponto anfidrômico do Rio Grande, que apresenta sentido de giro contrário, como mostrado com mais detalhe no trabalho de Harari e Camargo (1994) (figura 3.2). De acordo com Harari e Camargo (1994), a  $M_2$  apresenta dois sistemas de propagação, sendo um de nordeste e outro de sudoeste, que atingem a plataforma com 34 minutos de diferença, um em relação ao outro.

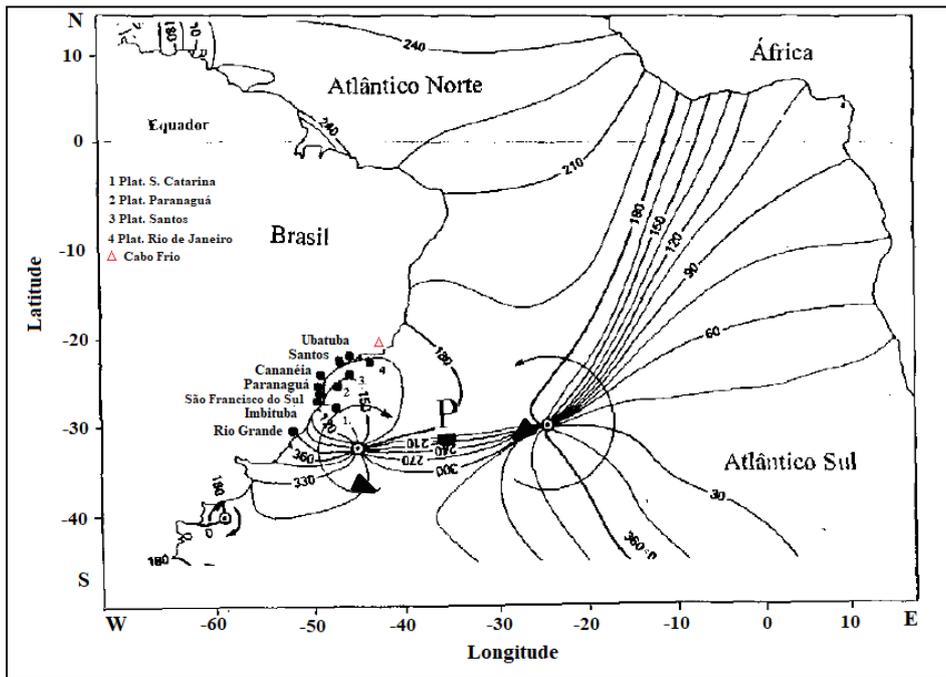


Figura 3.1 – Linhas cotidianas da componente  $M_2$  e localização dos dois pontos anfidrômicos existentes no Oceano Atlântico Sul. Fonte: Modificado de Mesquita e França, 1997 (apud Mesquita, 2016).

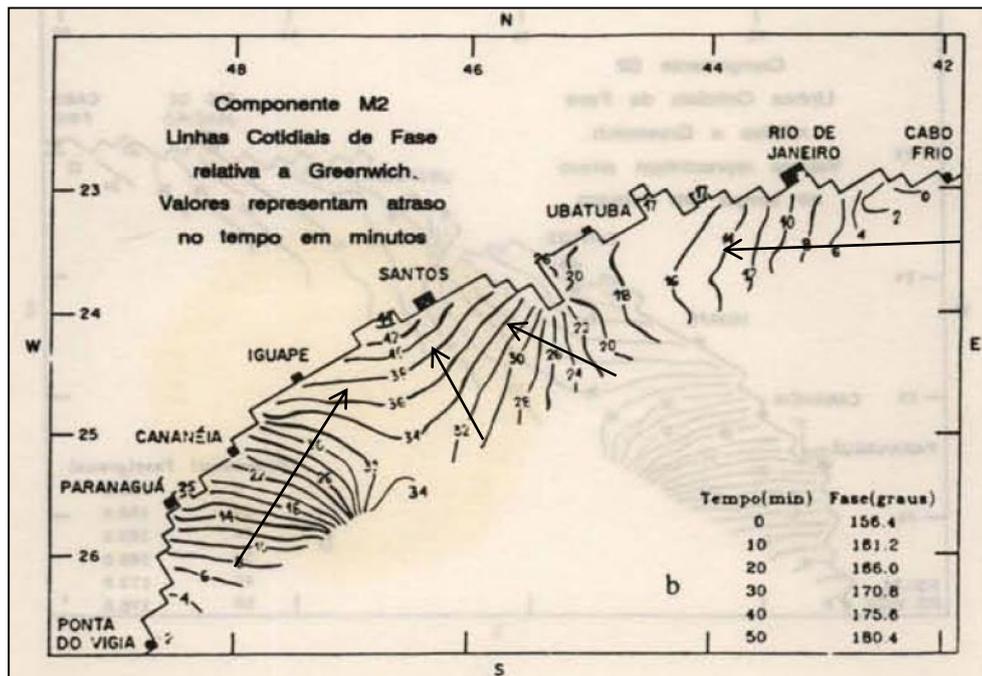


Figura 3.2 – Linhas cotidianas da componente  $M_2$  (em relação ao meridiano de Greenwich), de Cabo Frio (RJ) a Ponta do Vigia (SC). Fonte: Modificado de Harari e Camargo (1994). As setas pretas indicam o sentido de propagação das ondas.

Para se compreender como ocorre a propagação da  $M_2$  no sistema BIGS (Figura 3.4), foram realizadas interpolações das fases da componente  $M_2$  extraídas tanto do modelo global de marés FES (2012), com resolução de  $1/16^\circ$ , quanto a partir de informações das fases da  $M_2$  nas diferentes estações da FEMAR (Conjunto de dados

XVIII) e de valores de fases obtidos através de análises harmônicas aplicadas em séries de variações do nível d'água (Conjuntos de dados XVI e XVII, Figura 3.3).

Ao considerarmos especificamente a BS, temos que a onda de maré se divide em duas, sendo que cada uma das partes se propaga em sentidos opostos. Na figura 3.4 observamos que parte da onda adentra a BS, apresentando variação de fase em torno de  $9^\circ$  em toda sua extensão, já a outra parte da onda segue pelo canal de comunicação entre as duas baías, e acaba se encontrando com a onda de maré que está vindo da BIG. Em relação à onda de maré que adentrou a BIG, esta sofreria uma deflexão do seu movimento, e contornaria a Ilha Grande através do canal de comunicação que liga as Baías de Ilha Grande e Sepetiba.

Para uma análise mais detalhada do comportamento da  $M_2$  dentro da Baía de Sepetiba, foram utilizados os resultados das distribuições de fase da componente  $M_2$  obtidas a partir do modelo Barotrópico implementado para a região de estudo (Figura 3.5).

A celeridade média da onda de maré dentro do complexo BIGS é igual a 11,35m/s, sendo o maior valor de celeridade encontrado no sistema igual a 16,07m/s, registrado na região do canal de navegação dentro da Baía de Sepetiba (Estação BS6[L]) (Figura 3.6). Para as demais estações distribuídas dentro da BS, localizadas em pontos mais rasos da baía, os valores de celeridade calculados variaram entre 9m/s e 13m/s, aproximadamente.

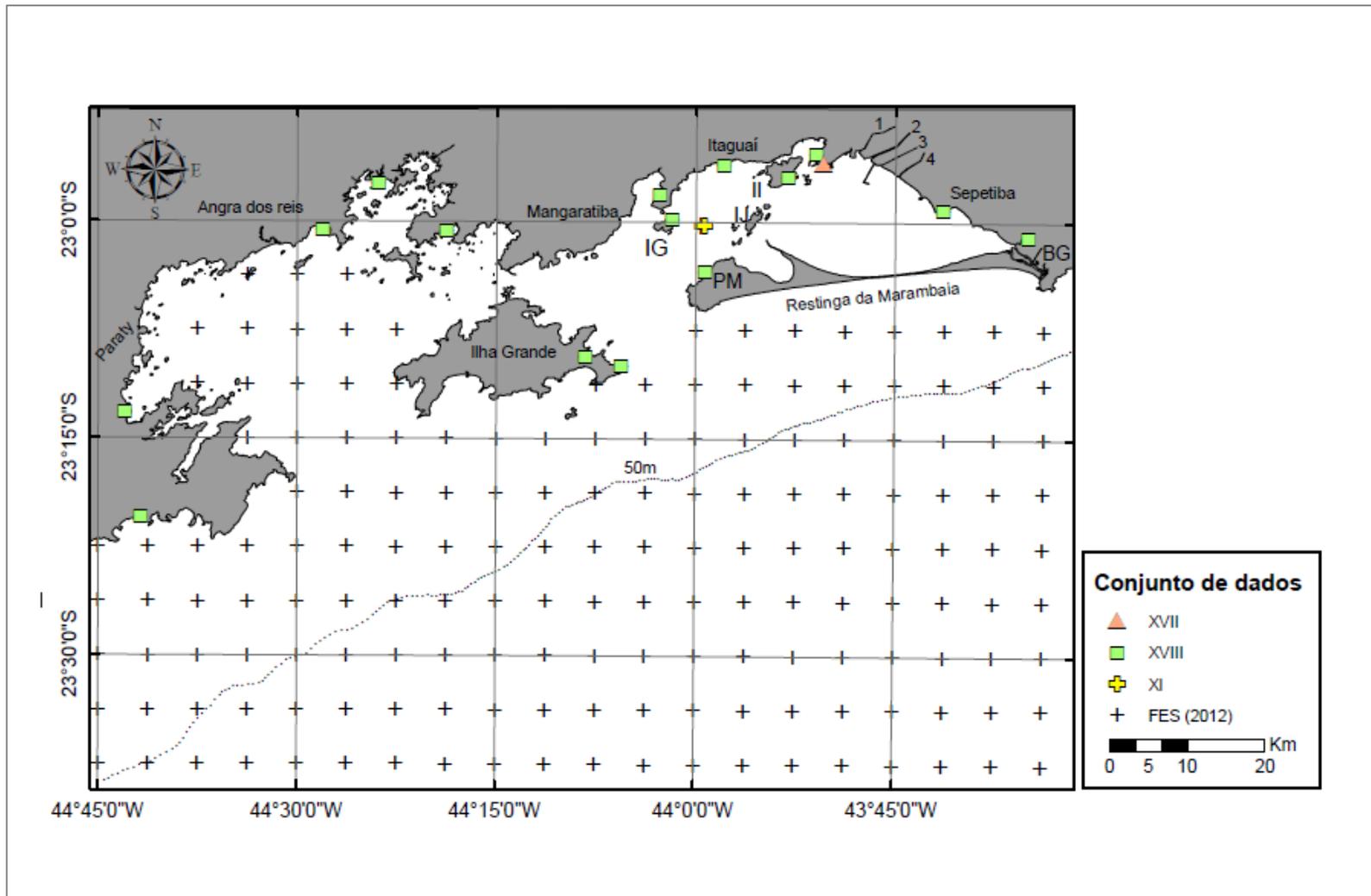


Figura 3.3 – Distribuição espacial das estações do FES e dos conjuntos de dados XI, XVII e XVIII de onde foram extraídas informações das amplitudes e fases das componentes harmônicas da maré.

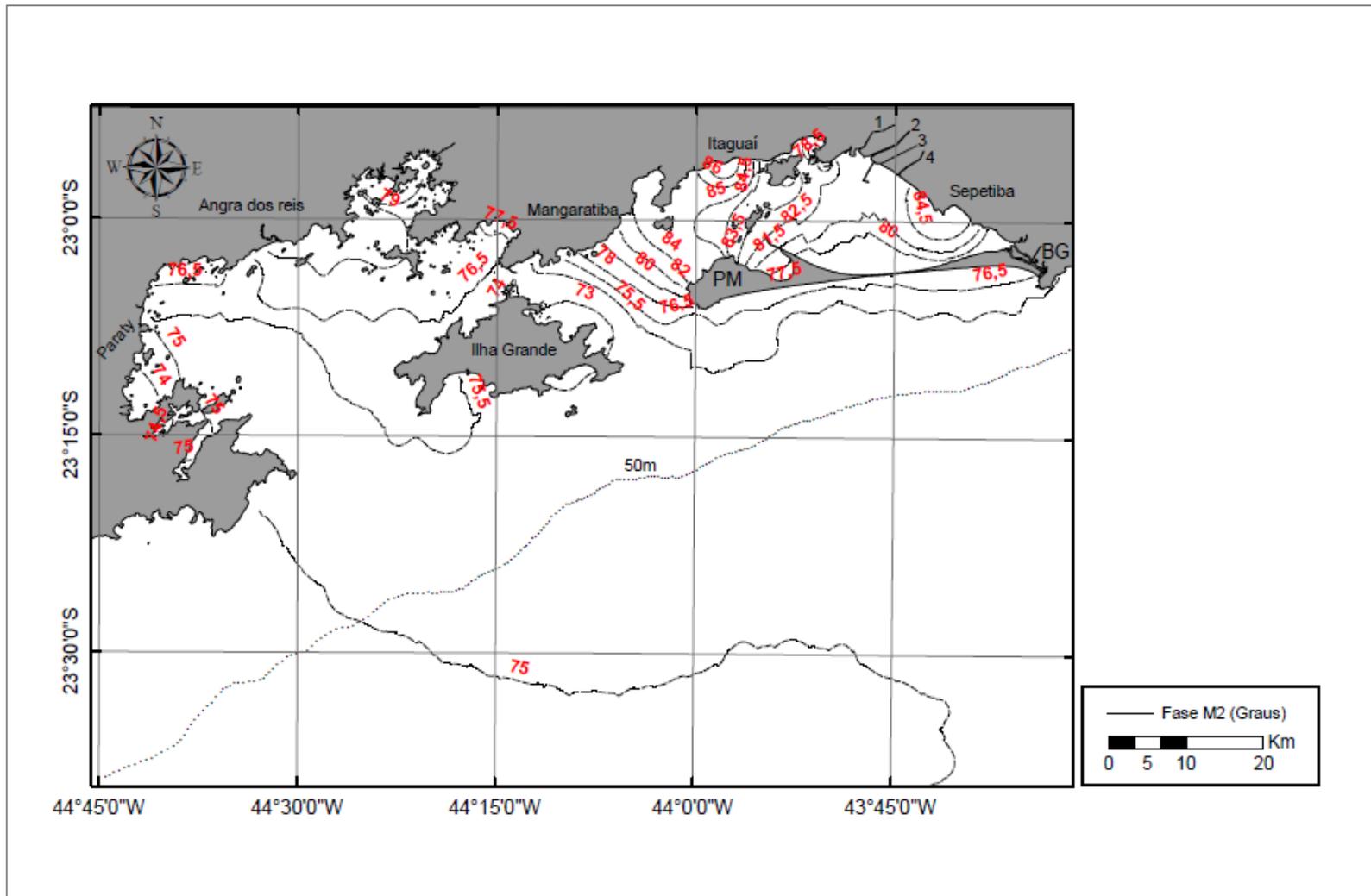


Figura 3.4 – Fase da maré no complexo BIGS, a partir da utilização de linhas cotidais da componente M<sub>2</sub>.

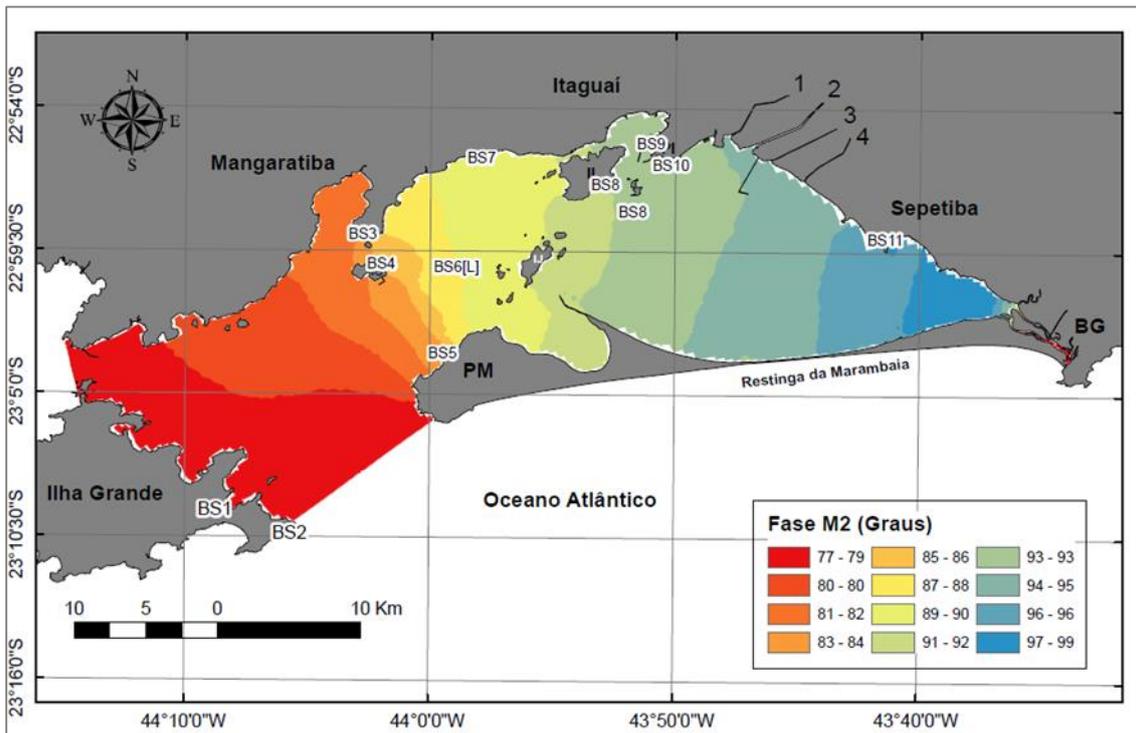


Figura 3.5 – Linhas cotidianas da componente  $M_2$  obtidas a partir dos resultados do modelo barotrópico que abrange todo o complexo BIGS.

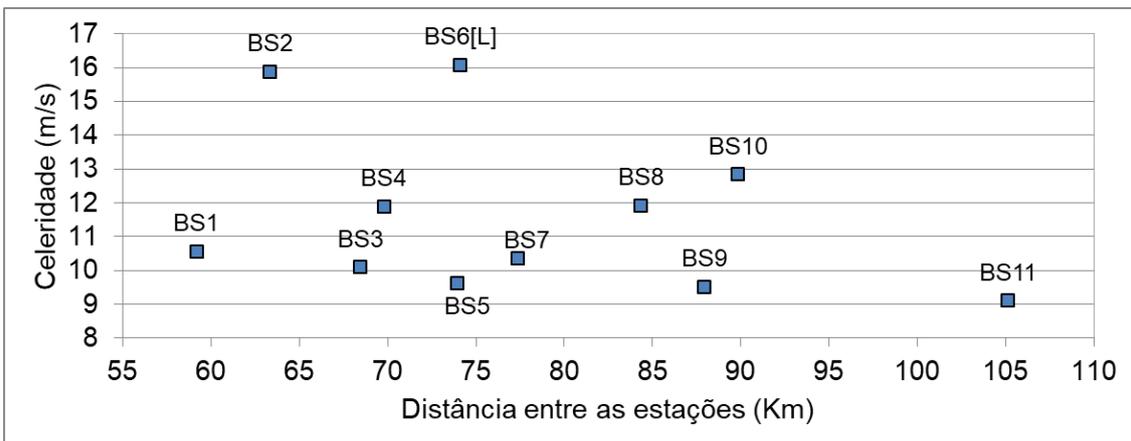


Figura 3.6– Celeridade da onda de maré, em m/s, em diferentes pontos distribuídos dentro da BS.

### 3.2) Oscilações de curto período de maré no interior da BS

Na BS, as amplitudes das componentes diurnas  $O_1$  e  $K_1$  variam cerca de 0,04m e 0,09m, respectivamente. Em relação a componente  $M_2$ , está aumenta cerca de 72% desde a entrada da baía até a estação BS11. Nesta baía, notadamente, também se registra crescimento considerável das componentes quartodiurnas da maré, uma vez que as componentes  $MN_4$ ,  $M_4$  e  $MS_4$  aumentam aproximadamente 0,08m, 0,20m e 0,09m, respectivamente, em toda a BS. O aumento das amplitudes de  $M_2$  e das componentes

quartodiurnas ocorre de modo mais acentuado na porção leste da Baía de Sepetiba, a partir da seção onde estão localizadas as estações BS3, BS4 e BS5 (Figura 3.7). Dentro da BIG, as amplitudes das componentes de maré quartodiurnas variam de modo muito menos significativo do que o observado para a BS.

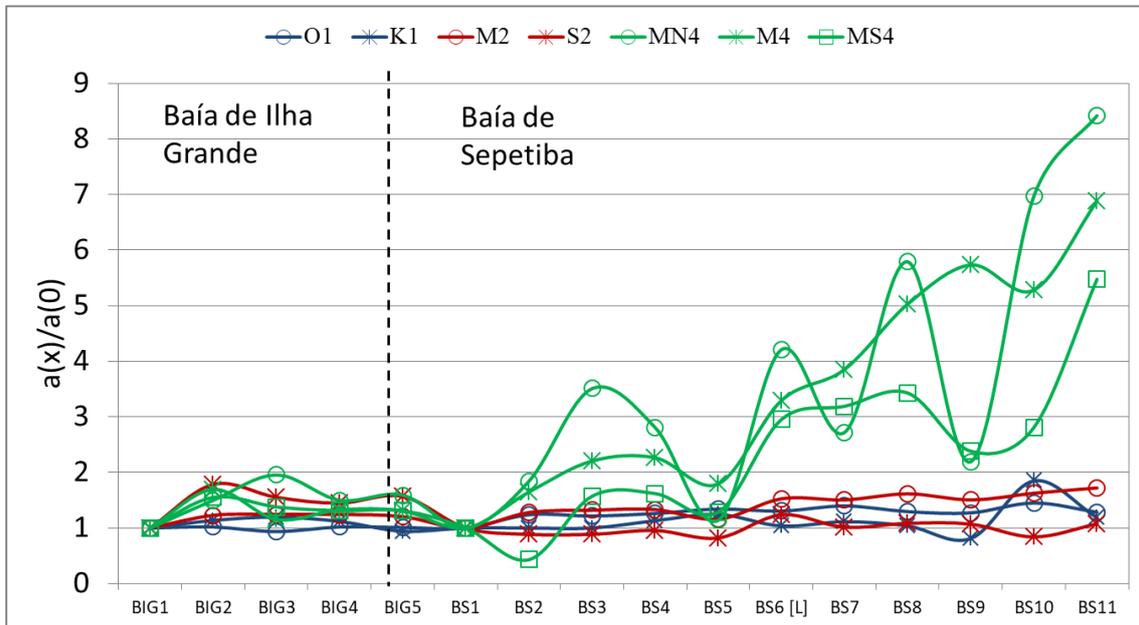


Figura 3.7 – Razões das amplitudes das componentes harmônicas da maré  $O_1$ ,  $K_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $MN_4$ ,  $M_4$  e  $MS_4$ . Para a BS temos a razão das amplitudes das componentes em cada uma das estações de medição dentro da BS e a amplitude na estação BS1. Já para a BIGS, temos as razões das amplitudes entre as componentes medidas em cada uma das estações e a amplitude de cada uma das componentes da estação BIG1. A localização das estações de medições são apresentadas na figura 2.1. As cores azul, vermelho e verde se referem às oscilações das bandas diurnas, semidiurnas e quartodiurnas da maré, respectivamente. Em relação ao eixo y temos que  $a(x)$ , em metros, corresponde a amplitude dos harmônicos de maré investigados em cada uma das estações e  $a(0)$ , em metros, a amplitude dos harmônicos nas estações BIG1 e BS1, localizadas nas entradas da BIG e da BS.

Desde a década de 80 é ressaltada a importância da energia associada à ondulação de 6 horas em diferentes pontos distribuídos dentro do complexo BIGS, sendo o mecanismo mantenedor desta oscilação no sistema não explicado ao longo dos anos (Ikeda e Stevenson, 1980; Signorini, 1980a e b; Ikeda et al., 1989; Corrêa, 1994; Fragoso, 1999; Fonseca, 2013).

Dentre os estudos supracitados, no de Fragoso (1999) ao apenas serem consideradas informações das componentes astronômicas semidiurnas e diurnas da maré extraídas do FES95 ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  e  $Q_1$ ), como condições de contorno do modelo, não foi possível representar a oscilação com período de 6 horas no sistema, pois nos resultados de modelagem numérica encontrados pelo autor, a energia desta

onda foi menos significativa do que a registrada nas análises dos dados coletados *in situ* (Figura 3.8A).

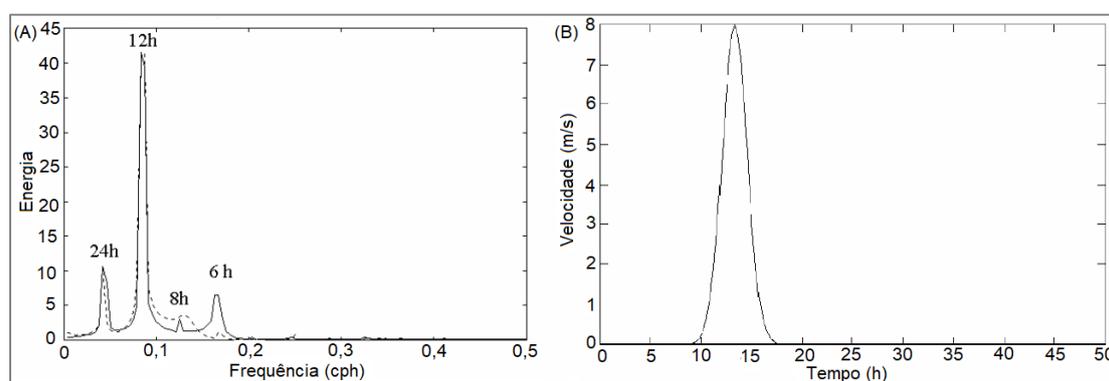


Figura 3.8 – (A) Espectro de energia da maré prevista a partir de dados medidos *in situ* (linha contínua) e modelada (linha tracejada) para a Ilha Guaíba, sendo os períodos, em horas, correspondentes a oscilações encontradas no ambiente. (B) Representação da velocidade do vento considerada no modelo, simulando a presença de um vento impulsivo sobre o sistema BIGS. Fonte: Modificado de Frago (1999).

Frago (1999) sugeriu que se o período natural de oscilação do sistema BIGS fosse cerca de 6h, mesmo que uma forçante não possuísse ciclos com esse período, também seriam geradas oscilações com frequências semelhantes aos das componentes quartodurnas da maré dentro do sistema. Logo, Frago passou a considerar que, além da variação do nível d'água, deveria existir alguma outra forçante no complexo BIGS que apresentasse períodos de oscilação de ~6h.

Como no modelo de Frago (1999) não existia nenhuma outra forçante que não a maré imposta na fronteira, o autor realizou uma simulação na qual procurou representar um vento impulsivo e homogêneo em todo o sistema, com direção leste e velocidades variáveis entre 0 e 8m/s, atuando no complexo BIGS durante aproximadamente 8h (Figura 3.8B, representação do vento considerado ao longo de 48h de simulação). Nesta simulação a maré foi desconsiderada na fronteira do modelo, para que se pudesse investigar quais seriam os períodos das oscilações geradas no sistema. Como resultado, gerou-se uma oscilação com período ~6h e amplitude máxima de 0,2m dentro da BS. Deste modo, Frago (1999) concluiu o mesmo que Signorini (1980a e b) e Frago (1995), ou seja, que o período natural de oscilação do complexo BIGS era de cerca de 6 horas.

Diferente do trabalho de Frago (1999), no presente estudo a oscilação de 6 horas foi corretamente representada no modelo hidrodinâmico implementado para as

Baías de Ilha Grande e Sepetiba (Capítulo 2), ao apenas se considerar a maré como forçante do modelo. Entretanto, no presente trabalho, foram consideradas nas fronteiras do modelo componentes de águas rasas, dentre elas as componentes  $M_4$ ,  $M_6$  e  $M_8$  (ver item 2.3.4). Logo, buscou-se investigar qual seria a origem das oscilações de ~6 horas dentro da BS, visto que, tem-se por hipótese: (a) que o vento local não seria capaz de gerar uma oscilações de 6h suficientemente energética de modo que esta oscilação entrasse em ressonância com as componentes quartodurnas da maré, e representassem corretamente (amplitude e energia) a oscilação de 6h encontrada no complexo BIGS; (b) que as componentes de águas rasas geradas no processo de propagação da onda dentro da BS não gerariam o *seiche*, e; (c) que esta oscilação de ~6h seria resultado de algum tipo de ressonância entre as componentes de águas rasas que adentram o sistema advindas da plataforma continental e o *seiche* existente no ambiente, sendo a geometria pouco importante para a amplificação das ondas dentro da BS.

#### **(a) Efeito do vento**

Neste tópico buscou-se avaliar se o vento local seria responsável por gerar frequências que entrariam em ressonância com as frequências da banda quartodurna da maré dentro da Baía de Sepetiba (BS), aumentando, deste modo, a amplitude e a energia da oscilação de 6h no sistema. Para tanto, foi simulado o cenário Cn1 (maiores detalhes podem ser encontrados no item 2.3.9), no qual foi considerada a atuação dos ventos locais espacialmente distribuídos na malha do modelo.

Segundo Fonseca (2013), na Baía de Sepetiba há predomínio de ventos fracos de E-NE (frequência de 15%, Figura 3.9A), sendo registradas ocorrências de ventos intensos de S-SW, com velocidades máximas de ~8m/s (Figura 3.9B). Considerando todas as direções e intensidades de ventos medidos *in situ* realizou-se uma análise espectral cujo resultado apontou a existência de picos com períodos iguais a 69,4h e 23,8h (Figura 3.10). O pico de 23,8h é relacionado à brisa marinha, que promove fluxos de energia entre o continente e o oceano gerando gradientes de pressão nos níveis acima da superfície (ventos do 1° e 4° quadrantes).

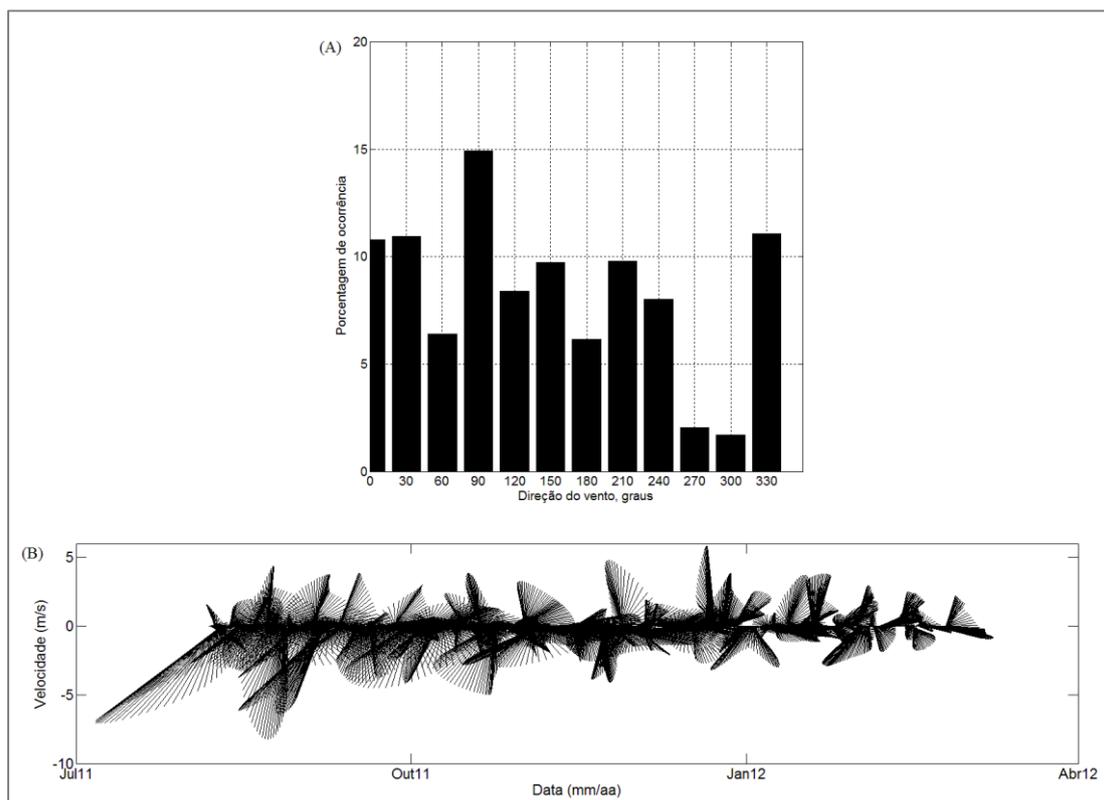


Figura 3.9 - (A) Frequência de ocorrência e direção dos ventos e (B) Intensidade e direção dos ventos medidos na estação meteorológica da Marambaia (A602; localização na Figura 1) mantida pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Fonte: Fonseca (2013).

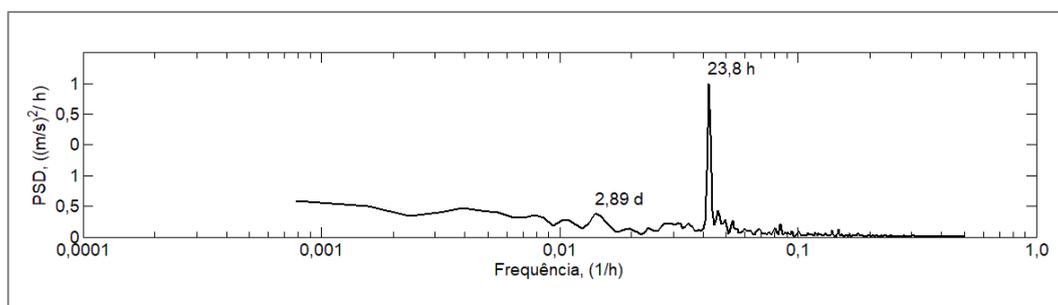


Figura 3.10 - Análise espectral da série de intensidade dos ventos medida entre os dias 06/08/11 a 25/02/12 na estação meteorológica da Marambaia (A602). Fonte: Fonseca (2013).

Os resultados do modelo apresentados na tabela 3.1 mostram que ao se considerar as frequências de oscilações semidiurnas, quando há atuação de ventos locais, são registrados aumentos nas amplitudes destas ondas, variáveis entre 0,09 m e 0,13m entre as estações BS1 e BS11. Apesar do aumento da amplitude da onda associada à banda semidiurna da maré, não são observados na BS reflexos na energia desta frequência (Figura 3.11, apresentação das análises espectrais para as estações BS1, BS6[L] e BS11, para ilustração do que ocorre em todo a BS). Além disso, a atuação dos ventos na BS não aporta energia à frequência quartodiurna (6h), assim como também

não promove o aumento da amplitude desta ondulação. Logo, confirmou-se a hipótese de que atuação de ventos locais não seria capaz de produzir oscilações com períodos próximos a 6h, afinal aumentos na amplitude e energia desta oscilação ocorreriam caso existisse no espectro de energia dos ventos medidos *in situ* registro de um pico com período próximo de 6h (Figura 3.10). Fato que encontra concordância com o experimento desenvolvido por Fragoso (1999), que conseguiu reproduzir uma ressonância de 6h ao considerar, nas suas simulações, a atuação de ventos idealizados durante um período de ~8h, que é próximo ao período natural de oscilação do sistema BIGS.

Tabela 3.1–Somatório das amplitudes, em metros, das componentes diurnas, semidiurnas e quartodiurnas da maré, obtidas através das simulações dos cenários de modelagem Cn1.

	Bandas de Energia	Componentes	BS1	BS2	BS3	BS4	BS5	BS6[A]	BS7	BS8	BS9	BS10	BS11
Cn	Diurna	O1+K1	0,13	0,13	0,13	0,15	0,5	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
	Semidiurna	N2+M2+S2	0,55	0,54	0,61	0,60	0,60	0,63	0,66	0,7	0,72	0,72	0,75
	Quartodiurna	MN4+M4+MS4	0,09	0,08	0,13	0,12	0,12	0,14	0,18	0,23	0,25	0,25	0,31
Cn1	Diurna	O1+K1	0,13	0,13	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
	Semidiurna	N2+M2+S2	0,64	0,63	0,71	0,71	0,70	0,74	0,77	0,82	0,84	0,84	0,88
	Quartodiurna	MN4+M4+MS4	0,09	0,08	0,12	0,12	0,12	0,12	0,17	0,23	0,24	0,24	0,30

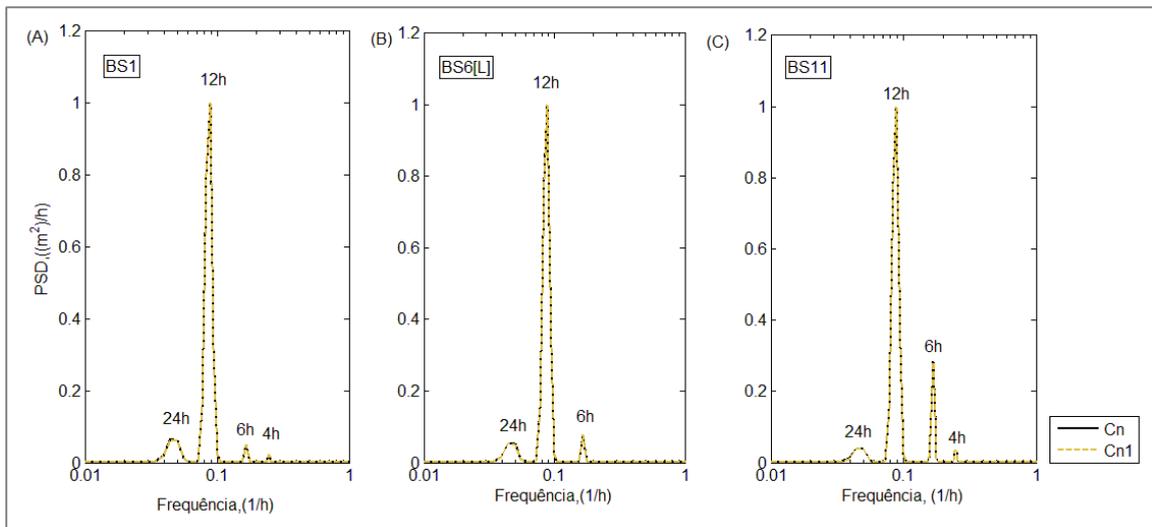


Figura 3.11- Análises espectrais das séries de dados obtidas entre as estações BS1, BS6[L] e BS11 ao serem consideradas a influência da atuação dos ventos locais (Cn1) no cenário de modelagem controle (Cn).

## (b) Geração de harmônicos de águas rasas

Quando a onda de maré se propaga de regiões de grandes profundidades (oceano profundo) para regiões de baixas profundidades, ela sofre distorções devido à geração de novos harmônicos, o que matematicamente é explicado pelas não linearidades presentes nos termos das equações de conservação de massa (continuidade) e de conservação da quantidade de movimento (Aubrey, 1984, Parker, 1991, Gallo, 2004).

Parker (1991) e Gallo e Vinzón (2005) citam exemplos relacionados à geração de componentes de águas rasas explicados, a seguir, de modo simplificado. Para o caso de um constituinte astronômico ( $M_2$ ), na ausência da vazão de um rio, os termos  $\frac{\partial hu}{\partial x}$  e  $u \frac{\partial u}{\partial x}$  podem gerar harmônicos pares ( $M_4$ , por exemplo) e variações no nível d'água. Já o termo de fricção quadrática,  $u|u|$ , gera harmônicos ímpares ( $M_6$ , por exemplo), causando também a perda de energia do constituinte principal ( $M_2$ ), além de promover distorções no nível da água através da interação entre  $M_2$  e  $M_4$ . Além dos exemplos citados, temos que ao se considerar a interação entre dois constituintes astronômicos, novamente os termos não lineares  $\frac{\partial hu}{\partial x}$ ,  $u \frac{\partial u}{\partial x}$  e  $hu|u|$  geram os mesmos efeitos descritos anteriormente, por exemplo, geram novos constituintes harmônicos com frequências que são a soma e a diferença de frequências dos dois constituintes que estão interagindo. Se os dois harmônicos que estão interagindo são semidiurnos ( $M_2$  e  $N_2$ , por exemplo), o resultado será a geração de harmônicos quartodiurnos ( $MN_4$ ) e uma componente de baixa frequência ( $MN$  tem, por exemplo, a mesma frequência que  $M_m$  que é um constituinte astronômico).

Para se verificar o processo de geração dos harmônicos de águas rasas dentro da BS, utilizou-se o modelo Barotrópico, no qual foi realizado o experimento Cn2, em que nos contornos do modelo apenas foram consideradas as componentes diurnas e semidiurnas, sendo desconsideradas todas as componentes de águas rasas, para que assim se pudesse mensurar quanto da energia associada à oscilação de 6 horas estaria relacionada à geração de novos harmônicos quartodiurnos dentro da BS.

Na figura 3.12 são apresentados os resultados das análises espectrais relativas às simulações de Cn e Cn2, para diferentes regiões distribuídas dentro da BS e na figura 3.13 estão os valores das amplitudes da componente  $M_4$ ,  $MN_4$  e  $MS_4$  obtidas nas

simulações dos cenários previamente mencionados, sendo as médias das amplitudes das componentes consideradas nos contornos dos modelos apresentados na tabela 3.24. Na figura 3.13, além das amplitudes das componentes quartodíurnas, também estão apresentados os valores de amplitudes referentes à componente  $M_6$ .

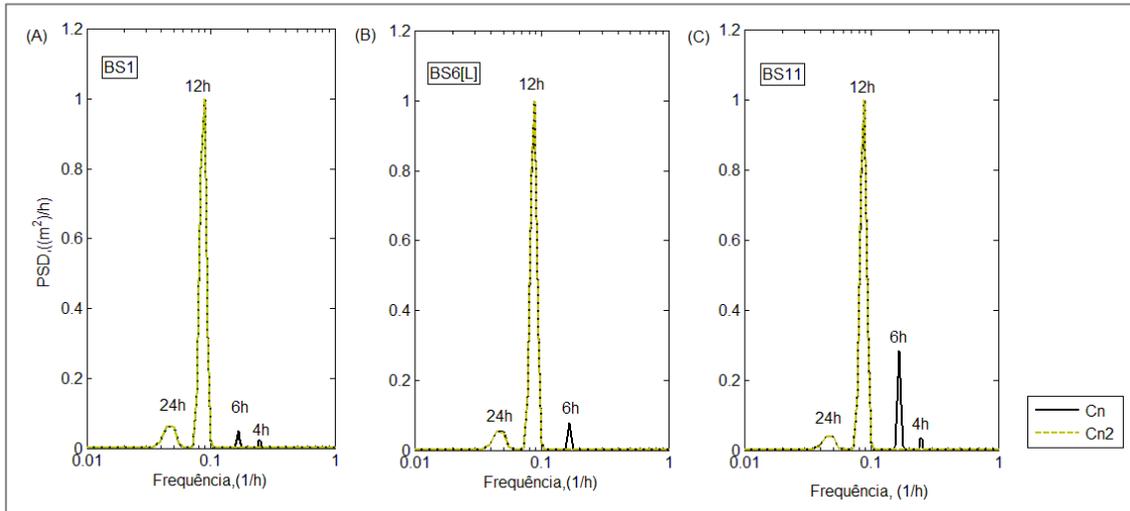


Figura 3.12 – Análises espectrais das séries de nível adquiridas nas diferentes estações de controle distribuídas dentro da BS ao serem considerados diferentes cenários modelagem, a saber: (Cn) cenário controle; (Cn2) cenário no qual apenas foram consideradas as componentes diurnas e semidiurnas como condições de contorno do modelo.

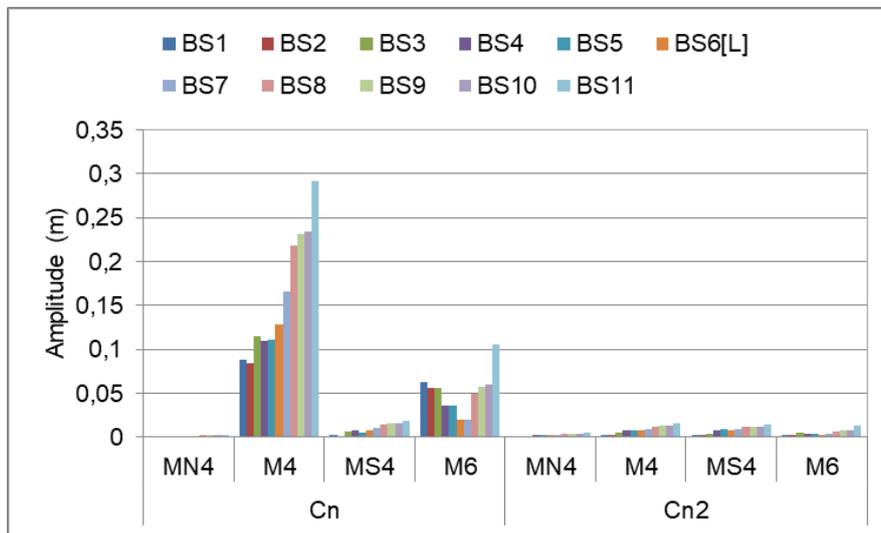


Figura 3.13- Amplitudes das componentes harmônicas da maré (m) relativas às simulações dos cenários Cn e Cn2, obtidas dentro da Baía de Sepetiba.

Tabela 3.2 – Valores médios das amplitudes (em metros) das componentes harmônicas da maré, extraídas do FES2012, consideradas como condições de contorno do modelo numérico deste estudo.

Componentes	Fronteira Sul	Fronteira Leste	Fronteira Oeste
Mn <sub>4</sub>	0,005	0,005	0,006
M <sub>4</sub>	0,061	0,060	0,062
Ms <sub>4</sub>	0,008	0,007	0,009
M <sub>6</sub>	0,016	0,010	0,025

Em relação à oscilação de 6 horas, observa-se como padrão, pelos resultados do cenário de modelagem Cn, um aumento gradual da energia desta frequência entre as estações BS1 e BS11 (~463%) (Linha Preta, Figura 3.12), desde a entrada da Baía de Sepetiba até a região mais interna do sistema. Este aumento de energia está relacionado ao aumento de amplitudes das componentes da maré mostrado na Figura 3.7.

No cenário Cn2, nas diferentes estações investigadas (Figuras 3.12 e 3.13), temos que o somatório das amplitudes das componentes de águas rasas quartodiurnas corresponde a valores variáveis entre 4,4 e 16,3% do somatório das amplitudes das oscilações de 6 horas que ocorrem no cenário Cn. Além disto, observou-se a não representação da oscilação de 4h e 6h em toda a extensão da BS nos espectros de energia (Figura 3.12), assim se concluiu que a geração dos sobre harmônicos (M<sub>4</sub> e M<sub>6</sub>) e das componentes compostas (MN<sub>4</sub> e MS<sub>4</sub>) devido aos efeitos não lineares relacionados à propagação da maré em águas rasas dentro da BS é insignificante.

Ao se avaliar a razão entre a amplitude da onda de maré ( $a$ ) e a profundidade do local ( $H$ ) por onde a onda está se propagando pode-se ter uma ideia da influência da geometria do ambiente no processo de transferência não linear de energia entre os harmônicos de frequências fundamentais para os novos harmônicos da maré gerados durante a propagação da onda (Gallagher e Munk, 1971; Keulegan, 1967).

Ao se avaliar a razão  $a/H$  em diferentes regiões da BS (Figura 3.14), temos que este parâmetro, que representa o efeito das baixas profundidades nas não linearidades, varia entre 0,07 e 0,13. Speer e Aubrey (1985) apontam que em regiões onde os valores da razão  $a/H$  são inferiores a 0,1, não há geração ou amplificação dos sobre harmônicos dentro do sistema. Logo, os valores de  $a/H$  nas diferentes estações apresentadas na figura 3.14 mostram que para a BS a geometria do ambiente não é significativamente

importante para a amplificação das componentes de maré dentro do sistema, mesmo não tendo sido considerado nas análises a rugosidade do fundo e a intensidade da advecção.

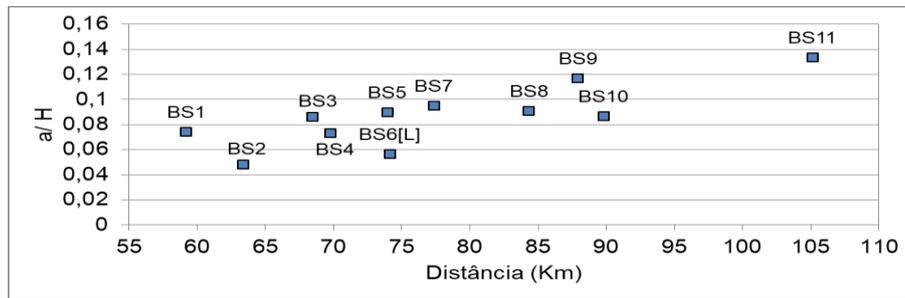


Figura 3.14 – Razão entre a amplitude da onda de maré ( $a$ ) e a profundidade local ( $H$ ) por onde a maré está se propagando dentro da Baía de Sepetiba. A localização das estações (BS1 a BS11) dentro da BS encontra-se na figura 2.1

Nas fronteiras do experimento Cn foram utilizadas informações da componente  $M_4$ , assim como de outras componentes de águas rasas extraídas do FES (2012), de modo que as oscilações de alta frequência (principalmente de 6 horas) foram bem representadas (como mostrado na Figura 2.8 e na Tabela 2.7). Assim, a análise conjunta dos cenários Cn e Cn2, no qual todas as componentes de águas rasas foram desconsideradas como condições de contorno do modelo, (Figura 3.13), certifica-nos que dentro da BS poderia ocorrer ressonância caso o sistema fosse excitado nas faixas de períodos de 3 a 8 horas, restando determinar qual seria a forçante física responsável por isso.

Os resultados deste trabalho diferem dos resultados dos trabalhos desenvolvidos por Fragoso (1999) e Signorini (1980a e b), já que foi realizada uma correta representação da  $M_4$  dentro da BS, em termos de amplitude e da energia associadas à oscilação de 6h. Este resultado se deve a determinação dos valores de amplitude e fase desta componente nos contornos do modelo numérico. Conforme explicado por Pairaud et al. (2008), quando a onda de maré se propaga para as plataformas continentais ocorre transferência de energia que resulta na geração das componentes de águas rasas e de marés internas, logo a energia associada as componentes astronômicas pode viajar por grandes distâncias antes de serem dissipadas, caso que acontece, por exemplo, com grande parte da energia da  $M_2$  que é gerada no oceano no Atlântico Sul e que se dissipa no Atlântico Norte e na Baía de Hudson (CAN). Em relação às componentes de águas rasas, de modo geral, ocorre dissipação de energia nas áreas adjacentes aos seus locais de geração, entretanto, conforme apontado por Pairaud et al. (2008), existe uma exceção

para o caso da energia da  $M_4$  gerada na plataforma continental da Patagônia, visto que a energia desta onda se propaga pelo Atlântico Sul, atingindo toda plataforma continental brasileira, alcançando a região da Amazônia e seguindo para a plataforma continental da Europa. Pairaud et al. (2008) apontam que a consequência desta notável exceção é a necessidade de se considerar a  $M_4$  nos contornos dos modelos para sua correta representação nos cenários de modelagem, o que foi realizado neste estudo.

Na figura 3.15 observa-se que apesar de variar entre 0,016m e 0,049 na plataforma, a amplitude da componente  $M_4$  gradualmente aumenta desde a plataforma até a região leste da Baía de Sepetiba, onde são registrados valores máximos de amplitudes de ~0,22m. Já na Baía de Ilha Grande, os valores das amplitudes de  $M_4$  variam em torno de 0,02m, nas regiões mais rasas.

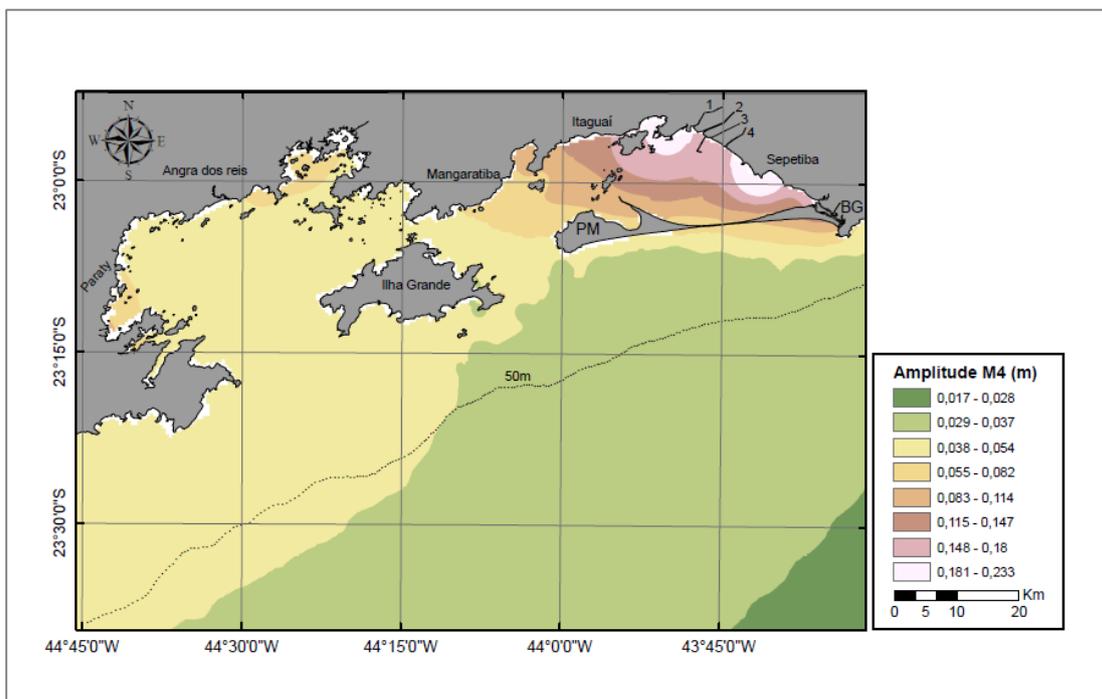


Figura 3.15 - Amplitudes da componente  $M_4$  da maré no complexo BIGS e na região da plataforma continental adjacente ao sistema.

### (c) Efeitos de ressonância

A ocorrência de perturbações da superfície livre por eventos geofísicos diversos (tais como ventos e tsunamis, por exemplo) podem gerar oscilações periódicas transitórias, que após serem geradas acabam se dissipando devido à atuação de forças

restauradoras (atrito e força da gravidade), que atuam para que o equilíbrio do sistema seja restabelecido (Korgen, 1995; Rabinovich, 2009; Park, et al. 2016).

Golmen et al. (1994), Giese e Chapman (1993), Breakeret al. (2010) e Park et al. (2016) identificaram a existência de oscilações contínuas (denominadas pelos autores de *seiches* contínuos), que se sobrepõem a maré semidiurna e que apresentam pequenas amplitudes. Oscilações deste tipo foram identificadas em diferentes locais do globo, tais como num embaiamento costeiro localizado na Noruega, na baía de Monterey, Hawke Bay, Hilo, Kahului, Honolulu e Porverty Bay. Os autores supracitados observaram que a maré seria a única forçante responsável por perturbar o sistema continuamente, de modo excitar o ambiente gerando *seiches* com períodos semelhantes ao período natural de oscilação do sistema.

Os ambientes costeiros apresentam um período natural de oscilação ( $T$ ), que pode ser determinado pela fórmula de Merian (1828) (Equação 3.1), na qual se leva em consideração o comprimento do corpo d'água e a profundidade média encontrada na região.

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gh_0}} \quad (\text{Equação 3.1})$$

Onde  $L$  é o comprimento e  $h_0$  é a profundidade média do corpo d'água que se deseja investigar.

Ao utilizar a fórmula de Merian (1828), Signorini (1980a) obteve que a frequência natural de oscilação entre as Baías de Sepetiba e Ilha Grande varia entre 5,3 e 7,3 horas, e ao utilizar o modelo hidrodinâmico desenvolvido por Wang e White (1976), Signorini (1980b) obteve que o período de oscilação do sistema BIGS era igual a 6 horas.

Um importante aspecto sobre as análises realizadas por Signorini (1980a e b) e Fragoso (1999), é que ambos autores não estudaram o comportamento das oscilações existentes dentro da BS de modo isolado. Assim, ao se aplicar a fórmula de Merian apenas na região da Baía de Sepetiba, conclui-se que seu período natural de oscilação deste sistema varia entre 3 e 6 horas. Deste modo, investigou-se a hipótese de que as componentes de águas rasas estariam excitando o corpo d'água nas frequências

mencionadas, ou seja, entre 3 e 8 horas. Para isso, foram realizados ensaios de modelagem de modo que o modelo foi forçado, isoladamente, por oscilações com amplitudes iniciais de 1m (impostas nas fronteiras do modelo) e períodos iguais a 12h (Cn3), 8h (Cn4), 6h (Cn5), 4h (Cn6) e 3h(Cn7).

Na figura 3.16 são apresentadas as razões entre os valores das amplitudes das ondas registradas nas diferentes estações de controle existentes na BIG e na BS, e as amplitudes das ondas medidas nas entradas das baías nas estações BG1 e BS1, respectivamente. De modo geral, observou-se que exceto as ondas de 12h e 8h, as demais apresentam pequenas reduções de amplitudes dentro da BIG. Para a BS, nos experimentos Cn3 e Cn4, observa-se uma amplificação das ondas dentro do ambiente. Já para os experimentos Cn5, Cn6 e Cn7, observa-se, na BS, uma redução das amplitudes das ondas, seguida de uma amplificação das mesmas (Figura 3.16).

Especificamente, para a BS temos que o aumento percentual da amplitude da componente  $M_2$  observada no ensaio Cn3, é próximo do observado no ambiente (Figura 3.7), afinal considerando que a amplitude de  $M_2$  na plataforma é  $\sim 0,29\text{m}$ , dentro da BS, entre as estações BS1 e BS11, têm-se um aumento de cerca de  $0,13\text{m}$  que corresponde a  $\sim 44,8\%$  da amplitude inicial da onda (Figura 3.16). Para a onda com período de 6h (Cn5), observou-se uma variação máxima de amplitude igual a  $0,91\text{m}$ , na BS11, sendo o padrão de crescimento, a partir da seção onde estão localizadas as estações BS5, BS6[L] e BS7 (Figura 3.16), semelhante ao padrão observado no ambiente (Figura 3.7). Considerando a onda de 4h, a sua amplitude aumentou desde a entrada da baía (BS1) até a estação BS6, ocorrendo diminuições entre as estações BS7 e BS8, seguidos de pequenos crescimentos nas estações BS9 ( $0,01\text{m}$ ) e BS10 ( $0,02\text{m}$ ), e significativo aumento na estação BS11( $0,55\text{m}$ ) (Figura 3.16).

Considerando que o comprimento total do complexo BIGS e da BS sejam aproximadamente iguais a  $108\text{Km}$  e  $59\text{Km}$ , respectivamente. Ao se calcular o comprimento de onda ( $\lambda$ ) ( $C = \lambda/T$ , em que:  $C = \sqrt{gh_0}$  e  $h_0$ =profundidade média) para as oscilações de 12h, 8h, 6h, 4h e 3h (Tabela 3.3), observa-se que as pequenas variações de alturas de onda durante um momento específico do ciclo de maré (Figura 3.17) para as ondas, por exemplo, durante uma preamar, deve-se ao fato de que no sistema BIGS as ondas de 12, 8 e 6 horas apresenta comprimentos maiores do que o comprimento do próprio sistema. Entretanto, ao se considerar as ondas de 4 e 3 horas, observa-se que dentro do sistema BIGS, estas podem interagir linearmente gerando o

amortecimento de suas amplitudes. De acordo com Pugh (1987), ao serem geradas as ondas se propagam para montante do estuário, onde são refletidas, sendo que, de modo subsequente, as ondas refletidas interagem linearmente com as ondas incidentes, gerando ondas estacionárias, que apresentam um ou mais nós distribuídos ao longo do ambiente (Pugh, 1987).

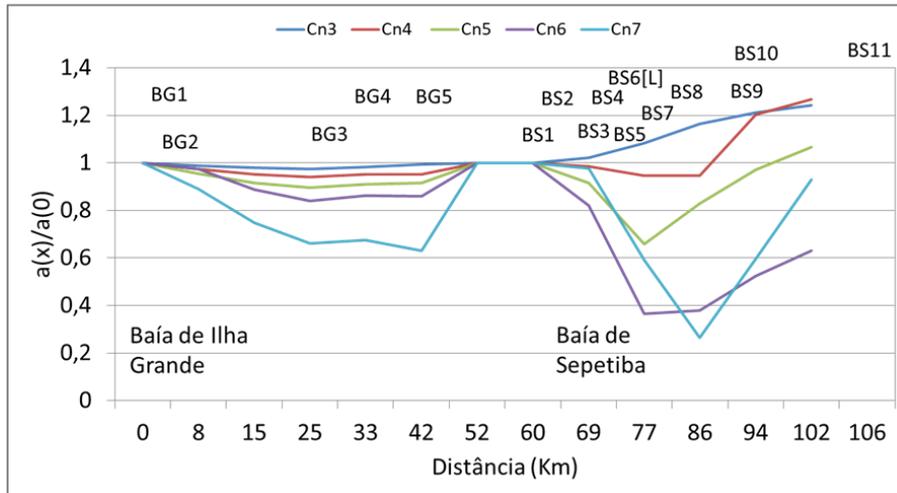


Figura 3.16– Amplitudes, em metros, das oscilações com períodos iguais a 12h, 6h e 4h previstas, através de modelagem numérica, nas diferentes estações de medições de dados localizadas dentro da BS. No eixo x, além dos nomes das estações encontram-se as distâncias entre uma estação e sua subsequente mais próxima.

Tabela 3.3 - Estimativa dos comprimentos de onda de M2, M3, M4, M6 e M8 que se propagam dentro da BS.

Período da onda (horas)	Comprimento de onda (Km)
12	302,4
8	201,6
6	151,2
4	100,8
3	75,6

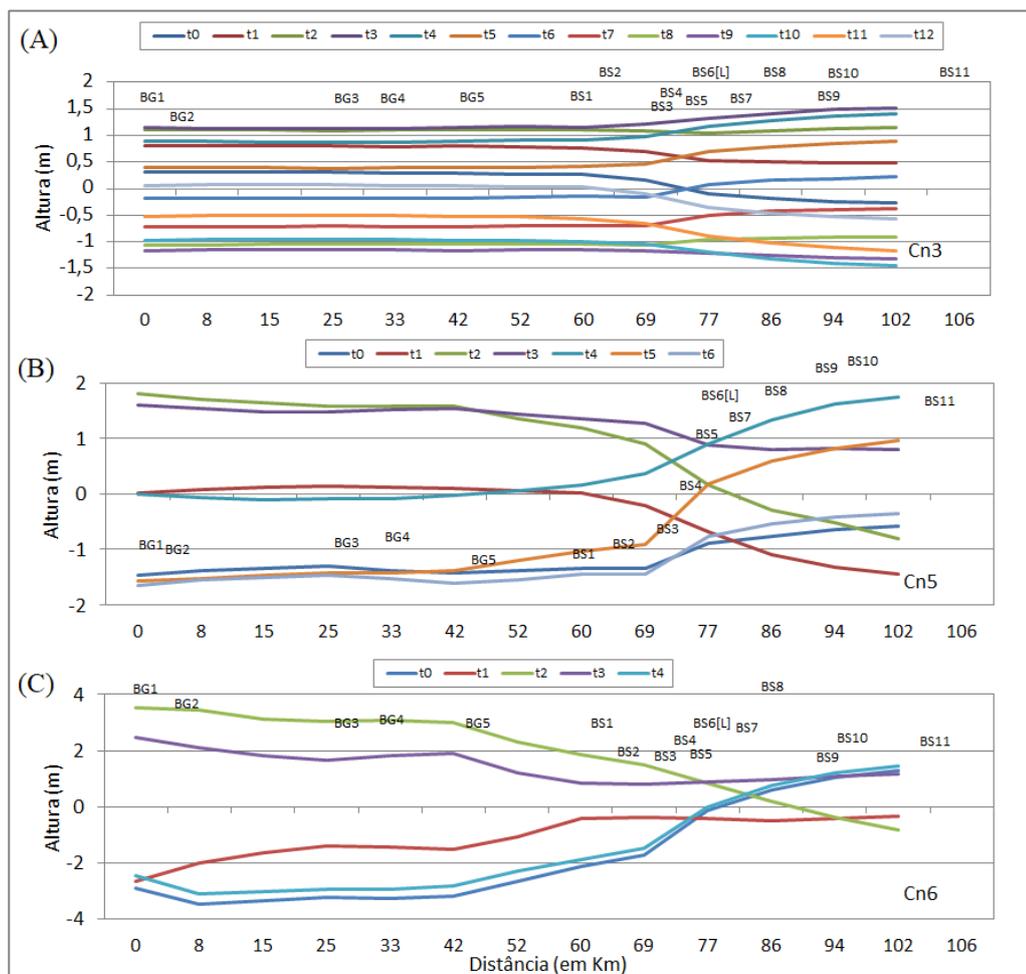


Figura 3.17 – Variação das alturas de ondas simuladas nos experimentos Cn3 (a), Cn5(b) e Cn(6) em diferentes estações dentro do complexo BIGS.

Observa-se na figura 3.17 que as alturas das ondas observadas em diferentes estações distribuídas no complexo BIGS, simuladas nos experimentos Cn3, Cn5 e Cn6, sendo possível verificar que, de modo geral, a onda de 12h sofre pequenas alterações de amplitude dentro da BS, na região da baía onde estão localizadas as estações BS3, BS4 e BS5. Para a mesma região da baía, observa-se que as ondas de 6h e 4h sofrem significativas alterações nas suas amplitudes.

Segundo classificação de Nichols e Biggs (1985), estuários do tipo hiperssíncrono, caracterizam-se por apresentarem importância relativa das influências na altura de maré resultando numa amplificação da onda. Dyer (1997) aponta que ao se propagar para montante a maré pode sofrer compressão lateral aumentando sua altura pelo princípio de conservação de energia, nos casos em que há reduzida influência de atrito. Entretanto, para o caso da BS, para que a geometria fosse importante para a amplificação das ondas deveria existir um de aumento de amplitude para todas as ondas

investigadas, e não somente para algumas delas conforme observado na figura (Figura 3.16).

Logo, credita-se ao fenômeno da ressonância as ampliações das ondas que ocorrem dentro da Baía de Sepetiba, uma vez que às ressonâncias que ocorrem na Baía de Sepetiba. Afinal, segundo Mirando, et al. (2002) se o período natural de oscilação de um ambiente for semelhante ao das componentes de da maré, poderá ocorrer ressonância, gerando uma onda estacionária. Para a BS, a ressonância pode ser explicada didaticamente do seguinte modo: como a maré é a principal forçante da circulação na BS, temos que neste ambiente ocorrem interações lineares construtivas entre as componentes de águas rasas e os *seiches* naturais existentes no sistema com períodos próximos de 6h e 4h, o que proporciona o aumento das amplitudes e das energias associadas a essas ondas e oscilações permanentes. Neste trabalho, por simplificação, as ondas de ~6h e ~4h geradas por ressonância também serão denominadas de W6 e W4, que considera o aporte dos harmônicos de águas rasas (não linear) e ressonância (linear).

Ao se considerar as diferenças entre as amplitudes das ondas obtidas com simulações dos cenários Cn e Cn2, temos que na Baía de Sepetiba, o *seiche* de 6h contribui com 84% a 96% da energia associada à onda W6 gerada a partir da ressonância, sendo as componentes de águas rasas, M<sub>4</sub>, MS<sub>4</sub> e MN<sub>4</sub> responsáveis por contribuir com a outra parte da energia associada à ondulação de 6h presente no ambiente. Em relação à ressonância de 4h, no nível, temos que de 3,5% a 20,4% da amplitude da onda é gerada pela componente M<sub>6</sub> (Figura 3.13).

### **3.3) Efeito das oscilações de alta frequência nos níveis - assimetrias**

Considerando as oscilações identificadas na Baía de Sepetiba, temos que estas causam, de modo geral, efeitos semelhantes às distorções nos perfis das ondas de maré gerados dentro de estuários devido à produção de harmônicos de frequências mais altas, o que é denominado “assimetria da maré barotrópica”, uma vez que ela distorce a superfície livre e causa correntes dominantes de maré enchente ou vazante (Aubrey, 1984).

Segundo Pugh (1987) e Friedrichs e Aubrey (1988), a razão entre as amplitudes e as fases dos sobre harmônicos ( $M_4$  e  $M_6$ , por exemplo) e do principal harmônico ( $M_2$ ) podem ser utilizados para quantificar a intensidade e tipo das assimetrias de nível e de velocidade da maré que ocorrem num determinado ambiente.

Speer (1984) afirma que considerando o nível da água, quando o período de vazante da maré excede o período de enchente, a relação de fase entre as componentes  $M_2$  e  $M_4$  é igual a  $2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} = 90^\circ$ , sendo  $\theta$  a fase dos constituintes do nível da maré. Em relação às velocidades, para o caso da onda de maré é estacionária, quando  $M_2$  e  $M_4$  estão em fase, ocorre aumento das velocidades de enchente, e esta relação pode ser expressa por:  $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} = 0$ , onde  $\phi$  é a fase dos constituintes da velocidade da maré. Já para o caso de ondas progressivas, as relações de fase para as correntes serão as mesmas que ocorrem nos níveis. De modo análogo, as relações de fase tanto do nível quanto da velocidade podem ser deduzidas para a ocorrência de dominância de vazante. Assim, de modo resumido podemos considerar (Friedrichs e Aubrey, 1988):

- Para as fases extraídas dos níveis das elevações da maré ( $\theta$ ):  
Quando  $0 < 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} < 180^\circ$ , dominância de enchente.  
Quando  $180^\circ < 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} < 360^\circ$ , dominância de vazante.
- Para as fases extraídas das velocidades das correntes da maré ( $\phi$ ) (onda estacionária):  
Quando  $90^\circ > 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} > 270^\circ$ , temos máximas velocidades de enchente.  
Quando  $90^\circ < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 270^\circ$ , temos máximas velocidades de vazante.
- Para as fases extraídas das velocidades das correntes da maré ( $\phi$ ) (onda progressiva):  
Quando  $0 < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 180^\circ$ , temos máximas velocidades de enchente.  
Quando  $180^\circ < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 360^\circ$ , temos máximas velocidades de vazante.

De forma análoga ao referencial teórico (Speer, 1984; Speer e Aubrey, 1984; Friedrichs e Aubrey, 1988; Pugh, 1987; Godin, 1993; Van de kreeke e Robaczewska, 1993; Walton, 2002; Byun e Cho, 2006) que trata sobre a geração de assimetrias de

maré, foi investigado na BS a ocorrência de distorções em consequência das interações que advém, principalmente, entre W6 (onda de 6h) e a componente astronômica M<sub>2</sub>.

A partir de informações extraídas de dados de nível medidos no ambiente (Figura 2.1), observa-se o aumento do somatório das amplitudes das ondas com períodos de 12h e 6h dentro da BS, associados às bandas de frequência semidiurna e quartodiurna da maré (Figura 3.18). Na tabela 3.4 são apresentados os valores dos crescimentos percentuais das amplitudes das ondas considerando as estações BS1, BS4 e BS11. Na figura 3.19 encontram-se as razões entre a W6 e a M<sub>2</sub>, e na figura 3.20 as relações de fase entre estas ondas (W6 e M<sub>2</sub>).

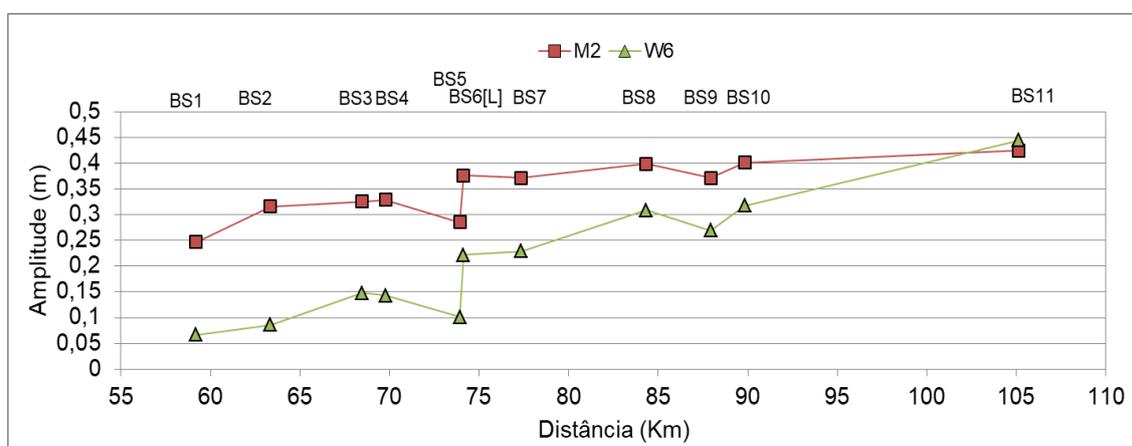


Figura 3.18 - Amplitudes das ondas M2 e W6 (6h) presentes na Baía de Sepetiba (BS). Na figura 2.1 encontram-se as localizações de todas as estações de medições de dados consideradas nesta análise.

Tabela 3.4– Percentual de crescimento do somatório das oscilações das bandas diurnas, semidiurnas e quartodiurnas entre as estações BS1, BS4 e BS11. As localizações das estações dentro da BS estão apresentadas na figura 4.1.

Banda de frequência	Amplitudes (m)		Percentual de Crescimento Trecho BS1-BS4	Amplitudes (m)		Percentual de Crescimento Trecho BS4-BS11
	BS1	BS4		BS4	BS11	
Diurna	0,09	0,17	87,91	0,17	0,18	2,92
Semidiurna	0,49	0,57	15,54	0,57	0,69	21,42
Quartodiurna	0,07	0,14	116,67	0,14	0,45	211,19

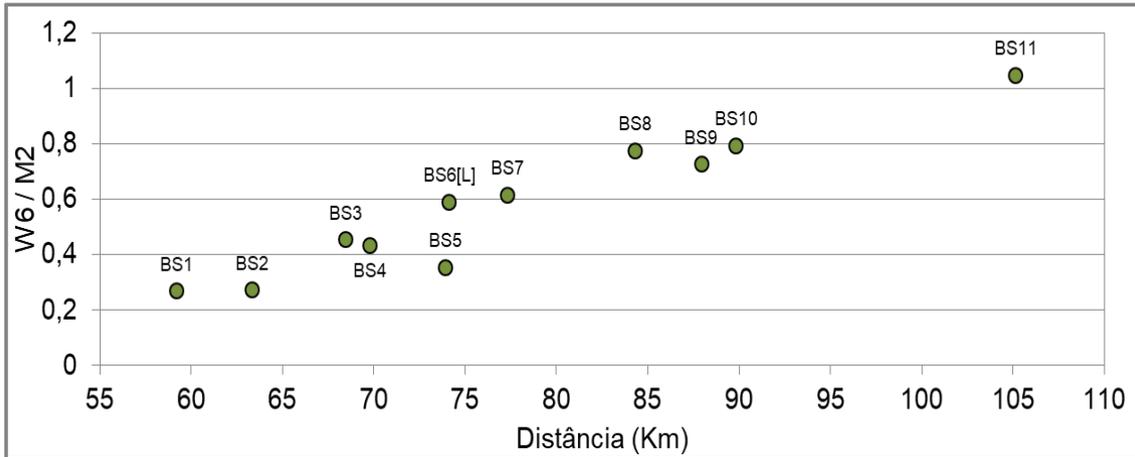


Figura 3.19 – Relação de amplitude entre as componentes  $M_2$  e a onda de 6h (W6) nas diferentes estações localizadas dentro da BS.

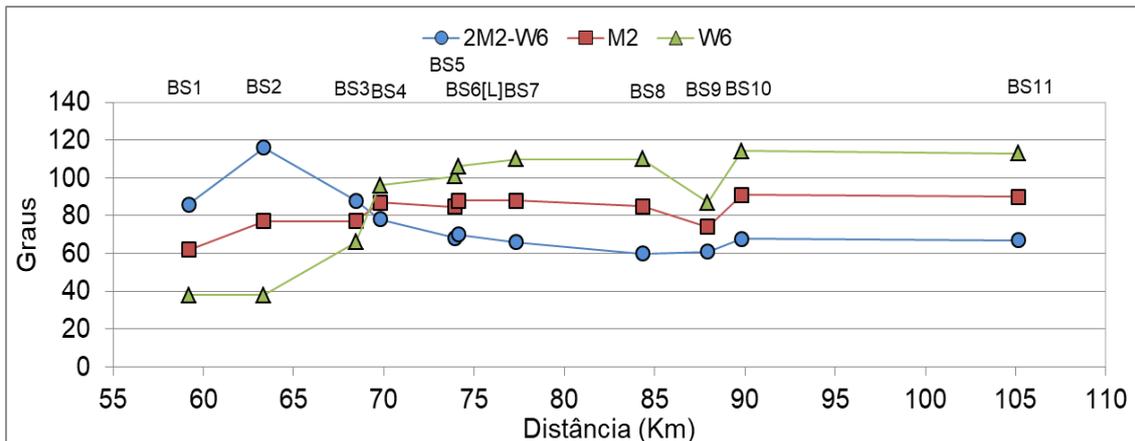


Figura 3.20 – Relação de fase entre as componentes  $M_2$  e a onda de 6h (W6) em diferentes estações distribuídas dentro do complexo BIGS.

Ao serem analisadas as relações de amplitude (Figuras 3.18 e 3.19, Tabela 3.4) concluiu-se que o aumento da amplitude da oscilação de 6h dentro da BS é muito mais significativo (211,19%) do que o crescimento da amplitude de onda relacionada à banda semidiurna da maré (21,42%), o que gera condições favoráveis ao surgimento de assimetrias dentro do sistema.

A figura 3.20 mostra que, dentro da Baía de Sepetiba, os valores da relação de fase entre as ondas, com exceção da estação BS2, são sempre inferiores a  $90^\circ$ . Já que todos os valores ficaram compreendidos entre  $0$  e  $180^\circ$ , existe dominância de enchente, ou assimetria positiva. Logo, durante um ciclo de maré são registrados períodos de descida da maré maiores do que os períodos de subida da maré, e, conseqüentemente,

velocidades nas enchentes mais intensas do que as registradas nos períodos de vazante, mostrando que há comportamento de importação no sistema, como será mostrado no capítulo seguinte. Este padrão apresenta concordância ao observado por Fonseca (2013), que afirmou que na região adjacente ao canal de navegação da BS (BS6[L]), períodos de Sízígias, sob quaisquer condições meteorológicas, e durante as Quadraturas, quando não há passagem de frentes frias, comumente são registrados períodos de vazante da maré mais longos do que os períodos de enchente, chegando, em alguns casos, durar até 3h a mais (Figura 3.21).

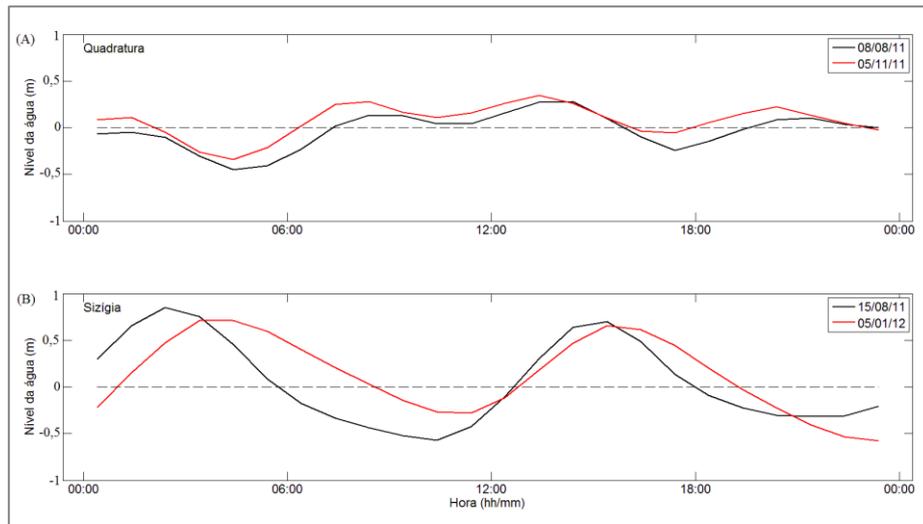


Figura 3.21 – Variações do nível d’água registrados em períodos de Quadratura (A) e Sízigia (B) sob condições de ventos fortes de S-SO (08/08/11) e ventos fracos de E-NE (05/11/11). Fonte: Fonseca (2013).

Resultados do modelo numérico, abrangendo agora toda área da baía, evidenciam que dentro da BS, a relação de amplitudes varia de 0,2 a 0,6 (Figura 3.22) e os valores da relação de fase variam cerca entre 60 e 90° (Figura 3.23), sendo a região de localização sob a reta preta, marcadamente o local onde são encontradas relações de fase mais próximas aos 90°.

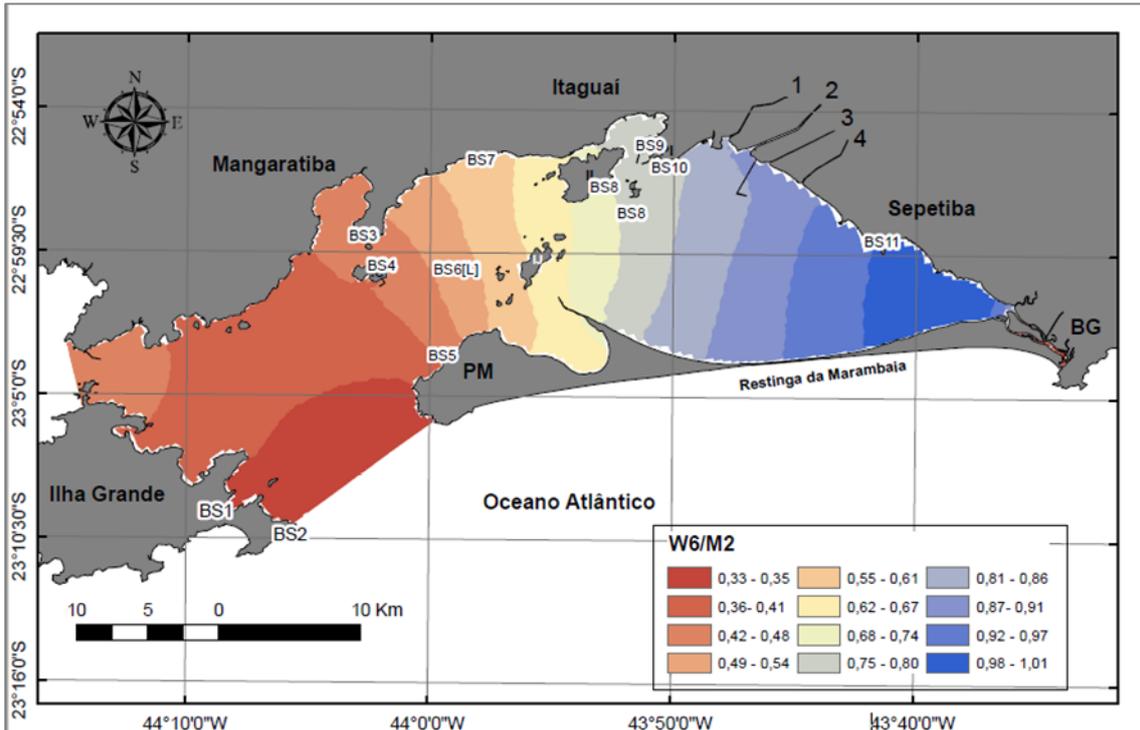


Figura 3.22 – Razão entre as amplitudes de W6 e M<sub>2</sub> obtidas a partir modelo barotrópico no qual foi considerado apenas o domínio da BS.

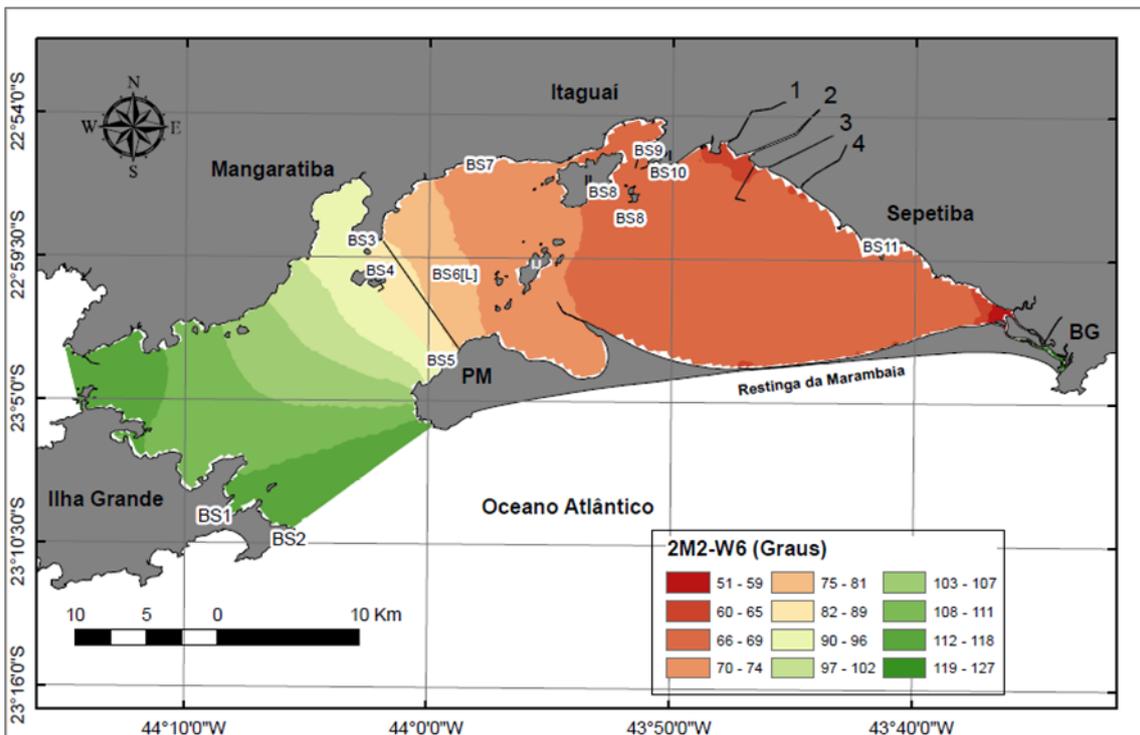


Figura 3.23 - Relação de fase entre a componente M<sub>2</sub> e a onda W6 obtida a partir do modelo Barotrópico.

As deformações nas séries temporais de nível e velocidade das correntes de maré foram investigadas por Pugh (1987) e Van de Kreeke e Robaczewska (1993), que realizaram ensaios apenas considerando a interação entre as componentes M<sub>2</sub> e seu

sobre harmônico  $M_4$ . A fim de avaliarmos as influências das mudanças de fase e amplitude dos sobre harmônicos nas assimetrias que ocorrem no nível, os ensaios realizados por Pugh (1987) foram reproduzidos considerando informações referentes à  $M_2$  e a  $W_6$ , obtidas de dados medidos no interior da BS (Figuras 3.24 e 3.25).

- Caso 1: De acordo com o nível da maré apresentado, a amplitude de  $W_6$  corresponde a 40% da amplitude da componente  $M_2$ , representativo do lado leste da baía. Em cada quadro da figura 3.24(A, B, C, D) foram alteradas as relações de fase entre as componentes, sendo que em função da diferença de fase mostrada na figura 3.20, só seria possível de acontecer uma transição entre o caso a e b.

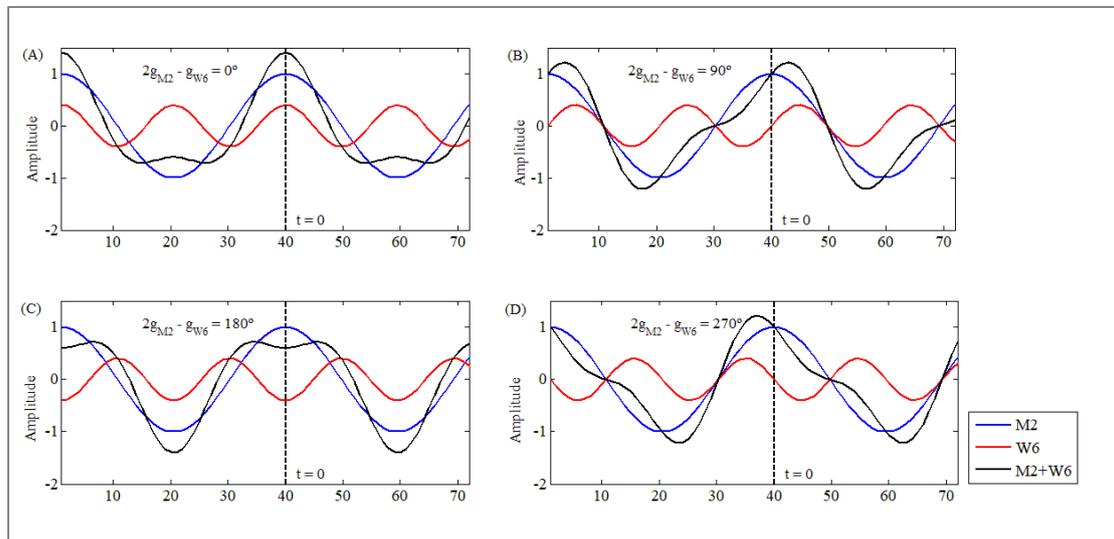


Figura 3.24 – Resultado do ensaio considerado no caso 1.

- Caso 2: Aqui a amplitude de  $W_6$  corresponde a 20% da amplitude da componente  $M_2$ , representativo do lado oeste da baía. Em cada quadro da figura 3.25(A, B, C, D) foram alteradas as relações de fase entre as constantes harmônicas, sendo que em função da diferença de fase mostrada na figura 3.20, só seria possível de acontecer uma transição entre o caso b e c.

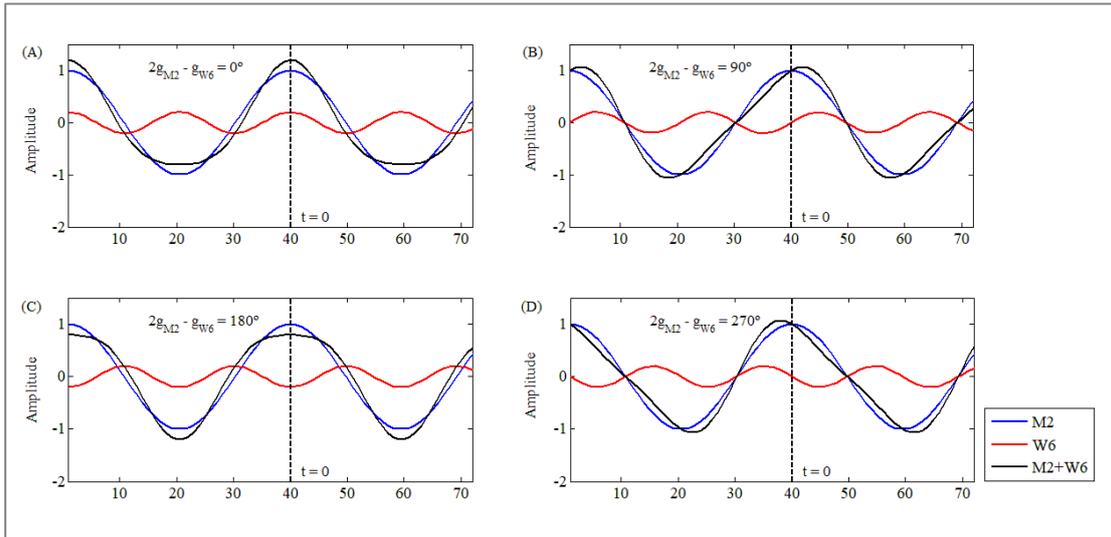


Figura 3.25- Resultado do ensaio considerado no caso 2.

Os ensaios apresentados nas figuras 3.24 e 3.25 mostram que:

- 1) A fase relativa entre as ondas é de suma importância para o surgimento de deformações nas curvas de nível. Para o caso das assimetrias que ocorrem nas velocidades, devemos considerar as relações de fase apresentadas por Friedrichs e Aubrey (1988). Isto será discutido no próximo capítulo;
- 2) Ambos os casos mostram a presença de assimetrias positivas nos níveis de maré com relação de amplitude ( $W6/M_2$ ) maior do que 0,2 e  $270^\circ$  em fase;
- 3) Haveria formação de duplo pico só se a fase relativa entre  $M_2$  e  $W6$  for próxima de  $0^\circ$  (*double low water*) e  $180^\circ$  (*double high water*).

De modo geral na bibliografia científica que trata sobre o desenvolvimento de duplos picos, atribui-se ao primeiro sobre harmônico ( $M_4$ ) a responsabilidade pela geração desta deformação na curva de maré. Segundo Godin (1993), a importância da amplitude de um sobre harmônico na geração de duplos picos pode ser determinada pela relação inversa do quadrado pelo qual a frequência angular da componente principal é multiplicada para se obter a frequência angular do sobre harmônico. Tomando como exemplo a componente  $M_2$  (com frequência angular igual a  $\omega_1$ ) e seus sobre harmônicos  $M_4$  ( $2\omega_1$ ),  $M_6$  ( $3\omega_1$ ),  $M_8$  ( $4\omega_1$ ) e  $M_{10}$  ( $5\omega_1$ ), para que estes harmônicos influenciem na geração dos duplos picos, eles precisam ter amplitudes maiores que  $\frac{1}{2^2}$ ,  $\frac{1}{3^2}$ ,  $\frac{1}{4^2}$  e  $\frac{1}{5^2}$  ( $\frac{1}{4}$  (25%),  $\frac{1}{9}$  (11%),  $\frac{1}{16}$  (6,25%) e  $\frac{1}{25}$  (4%)), respectivamente, da amplitude da componente  $M_2$ , o que está em conformidade ao relatado por Pugh (1987).

Logo, considerando os resultados do modelo para toda a Baía de Sepetiba (Figura 3.22), temos que em toda a porção leste a partir da seção formada pelas estações BS3, BS4 e BS5 as relações de amplitudes mínimas entre as oscilações  $W_6$  e  $M_2$  igual a 0,35, favorecem a formação dos duplos picos, que são maiores que os valores teóricos acima mencionados.

Fonseca (2013) registrou a ocorrência de duplos picos em séries de velocidades medidas na estação BS6[L], como será mostrado no próximo capítulo. Esta estação apresentou relação de amplitude de 0,59m e  $74^\circ$  em fase, e como verificado na Figura 3.26 estas distorções também estariam ocorrendo nos níveis d'água. Na figura 3.26 observa-se, num período de transição entre as marés de Sizígia e Quadratura, a ocorrência de duplos picos, sendo que nas Sizígias os duplos picos são registrados nos períodos de baixa-mares, e nas Quadraturas, os duplos picos são registrados tanto durante as preamares quanto nas baixa-mares.

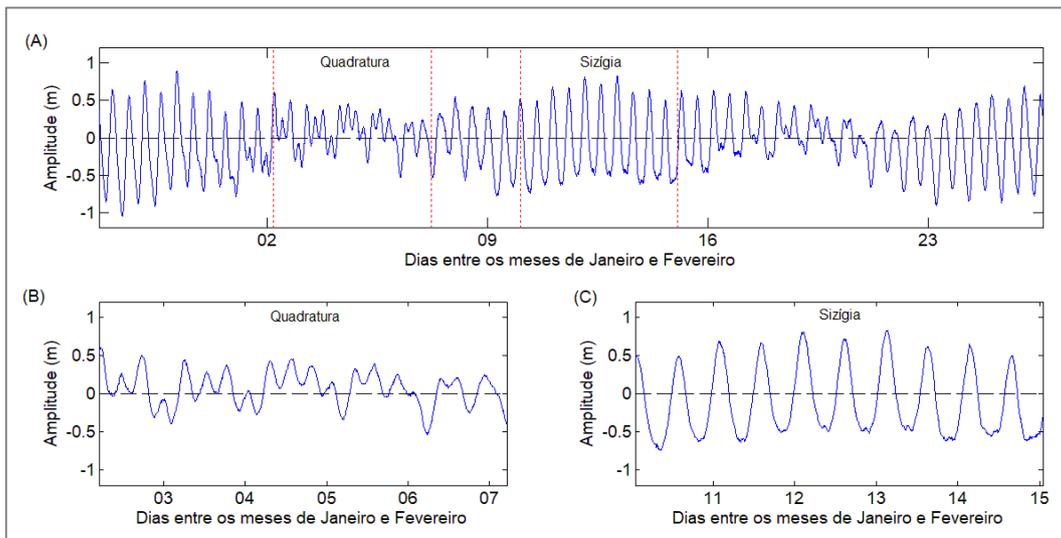


Figura 3.26 – (A) Extrato de 30 dias de medição da variação do nível d'água, na estação BS6[L], realizada por Fonseca (2013). Os gráficos (B) e (C) são detalhamentos dos períodos de Quadratura e Sizígia, respectivamente, destacados no gráfico (A).

A fim de se avaliar o porquê de não serem registradas a ocorrência de duplos picos nos períodos de Sizígia, foram avaliadas a variação do nível d'água e as relações de amplitude e fase entre a  $W_6$  e a  $M_2$  (Tabela 3.5). No período de Sizígia, a relação de amplitude ( $W_6/M_2$ ) é inferior a 0,25, que é o valor mínimo, de acordo com Pugh (1987), necessário para o surgimento assimetrias nas curvas de maré. Nos períodos de Quadraturas, o surgimento de duplos picos é devido à ocorrência de condições propícias, visto que a relação de amplitude neste período é igual a 1,29 e os valores da

relação de fase ( $2M_2-W_6$ ) serem próximos de  $0$  e  $180^\circ$  ( $\pm 45^\circ$ ), o que favorece o surgimento de duplos picos tanto nos períodos de vazante e enchente da maré, respectivamente.

Tabela 3.5 – Altura (m), razão entre as amplitudes e relação de fase de  $W_6$  e o harmônico  $M_2$  obtidos para a estação BS6[A], ao serem considerados os períodos de 5 dias de Sízígia e Quadratura, destacados na figura 4.4.

	Sízígia	Quadratura
Altura (m)	0,80	0,52
$W_6/M_2$	0,23	1,29
$2M_2-W_6$ (Graus)	9,5	85,7

### 3.4) Discussões e Conclusões

Dentre as principais conclusões obtidas com o desenvolvimento do estudo a que se refere este capítulo, temos:

1) A maré avança para dentro das Baías de Ilha Grande e Sepetiba, paralelamente à linha de costa. Ao atingir a entrada principal da BS, a onda de maré se divide em duas, sendo que cada uma das partes se propaga em sentidos opostos, com parte da onda seguindo para a porção leste da BS, se propagando em fase em toda sua extensão, e a outra parte seguindo pelo canal de comunicação entre as baías.

2) A onda de maré que adentra a Baía de Ilha Grande e sofre deflexão do seu movimento, contornando a Ilha Grande através do canal de comunicação que liga as Baías de Ilha Grande e Sepetiba.

3) O crescimento das amplitudes dos harmônicos da maré dentro da Baía de Ilha Grande é pouco significativo, comparado ao crescimento das amplitudes com frequências equivalentes das componentes de águas rasas dentro da Baía de Sepetiba. Notadamente, as amplitudes das componentes quartodiurnas da maré, na BS, aumentam consideravelmente na parte mais interna da BS (à leste).

4) A geração não linear dos sobre harmônico  $M_4$  e das componentes compostas  $MN_4$  e  $MS_4$  é insignificante dentro da BS.

5) A atuação dos ventos na BS e a ocorrência de sobre-elevações do nível d'água não incorporam energia as oscilações da banda quartodiurna da maré, assim como também não promovem o aumento da amplitude destas ondulações.

6) Na BS existem oscilações naturais (*seiches*) com períodos variáveis entre aproximadamente 3 e 5 horas.

7) O crescimento das amplitudes das ondas relacionadas às bandas de frequências quartodiurnas e sextodiurnas, na BS, são devidos a ressonâncias entre as componentes de águas rasas  $M_6$ ,  $M_4$ ,  $MS_4$  e  $MN_4$  na fronteira e o *seiches* existentes no sistema.

8) Na Baía de Sepetiba, ao se considerar a diferença entre os cenários simulados temos que, o *seiche* de 6h contribui com 84% a 96% da energia associada à onda de 6h gerada a partir da ressonância, sendo as componentes de águas rasas,  $M_4$ ,  $MS_4$  e  $MN_4$  responsáveis por contribuir com a outra parte da energia associada à ondulação de 6h presente no ambiente.

9) O aumento da amplitude da oscilação de 6h dentro da BS é muito mais significativo (211,19%) do que o crescimento da amplitude de onda relacionada à banda semidiurna da maré (21,42%), o que gera condições favoráveis ao surgimento de assimetrias dentro do sistema e residuais de enchente.

10) Dados medidos *in situ* mostram que dentro da Baía de Sepetiba, os valores da relação de fase em média entre as ondas semidiurnas e quartodiurnas são, em quase toda sua extensão, sempre inferiores a  $90^\circ$ . Entretanto, este fato é bastante questionável em face do que é apresentado no item a seguir.

11) No período de transição entre as marés de Sizígia e Quadratura há ocorrência de duplos picos, sendo que nas Sizíguas os duplos picos são registrados nos períodos de baixa-mares, e nas Quadraturas, estes geralmente ocorrem com mais frequência durante as preamares. As diferenças entre os dois períodos podem ser explicadas pelas relações de fase que são de  $\sim 0^\circ (\pm 45^\circ)$  na Sizígia e  $\sim 180^\circ (\pm 45^\circ)$  na Quadratura.

12) Nos períodos de Quadratura a relação de amplitude ( $W_6/M_2$ ), no geral, correspondem a  $\sim 80\%$  nos valores registrados durante as Sizíguas. Isso porque durante as Sizíguas a amplitude de  $W_6$  é cerca de 35% maior que a registrada nos períodos de Quadratura da maré.

13) Logo, para o estudos das assimetrias na BS faz-se necessário à correta individualização dos períodos de Sizígia e Quadratura da maré, nas séries de dados que se dispõe, para que os resultados das relações de fase entre a  $M_2$  e a  $W_6$  apresentem correspondência ao que é observado na natureza.

## Capítulo 4

### Circulação na Baía de Sepetiba e fluxos residuais

#### 4.1) Caracterização hidrodinâmica da Baía de Sepetiba

No presente trabalho foram analisados dados de correntes medidos em diferentes estações distribuídas dentro da BS (Figura 2.1, Conjunto de dados I, II e III). Na tabela 4.1 estão especificadas as profundidades nas quais foram realizadas as medições de dados. Para a apresentação dos resultados das análises empreendidas durante o desenvolvimento deste capítulo, optou-se pelo agrupamento dos resultados de acordo com a similaridade das profundidades em que foram realizadas as medições, sendo estas: próximo à superfície (PS), no meio da coluna d'água (MC) e próximo ao fundo (PF). Em [P] e [Q] foram realizadas medições de correntes em apenas uma profundidade, de forma que estas medições foram consideradas como representativas de toda a coluna d'água (TC), devido às reduzidas profundidades existentes na parte leste da BS.

Na tabela 4.1 também se encontram os valores máximos, médios e desvios padrões das intensidades das correntes obtidas nos diferentes pontos de medições. Em [K], BS6[L], [M], [N] e [O], localizadas nas imediações do principal canal de navegação da BS, foram registradas as correntes mais intensas, sendo as menores magnitudes obtidas na porção leste da baía (estações [P] e [Q]), fato atribuído às baixas profundidades existentes nestes locais (Figura 4.1).

Na figura 4.1 encontra-se um mapa de rosa de correntes elaborado a partir da utilização de dados coletados próximo à superfície e em toda a coluna d'água. Na figura 4.2, também são apresentadas rosas de correntes, entretanto estas foram elaboradas a partir de dados medidos no meio da coluna d'água, próximo ao fundo e em toda da coluna d'água. Em ambos os mapas apresentados (Figuras 4.1 e 4.2), as séries de correntes utilizadas se referem a dois ciclos de maré de Sizígia, uma vez que não se dispunha de séries suficientemente longas para que do mesmo modo pudessem ser investigados períodos de Quadratura em todas as estações de medições consideradas nesta análise.

Tabela 4.1 – Valores máximos, médios e dos desvios padrões ( $\sigma$ ) das intensidades das correntes medidas em diferentes profundidades. PF: próxima ao fundo; MC: no meio da coluna d'água; PS: próxima à superfície da água, e; TC: toda a coluna d'água.

Estação	Profundidade de medição (m)	Região da Coluna d'água	Máxima intensidade (m/s)	Média de intensidades (m/s)	$\sigma$ (m/s)
[H]	5	PS	0,78	0,45	0,14
	10	MC	0,75	0,46	0,19
[I]	5	PS	0,94	0,66	0,19
	10	MC	0,66	0,44	0,11
[J]	5	PS	1,03	0,50	0,23
	10	MC	0,65	0,42	0,14
[K]	5	PS	1,46	0,90	0,34
	10	MC	0,98	0,53	0,21
BS6[L]	5,4	PS	1,41	0,66	0,46
	10	MC	1,33	0,53	0,49
	17,8	PF	0,88	0,38	0,33
[M]	5	PS	1,46	0,63	0,37
	10	MC	1,03	0,50	0,28
[N]	4,2	PS	1,19	0,54	0,39
	16,8	PF	0,49	0,21	0,15
[O]	5	PS	1,03	0,46	0,38
	10	PF	0,88	0,34	0,21
[P]	3,2	TC	0,22	0,08	0,08
[Q]	2,4	TC	0,27	0,09	0,09
[R]	2,4	PS	0,56	0,29	0,16
	9,6	PF	0,39	0,23	0,11

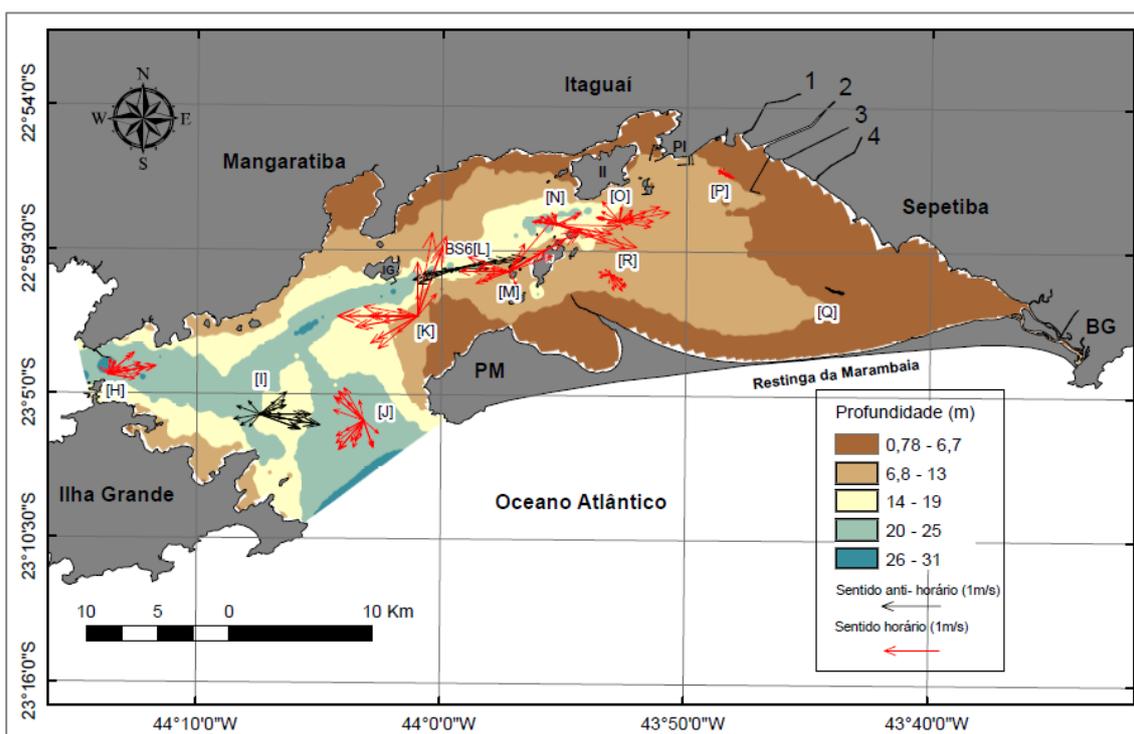


Figura 4.1 – Rosas horárias de correntes medidas, próximas à superfície ([H], [I], [J], [K], BS6[L], [M], [N], [O] e [R]) e em toda a coluna d'água ([P] e [Q]), na Baía de Sepetiba durante dois ciclos de Sizígia. As medições de dados não ocorreram simultaneamente, estando os anos das aquisições dos dados especificados na tabela 2.1.

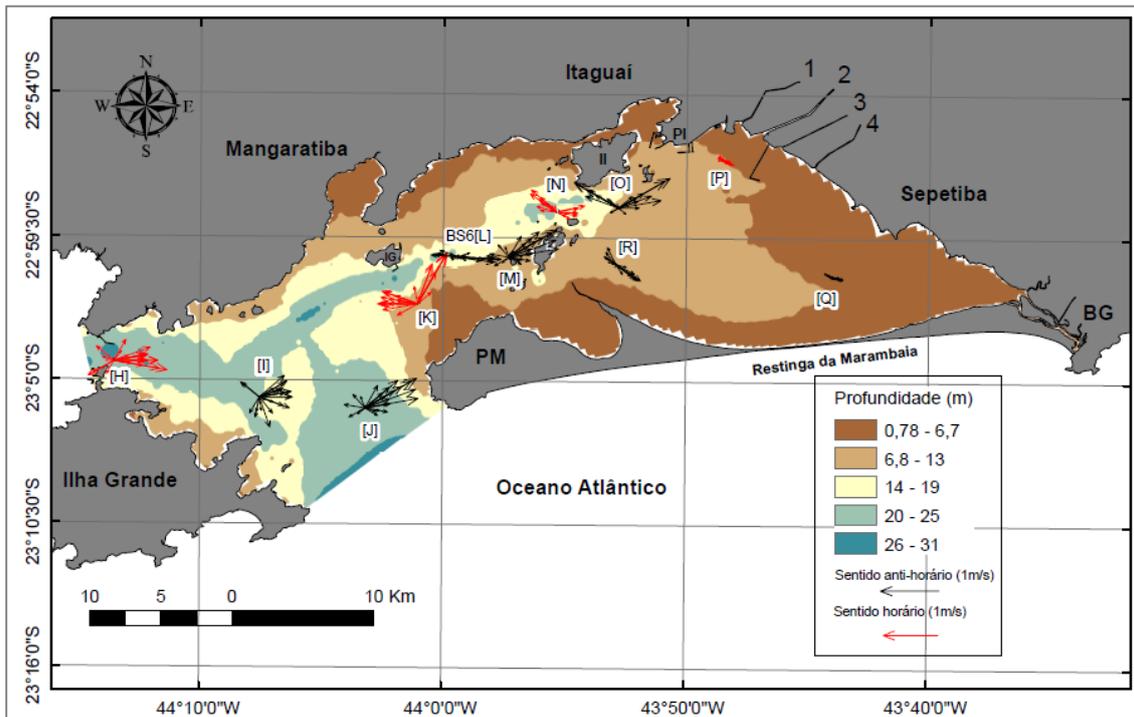


Figura 4.2 – Rosas horárias de correntes medidas no meio da coluna d’água ([H], [I], [J], [K], BS6[L], [M]), próximas ao fundo ([N], [O] e [R]) e em toda a coluna d’água ([P] e [Q]), na Baía de Sepetiba durante dois ciclos de Sizígia. As medições de dados não ocorreram simultaneamente, estando os anos das aquisições dos dados especificados na tabela 2.1.

Observa-se nas figuras 4.1 e 4.2 que em diferentes regiões da BS, de modo geral, existem sentidos de fluxos contrários (horários e anti-horários) num mesmo ponto da baía em diferentes profundidades, como identificado nas estações [J], [M], [O] e [R], sendo estes, predominantemente horário em superfície e anti-horário próximo ao fundo.

Nas figuras 4.1 e 4.2 identifica-se que o direcionamento das correntes na BS é fortemente condicionado pela batimetria local, como observado nas imediações das Ilhas Guaíba, de Jaguanum e de Itacuruçá (estações [K], BS6[L], [M], [N] e [O]), visto que o fluxo segue a orientação do canal de navegação, região onde são registradas as máximas velocidades das correntes na BS. Do mesmo modo fica evidente a existência de assimetrias das correntes em algumas regiões da baía, como por exemplo, nas estações [I], [J], [K] e [M], o que está relacionado aos fluxos residuais no sistema. Deste modo, neste capítulo foram realizadas investigações sobre as origens dos fluxos residuais, a relação destes fluxos com as oscilações de níveis e com a geração de assimetrias (componente barotrópica), assim como também foram investigadas as diferenças dos fluxos residuais ao longo da coluna d’água (componente baroclínica).

Para tanto, foram analisados diferentes cenários nos quais foram considerados períodos de Sизígia, Quadratura e efeitos meteorológicos.

Ao se relacionar os resultados das rosas de direções de correntes (Figuras 4.1 e 4.2) as discussões acerca do processo evolutivo da Restinga da Marambaia, e consequentemente da Baía de Sepetiba, observa-se que dentre os modelos evolutivos conceituais propostos para se tentar explicar a origem da restinga, o de Roncarati e Barrocas (1978), revisado por Roncarati e Menezes (2005), é o que mais se aproxima ao que é observado no sistema. Os sentidos de giro das rosas de correntes nas estações [P] e [Q] (Figuras 4.1 e 4.2) apresentam semelhanças aos apresentados no trabalho dos autores anteriormente mencionados. Além disso, na estação [J], os sentidos horários e anti-horários das correntes são representados tanto na rosa de superfície quanto na rosa do meio da coluna d'água, respectivamente, o que pode ser associado às correntes que fluem para dentro e fora do sistema. O sentido horário de rotação das rosas de superfície das estações [K], [M], [N], [O] e [R], exceto a estação BS6[L], também se relacionam aos apresentados por Roncarati e Barrocas (1978). De acordo com Rocarati e Barrocas (1978) e Rocarati e Menezes (2005), as correntes de circulação interna, correntes de laguna (“correntes em oito”), que passaram a ocorrer na BS após o fechamento do sistema pelo processo evolutivo da restinga da Marambaia, atuam até hoje na BS, sendo responsáveis pela erosão na porção central do cordão interno e na Ponta da Pombeba (Carvalho, 2014). Como anteriormente mencionado, próximo ao fundo da BS, o que se observa é que o sentido de rotação das correntes é predominantemente anti-horário, entretanto, como não existe uma discretização vertical no modelo de Roncarti e Barrocas (1978) nenhuma análise comparativa pôde ser realizada a este respeito.

## **4.2) Fluxos residuais**

O fluxo residual de correntes (ou *subtidal*) representa a circulação média da hidrodinâmica de um sistema, ou seja, corresponde as velocidades resultantes após a realização de uma média temporal no período equivalente à ação do processo físico que se deseja investigar. O fluxo residual têm sido assunto de diversos estudos desenvolvidos nos últimos anos. Nos trabalhos de Shearman e Lentz (2003) e Tarya, et al. (2010), fez-se uma descrição dos fluxos residuais em plataformas continentais. Já

nos trabalhos de Cheng e Valle-Levinson (2009), Murphy e Arnoldo Valle-Levinson (2008), Murphy, et al. (2009), Maxam e Webber (2010), McMahan, et al. (2014), Tenorio-Fernandez, et al. (2016), Santoro (2016) e Zarzuelo, et al. (2017) os autores deram enfoque ao estudo dos residuais em ambientes estuarinos, sendo uma das importâncias associadas a estes estudos o fato, por exemplo, de que os residuais estão intrinsecamente relacionados ao transporte de sedimentos de uma região (Wang et al., 1999).

Na escala do residual, o volume de água que entra e que sai do estuário é resultado da combinação dos efeitos de variações do nível d'água proporcionados tanto pelos ciclos de Sizígia e Quadratura da maré, quanto pelos ventos, pelas ondas e pelo gradiente horizontal de densidade existente no ambiente (Santoro, 2016; Zarzuelo et al., 2017).

Em teoria temos que a componente barotrópica do gradiente de pressão apresenta efeito dinâmico constante em toda a coluna d'água, ou seja, em determinado intervalo de tempo o valor da componente barotrópica do fluxo é o mesmo em toda profundidade investigada. Entretanto, sob determinadas condições existe certa variabilidade da componente barotrópica, e como exemplo destas condições temos: (a) eventos meteorológicos que podem promover aumentos e diminuições do nível do mar; (b) variações das amplitudes de maré determinadas pelos ciclos de Sizígia e Quadratura, e; (c) ciclos de enchente e vazante da maré. Neste último caso, a componente barotrópica assume valores ora negativos e ora positivos durante os períodos de enchente ( $\frac{\partial \eta}{\partial x} > 0$ ) e vazante ( $\frac{\partial \eta}{\partial x} < 0$ ), respectivamente. Nos momentos de estofa o efeito dinâmico da componente barotrópica é nulo ( $\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$ ) (Miranda et al., 2002).

A componente baroclínica do fluxo de correntes está relacionada aos gradientes horizontais de densidade gerados, dentre outros fatores, pela descarga de rios, variações de salinidade e de temperatura. Os gradientes gerados podem ser enfraquecidos pela mistura vertical da coluna d'água, sendo que esta mistura depende da força das marés e da atuação dos ventos (Li et al., 1998).

A componente baroclínica do fluxo sempre apresenta movimentos estuário acima, ou seja,  $\frac{\partial S}{\partial x} > 0$ , se considerarmos a influência da salinidade no campo de massa.

Assim, temos que durante as vazantes o sentido das componentes barotrópica e baroclínica são contrários. Em contrapartida, durante as enchentes, ambas componentes apresentam mesmo sentido, que é estuário acima ( $\frac{\partial \eta}{\partial x} > 0$  e  $\frac{\partial S}{\partial x} > 0$ ) (Miranda et al., 2002).

Considerando as informações anteriormente apresentadas, para a Baía de Sepetiba, buscou-se quantificar as componentes barotrópica, representada pela componente bidimensional e por outras perturbações que ocorrem na camada superficial, e não-barotrópica do fluxo residual de correntes, sendo nesta última denominação considerada a componente baroclínica e outras perturbações no perfil vertical de velocidade, como o cisalhamento no fundo, por exemplo. Para tanto, foram avaliados os residuais em um ponto fixo da baía, seguido de uma análise espacial de área de estudo, possível graças à utilização de modelagem numérica.

Num primeiro momento, foram realizadas análises de dados medidos na estação BS6[L], visto que, nesta estação, além de existirem dados de correntes medidos em toda a coluna d'água, foram realizadas perfilagens horárias, de condutividade e temperatura, numa estação localizada a cerca de 180m a leste da estação BS6[L], por Gutierrez (2012) (Figura 2.1). As perfilagens foram realizadas em 25 de Agosto (16 horas) e 26 de Novembro de 2011(25 horas) e, denominadas de F1 e F2, respectivamente.

Como de acordo com Fonseca (2013) na estação BS6[L] existe o direcionamento leste-oeste das correntes e as velocidades da componente zonal, leste-oeste ( $u$ ), são maiores do que da componente meridional, norte-sul ( $v$ ). Investigações sobre as componentes barotrópica e não-barotrópica foram realizadas no fluxo zonal de correntes. Deste modo, para a componente  $u$  do fluxo de correntes calculou-se o residual a partir da aplicação do filtro passa-baixa pl64 (Limeburner, 1985), que remove as oscilações com períodos abaixo de 38h, ou seja, oscilações semidiurnas, diurnas e inerciais (Figura 4.3, Tabela 4.2).

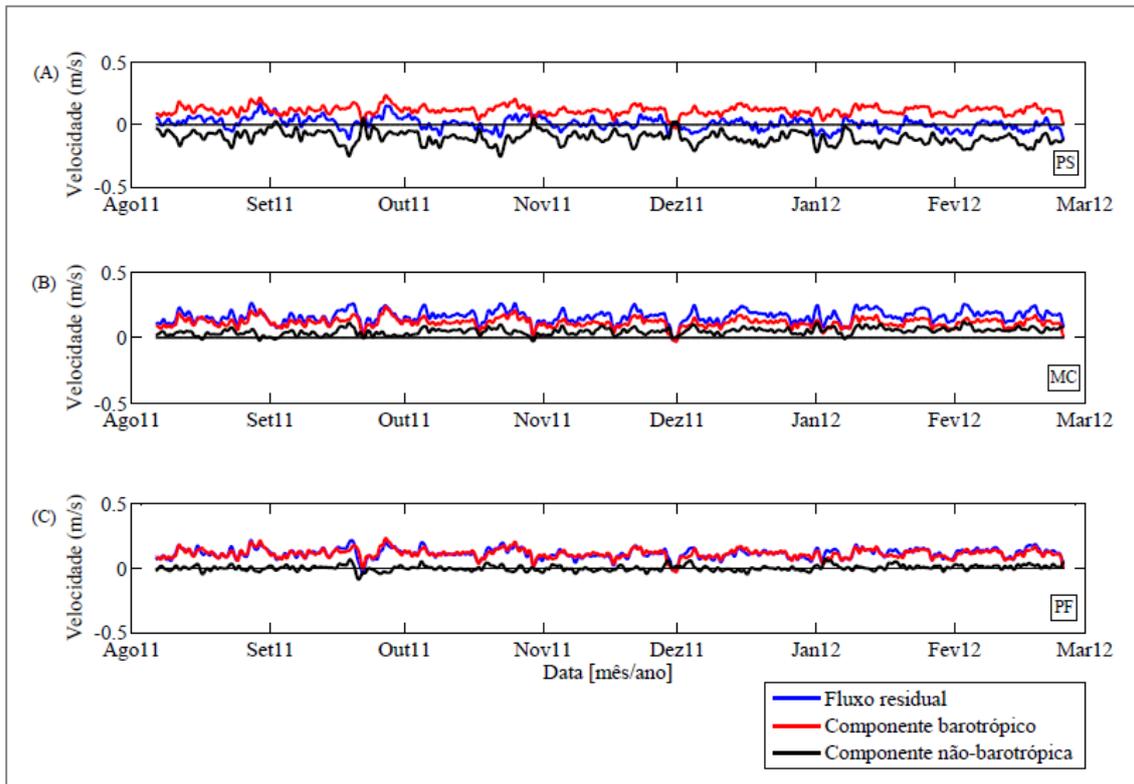


Figura 4.3– Ao longo do canal de navegação, o fluxo residual de correntes apresenta-se primordialmente para dentro da baía de Sepetiba (+), exceto próximo à superfície (A). As linhas vermelhas e preta representam a variabilidade temporal das componentes barotrópica e não-barotrópica do fluxo. As letras PS, MC e PF, indicam a superfície (A), meio da coluna d’água (B) e fundo (C).

Tabela 4.2 – Valores máximos da média das velocidades das correntes durante condições de enchente (E) e vazante (V) da maré, e do fluxo residual obtido após a aplicação do filtro passa-baixa pl64 (Limeburner, 1985). PF, MC e PS, respectivamente, indicam o fundo da baía, a meia coluna d’água e a superfície.

Distância a partir do fundo	Componente leste-oeste (m/s)		Componente leste-oeste do fluxo residual (m/s)		Componente norte-sul (m/s)		Componente norte-sul do fluxo residual (m/s)	
	E	V	E	V	E	V	E	V
PS (5,4 m)	1,52	0,86	0,25	0,14	0,77	0,55	0,09	0,11
MC (14,4 m)	1,37	0,61	0,28	0,05	0,60	0,42	0,15	0,04
PF (19,6 m)	1,03	0,49	0,23	0,05	0,45	0,24	0,12	0,05

Análises da figura 4.3 mostram que, na estação BS6[L], o sentido do fluxo residual de correntes da componente longitudinal (ao longo do canal de navegação) é para dentro da baía, desde próximo ao fundo até a profundidade de 6,9m abaixo da superfície da água. Próximo ao fundo, uma menor intensidade de correntes é registrada, devido, quase que inteiramente, a componente barotrópica. No meio da coluna d’água, a componente não-barotrópica aumenta, apresentando sentido para dentro da baía, sugerindo que este resultado seja efeito do gradiente longitudinal de densidade existente na BS. Perto da superfície, o fluxo residual (ou *subtidal*) mostra alternância de sentido,

ora para dentro ora para fora do sistema, condicionadas pela componente não-barotrópica do fluxo, cujo sentido nesta profundidade é para fora da BS (Figura 4.4).

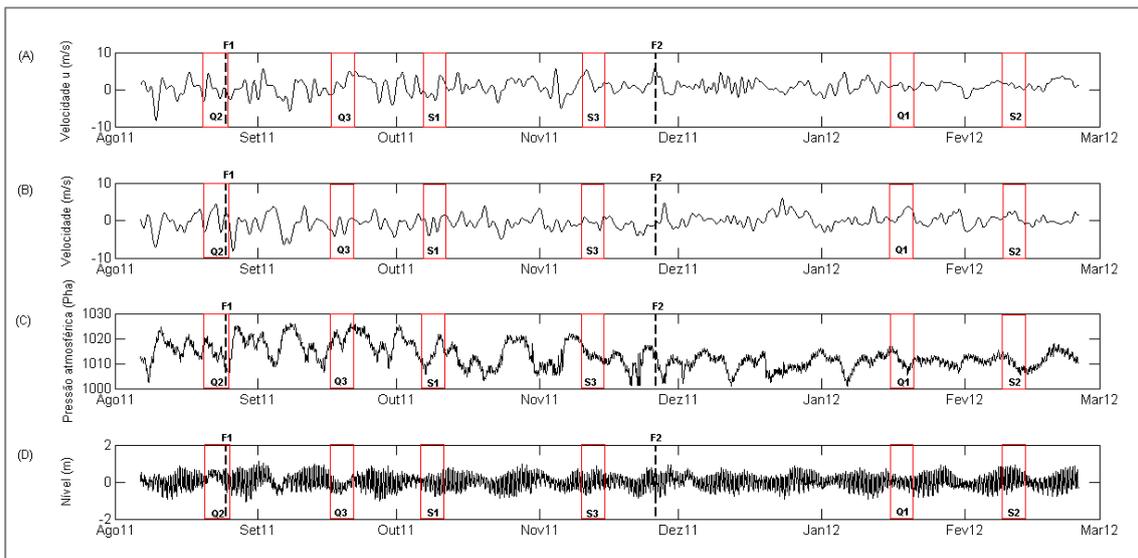


Figura 4.4 – Médias horárias filtradas (passa-baixa pl64, Limeburner (1985)) das velocidades das componentes leste-oeste (A) e norte-sul (B) dos ventos, e (C) pressão atmosférica horária. Nos gráficos os retângulos vermelhos e as linhas pontilhadas, se referem aos cenários nos quais foram aplicadas análises EOF, sendo estes, resumidamente, referentes a períodos de marés de Sizígia (S1, S2 e S3), marés de Quadratura (Q1, Q2 e Q3) e períodos nos quais foram realizadas medições dos parâmetros físico-químicos da coluna d’água (F1 e F2) (maiores detalhes no texto).

Para determinação da importância das componentes barotrópica e não-barotrópica do fluxo residual de correntes foram realizadas análises EOF, para todas as profundidades de medições de dados da estação BS6[L]. Para as análises EOF utilizou-se a metodologia proposta por Li et al. (1998), na qual são consideradas as variações do fluxo residual de correntes em toda a coluna d’água ao longo do tempo, sendo o primeiro modo (Modo 1) associado à componente barotrópica enquanto o segundo modo (Modo 2) foi associado ao fluxo não-barotrópico. Exemplos da aplicação de análises EOF são mostrados a seguir para séries idealizadas de correntes, de modo que foram considerados 4 perfis verticais de correntes, sendo eles: (Teste1) homogêneo, (Teste2) com perturbações em superfície, sendo estas perturbações relacionadas aos ventos, (Teste3) logarítmico com inversões ao longo da profundidade, e (Teste4) variável ao longo de toda a profundidade. Na figura 4.5 são mostrados os perfis de velocidades variáveis em cada um dos 24 passos de tempo considerados durante os testes e na tabela 4.3 estão especificados os valores da EOF1, EOF2, EOF3 e EOF4 para os cenários acima mencionados.

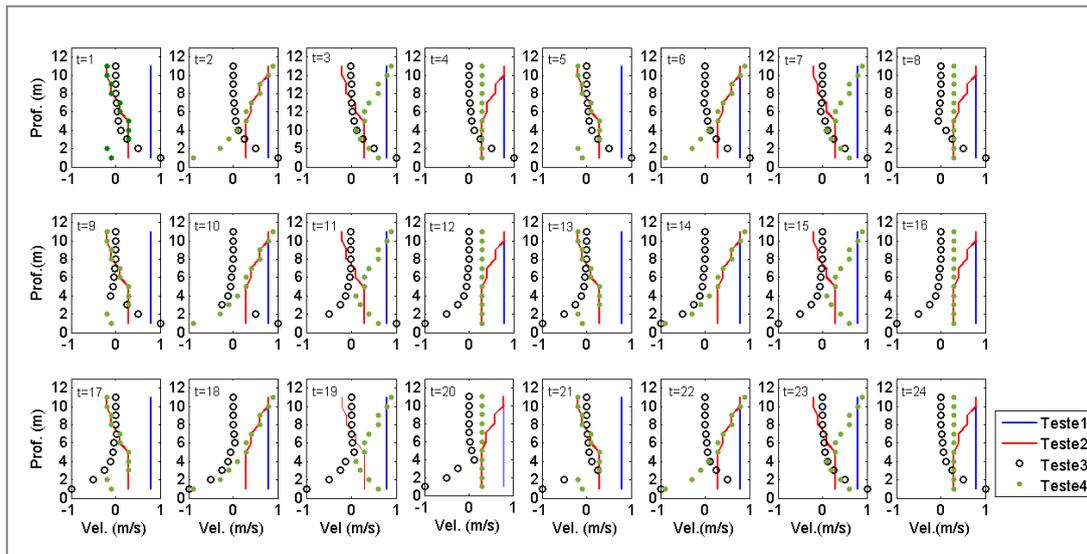


Figura 4.5 – Perfis verticais de séries idealizadas de correntes. Teste1: homogêneo (azul); Teste2: com perturbações em superfície (vermelho); Teste3: logaritmo com inversões ao longo da profundidade, e; Teste4: variável ao longo de toda a profundidade (verde).

Tabela 4.3 - Resultados das análises EOF das séries idealizadas de correntes cujos perfis verticais, variáveis ao longo de 24 passos de tempo, são apresentados na figura 4.6. A EOF1 está relacionada à componente barotrópica e as demais EOF's relacionam-se a componente não-barotrópica do fluxo.

Casos	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4
1	1	0	0	0
2	1	0	0	0
3	0,91	0,0637	0,0141	0,0035
4	0,5889	0,4026	0,0085	6,42e-17

A partir da realização dos Testes 1, 2, 3 e 4 (Figura 4.5 e Tabela 4.3) pôde-se avaliar a sensibilidade das análises EOF na determinação dos modos barotrópico e não-barotrópico do fluxo residual de correntes. Observa-se que ao serem consideradas há ocorrência de perturbações em superfície (Teste1), o que estaria relacionado à atuação dos ventos, os valores da EOF2 mantêm-se igual a 0, ou seja, mesmo valor obtido com a realização do Testes 1, no qual foi considerado um perfil de velocidade homogêneo em toda a coluna d'água. Para que seja computado o percentual do fluxo residual que se relaciona a componente não-barotrópica, fez-se necessário a ocorrência de inversões de velocidades ao longo da profundidade (Testes 3 e 4), o que estaria relacionado a diferenças de densidade da água e ao cisalhamento de correntes no fundo (fluxo não-barotrópico).

Para a estação BS6[L] os cálculos foram realizados considerando o fluxo residual de correntes em toda a coluna d'água (todos os bins), próximo à superfície (entre os bins 23 e 34), meio da coluna d'água (entre os bins 12 e 22) e próximo ao

fundo (entre os bins 1 e 11). Além disso, análises EOF foram realizadas nos 6 diferentes cenários destacados na figura 4.4 (retângulos vermelhos), selecionados devido a maior ou menor influência de eventos meteorológicos. Por fim, análises do tipo EOF também foram realizadas nos residuais calculados para os dias 25 de Agosto e 26 de Novembro de 2011, períodos que se têm dados horários de temperatura e condutividade.

Os resultados das análises EOF realizadas para a estação BS6[L], mostraram que importância relativa das componentes barotrópica e não-barotrópica representam valores de 69 e de 22% do fluxo residual, respectivamente (Tabela 4.4). A predominância barotrópica no fluxo residual pode ser atribuída à assimetria da maré (o que está associado às oscilações mostradas no capítulo anterior) e a atuação das forçantes meteorológicas que promovem, em alguns momentos, rebaixamentos e sobre-elevações do nível da água dentro da baía. No próximo item, a importância das assimetrias de maré no fluxo residual é apresentada e discutida.

Tabela 4.4 – Resultados das análises EOF. EOF1 e EOF2 são relacionados, respectivamente, as componentes barotrópica e não-barotrópica do fluxo residual de correntes. F1 e F2 correspondem aos fundeios de curta duração realizados para a aquisição de perfis horários de CTD.

<b>Cenários</b>	<b>Período</b>	<b>EOF1</b>	<b>EOF2</b>
Toda série de dados	06/08/11 – 26/02/12 (~7 meses)	0,69	0,22
Toda série de dados (5,4m -10,9m)	06/08/11 – 26/02/12 (~7meses)	0,72	0,25
Toda série de dados (11,4m - 16,4m)	06/08/11 – 26/02/12 (~7meses)	0,71	0,25
Toda série de dados (16,9m – 19,4m)	06/08/11 – 26/02/12 (~7meses)	0,90	0,08
Sízigia típica (S1)	05/10/11 – 10/10/11 (5 dias)	0,66	0,32
Quadratura típica (Q1)	16/01/12 – 21/01/12 (5 dias)	0,61	0,36
Sízigia+ set-up (S2)	12/02/12 – 17/02/12 (5 dias)	0,63	0,35
Sízigia + set-down (S3)	10/11/11 – 15/11/11 (5 dias)	0,60	0,39
Quadratura + set-up (Q2)	21/08/11 – 27/08/11 (5 dias)	0,69	0,31
Quadratura + set-down (Q3)	16/09/11 – 22/09/11 (5 dias)	0,76	0,24
F1 (25 Agosto 2011)	13h	0,60	0,31
F2 (26 Novembro 2011)	13h	0,74	0,21

Próximo à superfície da água a componente não-barotrópica apresenta sentido para fora da BS, enquanto no restante da coluna de água o comportamento exibido é oposto, sugerindo que o fluxo da componente não-barotrópica se modifica ao longo das profundidades, sendo este fluxo maior em superfície e menor quanto mais próxima ao fundo (Figura 4.3). Na BS o sentido do residual de correntes referente à camada mais próxima à superfície (Figura 4.3A), deve-se unicamente a influência da componente não-barotrópica do fluxo, uma vez que Signorini (1981) e Fragoso (1999) apontam que existe reduzida influência dos ventos na hidrodinâmica da BS. Na BS há ocorrência esporádica de ventos intensos de S-SW associados à passagem de frentes frias e de ventos frequentes de E-NE (Figura 3.9)(Fonseca, 2013). Nas profundidades maiores que 4m, a componente não-barotrópica exibe um comportamento típico que pode ser associado à circulação estuarina, isto é, com sentido das correntes para dentro da baía.

Os resultados das análises EOF realizadas em profundidades distintas da coluna de água (Tabela 4.4) coincidem com os resultados mostrados na figura 4.4, pois a componente não-barotrópica torna-se menos importante próximo ao fundo, como ilustrado pelo aumento da EOF1 e consequente redução do EOF2, em comparação aos valores calculados para a profundidade mais próximas à superfície.

As análises EOF também foram realizadas considerando cenários distintos sob condições de marés de Sizígia (S1, S2, S3) e de marés de Quadratura (Q1, Q2, Q3) (Tabela 4.4). Durante a ocorrência de eventos meteorológicos nos períodos de Sizígia, tanto os relacionados a períodos de sobre-elevação do nível d'água quanto os relacionados aos períodos de rebaixamento do nível, não houve alterações das influências exercidas pelas componentes barotrópica e não-barotrópica no fluxo residual de correntes da baía. Em contraste, em condições de Quadratura, a influência da componente barotrópica aumentou devido à influência de eventos meteorológicos, particularmente nos períodos associados ao rebaixamento do nível d'água (cenário Q3), uma vez que neste caso foi registrado um aumento superior a 25% (Tabela 4.4).

Por fim, avaliou-se qual a importância relativa da componente não-barotrópica do residual ao se realizar análises EOF dos fluxos residuais de correntes calculados para períodos em que foram registradas fracas estratificações da coluna d'água (cenários F1 e F2, Figura 4.6, Tabela 4.4). O número de Richardson ( $Ri_L = \frac{gh \delta\rho}{\bar{u}^2 \bar{\rho}}$ ) para os cenários F1

e F2 foram iguais a 7,6 e 10,8, respectivamente, o que caracteriza uma coluna d'água com fraca estabilidade (Dyer, 1995). Apesar de ambas as medições terem sido conduzidas em períodos de reduzida estratificação da coluna d'água, sendo esta fraca estratificação uma conhecida característica da área de estudo, durante o cenário F1, ligeiramente menos estratificado, o componente não-barotrópico (EOF2) ficou em torno de 32% maior do que no cenário F2.

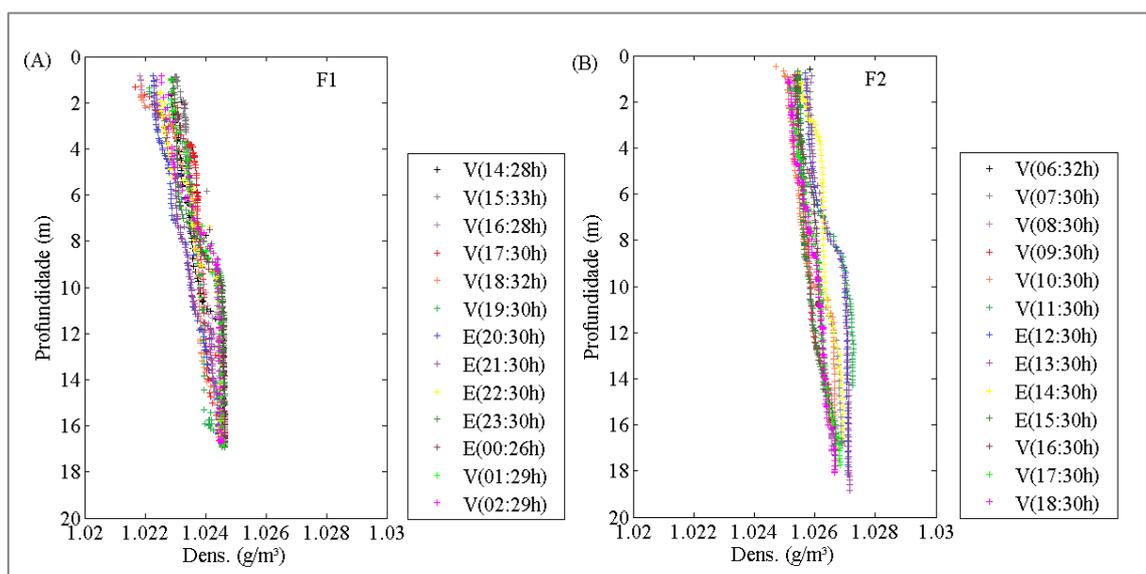


Figura 4.6 – Perfis horários de densidade medidos durante um ciclo de maré, na estação de medição de curto período, em Agosto de 2011 (F1) e em Novembro de 2011 (F2). As letras E e V indicam que estes perfis da coluna d'água foram coletados em períodos de enchente e vazante da maré, respectivamente.

#### 4.2.1) Assimetrias nas correntes de enchente e vazante e sua relação com os residuais barotrópicos

De acordo com os resultados e discussões apresentadas no capítulo 3, temos que as principais oscilações identificadas nas séries de variações do nível d'água na BS apresentam períodos de aproximadamente 24h, 12h e 6h (Figura 3.11). Em consequência das interações (lineares e não-lineares) que acontecem entre as oscilações supracitadas, são geradas assimetrias. Rabinovich (2009) destaca, em relação às assimetrias, que uma das propriedades essenciais relacionadas às oscilações que ocorrem em baías, enseadas, etc., é que movimentos verticais relativamente pequenos, podem ser acompanhados de significativos movimentos horizontais da água, ou seja, acompanhados de correntes intensas.

Copeland et al. (2003), Cunha et al (2006) e Fonseca (2013) constataram que as correntes de maré na Baía de Sepetiba são fortemente semidiurnas e que existe uma significativa assimetria nas correntes, sendo estas assimetrias possíveis de serem observadas nas diversas estações apresentadas nas figuras 4.1 e 4.2, dentre elas, na estação [H], tanto próximo à superfície quanto a 10m de profundidade, meio da coluna d'água.

Dependendo dos aspectos morfológicos da região por onde a onda de maré está se propagando, esta onda pode apresentar características de uma onda progressiva ou de uma onda estacionária, ou mesmo apresentar-se como um tipo misto de onda que possui tanto características de onda progressiva quanto de uma onda estacionária. Em diferentes regiões dentro da BS, a maré se comporta ora como uma onda mista (estacionária+progressiva), ora como uma onda estacionária. Para a estação BS6[L] existe uma defasagem de ~3h (90°) entre a amplitude máxima do nível e os máximos valores de intensidade das correntes de enchente, assim como, entre a amplitude mínima do nível e os máximos valores de intensidade das correntes de vazante, sendo esta característica de uma onda do tipo estacionária (Figura 4.7).

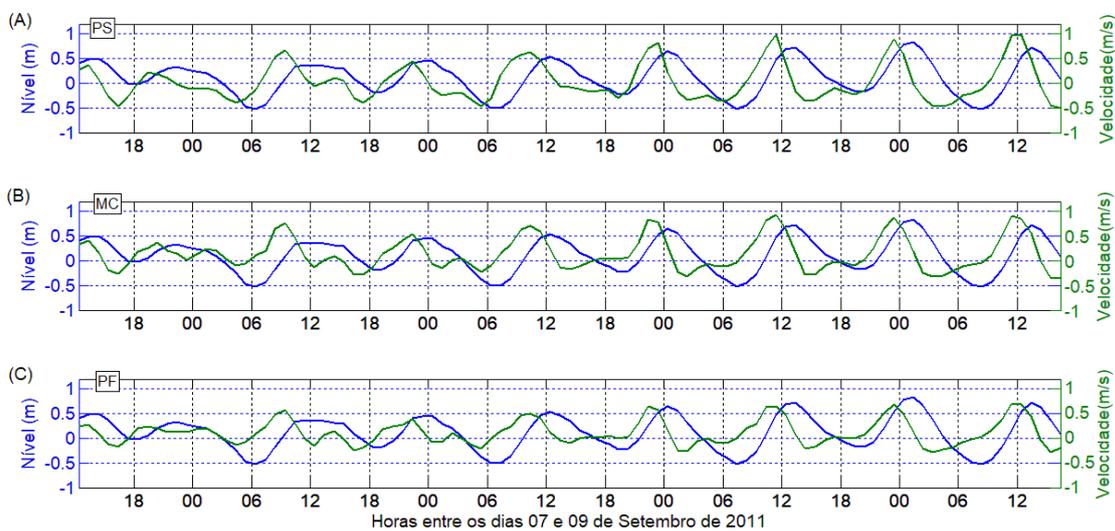


Figura 4.7 – Séries de variação do nível d'água e de intensidade das correntes medidas na estação BS6[L] entre os dias 07 e 09 de setembro de 2011.

Considerando os resultados apresentados no capítulo 3 desta tese, para o estudo das assimetrias das correntes foram analisadas as relações de fase entre a componente  $M_2$  da maré e ondulação de 6h (W6), fazendo analogia às relações de fase apresentadas

no parágrafo anterior. Para esta investigação foram considerados, num primeiro momento, todo o período de medições de dados de correntes (~7meses), seguido da aplicação das análises em 6 diferentes cenários, sendo eles: Sizígia (S1) e Quadratura (Q1) sem influência meteorológica, que foram aqui denominadas de Sizígia e Quadratura típicas; Sizígia e Quadratura associadas a passagem de frentes frias que resultaram em sobre-elevações (S2 e Q2, respectivamente) e rebaixamentos do nível d'água (S3 e Q3, respectivamente). Em todos os cenários investigados observou-se que a assimetria das correntes só pôde ser corretamente determinada através da relação de fase  $2\phi_{M_2} - \phi_{W_6}$  na profundidade da coluna d'água mais próxima à superfície, não sendo o mesmo possível para as demais profundidades investigadas (Tabela 4.5). Os resultados apresentados na tabela 4.4 diferem das conclusões apresentadas por Fonseca (2013) e dos resultados observados nas figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4, visto que, na área adjacente ao principal canal de navegação da BS, há registros de picos de velocidades das correntes de enchente maiores do que os amostrados nos períodos de vazante da maré, ou seja, existe assimetria positiva.

Tabela 4.5- Relações de fase, em graus, entre as componentes  $M_2$  e  $M_4$  ( $2M_2-W_6$ ) para todo o período de medições de correntes (~7meses), os períodos de marés de Sizíguas e Quadraturas típicas (S1 e Q1), assim como períodos de Sizíguas e Quadraturas em que foram registradas sobre-elevações e baixamentos do nível d'água (S2, Q2, S3 e Q3, respectivamente).

	Região da Coluna d'água	Período total	S1	S2	S3	Q1	Q2	Q3
BS6[L]	PS	12	93	277	123	236	256	72
	MC	12	66	13	42	342	24	353
	PF	16	53	25	53	314	19	9

Logo, constata-se que as divergências encontradas entre os resultados apresentados na tabela 4.5 e os observados nas figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4 se devem ao fato de que apenas as interações entre as ondas das bandas semidiurnas e quartodiurnas não são suficientes para explicar as assimetrias registradas nos fluxos de correntes da BS. Esta afirmação é corroborada pelas análises espectrais das séries de correntes apresentadas nas figuras 2.13 e 2.14, visto que é observada nestas figuras significativa importância da energia associada às oscilações de 4h e 3h. Para as estações [N] e [R], observa-se que a energia das oscilações de 4h e 3h é maior quanto mais próximo ao fundo, fato explicado pelo aumento da tensão de cisalhamento associada às menores profundidades encontradas nestes pontos da baía.

Assim, para a correta determinação das assimetrias optou-se pelo cálculo dos módulos das razões entre as máximas velocidades registradas nos períodos de enchente e vazante, na estação BS6[L], ao longo de um ciclo de maré, tanto para a componente zonal quanto para a componente meridional do fluxo (Figura 4.8).

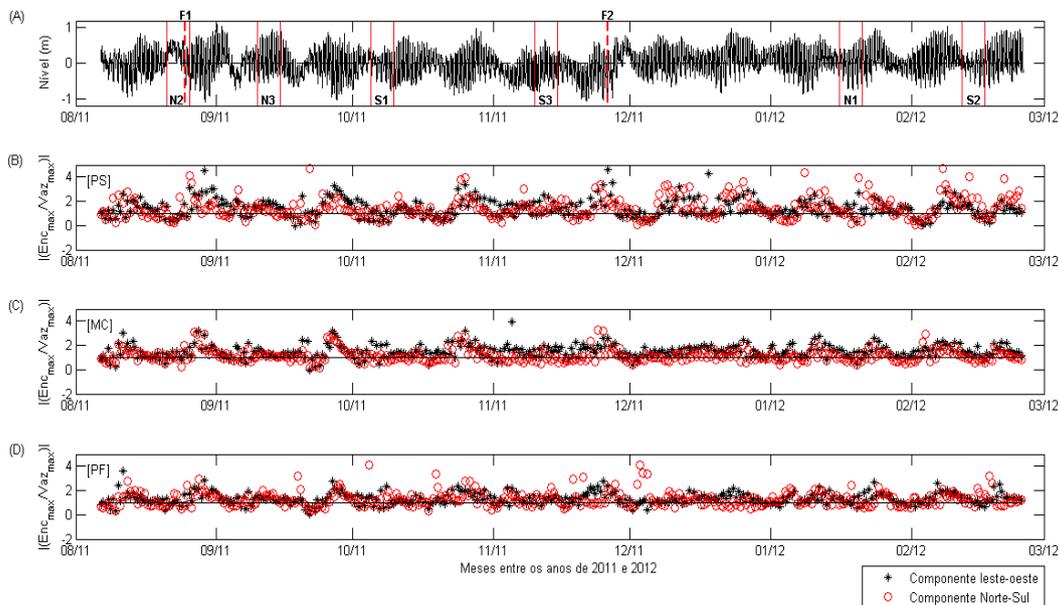


Figura 4.8– Variação do nível d’água e módulos das razões entre as máximas velocidades de enchente e vazante registradas durante um ciclo de maré, entre os meses de Agosto de 2011 e Fevereiro de 2012 na estação BS6[L]. Os pontos pretos representam os valores relacionados a componente leste-oeste e os círculos vermelhos a componente norte-sul. (A) Variação do nível d’água em torno do nível médio da água calculado para todo o período amostral; a profundidade foi continuamente amostrada pelo sensor de pressão do ADCP, em (B) encontram-se as razões referentes as medições de correntes realizadas próximo à superfície, (C) no meio da coluna d’água e (D) próximo ao fundo da Baía de Sepetiba. As assimetrias positivas são indicadas pelos valores maiores do que 1 e as assimetrias negativas estão associadas aos valores menores de 1. PS, MC e PF indicam as profundidades de 5,4m, 10m e 17,8m. S1, S2, S3 (Marés de Sízigia), Q1, Q2, Q3 (Marés de Quadratura), F1 e F2 (períodos com medições dos parametros físico-químicos da coluna d’água) indicados no primeiro gráfico pelos retângulos vermelhos e pelas linhas pontilhadas.

Os resultados apresentados na figura 4.8 mostram, detalhadamente, que durante as Sízígias, na estação BS6[L], as velocidades zonais nas enchentes são, no geral, 2 ou 3 vezes mais intensas do que as registradas nos períodos de vazante tanto próximo à superfície quanto no meio da coluna d’água (Figura 4.8B e C). Em relação às velocidades meridionais, em alguns momentos durante as Sízígias, são observadas velocidades de enchente, aproximadamente, 5 vezes mais intensas do que os valores máximos de velocidade medidos durante as vazantes. Já nos períodos de Quadraturas, observa-se que, de modo geral, existe uma equidade entre os valores das velocidades registradas nos períodos de enchente e vazante da maré, sendo que em determinados

momentos, principalmente próximo a superfície da água, há registros de velocidades de vazante mais intensas do que as que ocorrem durante as enchentes, sendo os módulos das razões, nestes casos, variáveis entre 0 e 1. Logo, o padrão identificado por Fonseca (2013), de registros de assimetrias positivas, não se mantem durante as Quadraturas.

Análises semelhantes às apresentadas na figura 4.8 foram realizadas para as estações [N], [P], [Q] e [R] (Figuras 4.9 e 4.10), abrangendo um período de Sizígia e um período de transição entre Sizígia e Quadratura. Como não se dispõe de registros das variações do nível d'água no mesmo período em que foram realizadas as medições de correntes nas estações acima mencionadas, nas figuras 4.9 e 4.10 são apresentadas as previsões do nível d'água. Próximo à superfície na estação [N] (Figura 4.9B), há predomínio de assimetria positiva. Já próximo ao fundo (Figura 4.10B), a intensidade das correntes de enchente e vazante referentes à componente zonal do fluxo assemelham-se, sendo que o mesmo não é observado para a componente meridional, uma vez que são registrados valores máximos de módulos de razões aproximadamente iguais a 10, o que sugere uma forte assimetria entre as velocidades de enchente e vazante.

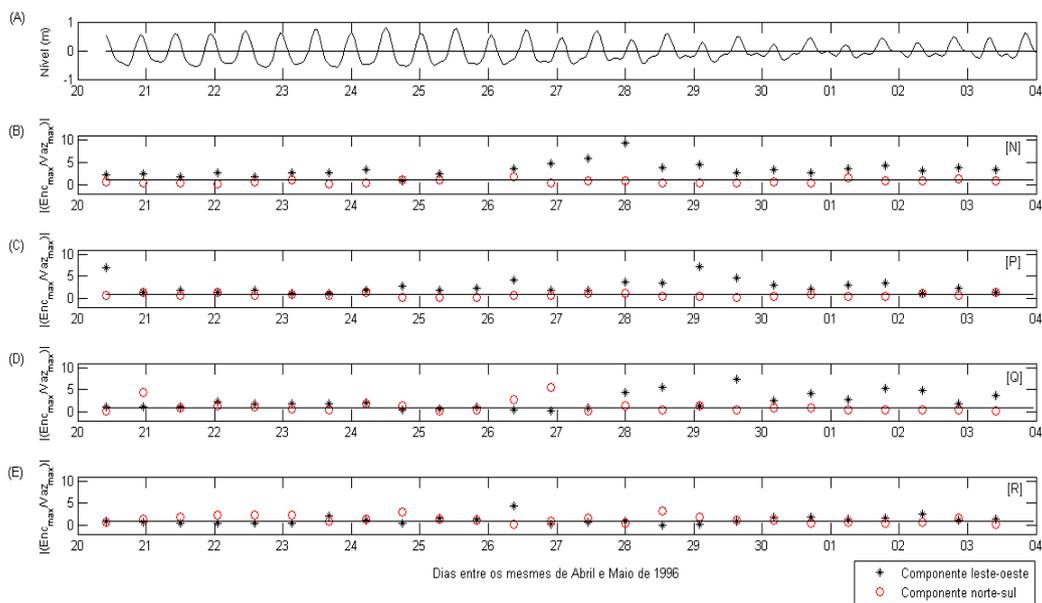


Figura 4.9– Previsão da variação do nível d'água e módulos das razões entre as máximas velocidades de enchente e vazante, medidas próximo à superfície d'água, registradas durante um ciclo de maré, entre os meses de Abril e Maio de 1996 nas estações [N], [P], [Q] e [R]. Os pontos pretos representam os valores relacionados a componente leste-oeste e os círculos vermelhos a componente norte-sul. As assimetrias positivas estão associadas aos valores maiores que 1 e as assimetrias negativas estão associadas aos valores menores de 1.

Nas estações [P] e [Q] a ocorrência de assimetrias fica mais evidente nos períodos de transição entre as Sizígias e as Quadraturas, sendo que as velocidades da componente zonal durante as enchentes sobrepõem-se as velocidades registradas durante as vazantes (Figura 4.9C e D).

Já na estação [R], não são registradas módulos de velocidades de enchente e vazante com valores significativamente divergentes, visto que estes, durante todo o período de medições são aproximadamente iguais a 1, tanto próximo à superfície quanto nas imediações do fundo da baía (Figuras 4.9E e 4.10C, respectivamente).

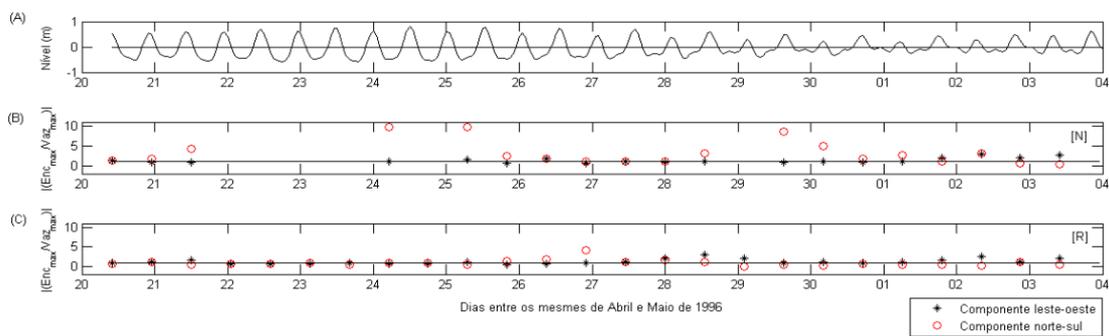


Figura 4.10– Módulos das razões entre as máximas velocidades de enchente e vazante, registradas durante um ciclo de maré, medidas próximo ao fundo, entre os meses de Abril e Maio de 1996 nas estações [N] e [R]. Os pontos pretos representam os valores relacionados a componente leste-oeste e os círculos vermelhos a componente norte-sul. As assimetrias positivas estão associadas aos valores maiores de 1 e as assimetrias negativas estão associadas aos valores menores de 1.

Considerando todo o domínio da BS, para a correta avaliação das assimetrias que ocorrem dentro da BS, avaliou-se os módulos das razões entre as máximas velocidades de enchente e as máximas velocidades de vazante da maré das séries de dados de correntes obtidas através da modelagem numérica, tanto para períodos de Sizígia quanto para os períodos de Quadratura (Figura 4.11). Como podemos observar na figura 4.11, de modo geral, em todos os períodos e profundidades observadas, na Baía de Sepetiba as assimetrias negativas prevalecem na região de comunicação entre a BS e a BIG, o que sugere a existência de um fluxo de água que apresenta velocidades mais intensas sentido da BIG para BS. Na região próxima a Ilha Grande e o Pico da Marambaia, observa-se certa variabilidade nos períodos de máximas velocidades das correntes, sendo que, exceto nas Sizígias na camada próxima a superfície, durante as Quadraturas e nas camadas mais próximas ao fundo, tanto em superfície quanto no fundo, as magnitudes das correntes nesta área da BS apresentam valores similares. Já

parte leste da BS, exceto em superfície, durante as Quadraturas, as magnitudes são mais intensas durante as enchentes. Maiores investigações das assimetrias, no domínio da BS, relacionando-as aos fluxos residuais de correntes existentes neste ambiente serão investigados no item 4.2.2 deste capítulo.

Ao serem comparados os mapas apresentados na figura 4.11 e os mapas apresentados nas figuras 3.22 e 3.23, observa-se que no domínio da BS as assimetrias nas correntes são mais intensas, nos períodos de Sизígia, na porção leste a Baía de Sepetiba, a partir da seção onde estão localizadas as estações BS3, BS4 e BS5.

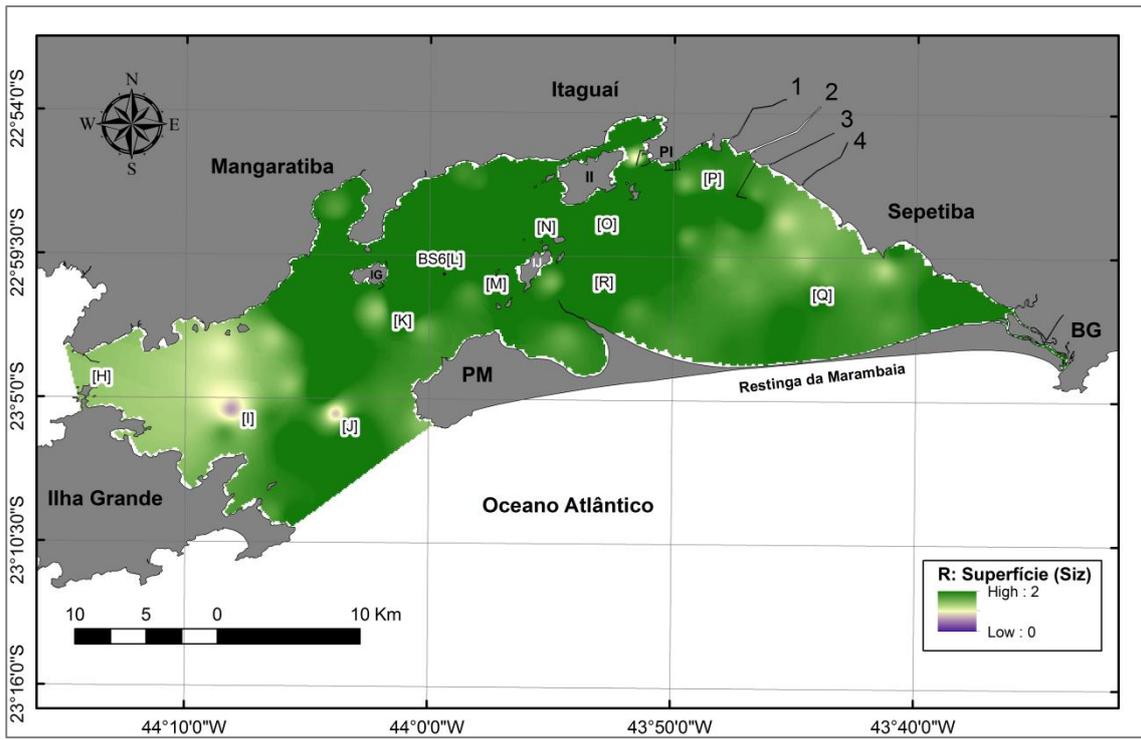
Fonseca (2013) e Cunha et al. (2006) pontuaram que nas adjacências da estação BS6[L] e nas áreas localizadas próximo as Ilhas de Itacuruçá e de Jaguanum há formação de duplos picos, assimetrias denominadas por Cunha et al. (2006) de ressonância da maré. Tais distorções podem ser observadas nas figuras 4.12 e 4.13, para a estação BS6[L] e para as estações [N] e [R], respectivamente.

Dado que toda a parte leste da BS, limitada a oeste pela seção onde estão localizadas as estações BS3, BS4 e BS5, como são registrados duplos picos nos níveis (Figura 3.23), concomitantemente são registrados duplos picos nas correntes, uma vez que o efeito físico nas correntes é superior ao dos níveis (Rabinovich, 2009). Para que as ondas das bandas quartodiurnas (6h), sextodiurnas (4h) e oitavodiurnas (3h) influenciem na geração dos duplos picos elas precisam ter valores de amplitudes maiores do que 25%, 11% e 6,25%, respectivamente, da amplitude da componente  $M_2$  (Pugh 1987; Godin, 1993), assim buscou-se avaliar quais ondas das bandas de frequências supracitadas (6h, 4h e 3h) estariam contribuindo para a geração dos duplos picos (Tabela 4.5). Os resultados apresentados na tabela 4.6 evidenciam que apenas na estação [R], durante as Quadraturas típicas, a intensidade da onda  $W_6$  não estaria contribuindo para o registro de duplos picos nas séries de correntes.

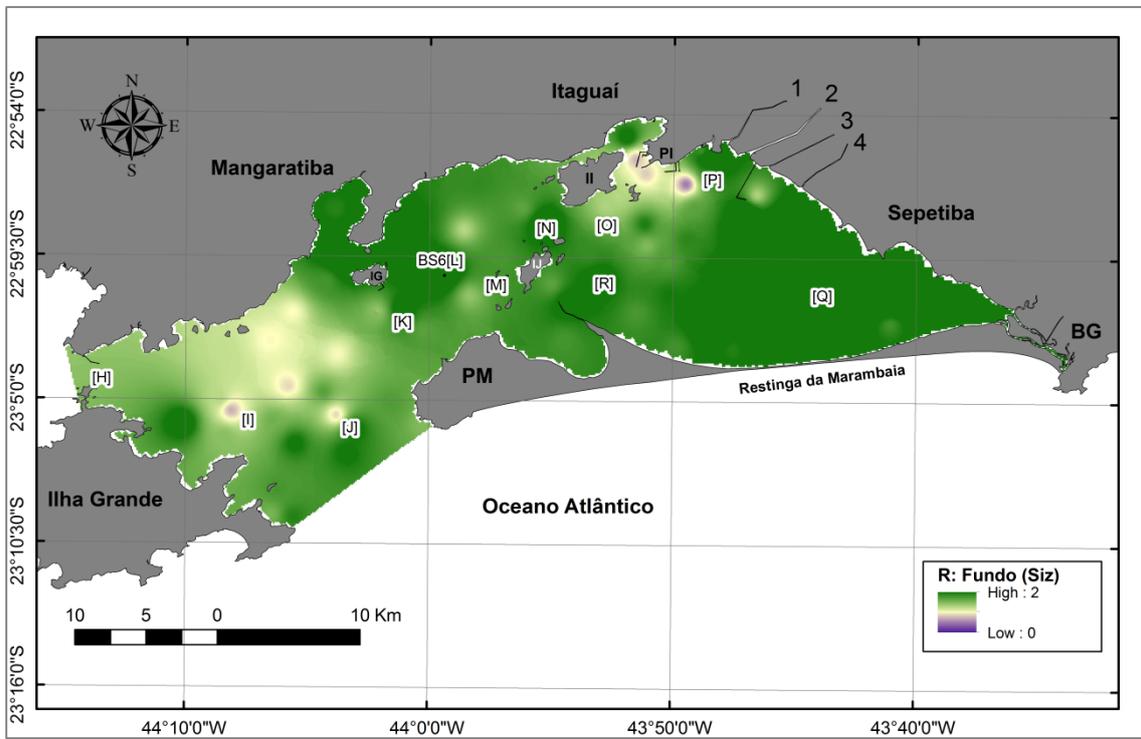
De modo geral, entre as marés de Sизígia e Quadratura ocorrem variações do nível médio do mar, sendo o nível médio registrado durante as Sизíguas maior do que os valores de nível médio registrados durante as Quadraturas. Estas variações também são influenciadas pela ocorrência de eventos meteorológicos que acabam por promover uma sobre-elevação do nível ou rebaixamento deste, dependendo da ocorrência de condições específicas, como por exemplo: o empilhamento de água pela atuação de ventos e

amplitudes das ondas de maré menores devido ao aumento da pressão atmosférica. Assim, buscou-se avaliar se as variações das alturas da coluna d'água durante períodos de Sizígia e Quadraturas nos quais foram registrados sobre-elevações e rebaixamentos do nível d'água estariam tendo maior, ou menor, influência com a ocorrência de assimetrias, sendo constatado que nos 4 casos investigados as ondas com períodos de 6h, 4h e 3h contribuem para a geração de duplos picos (Tabela 4.7).

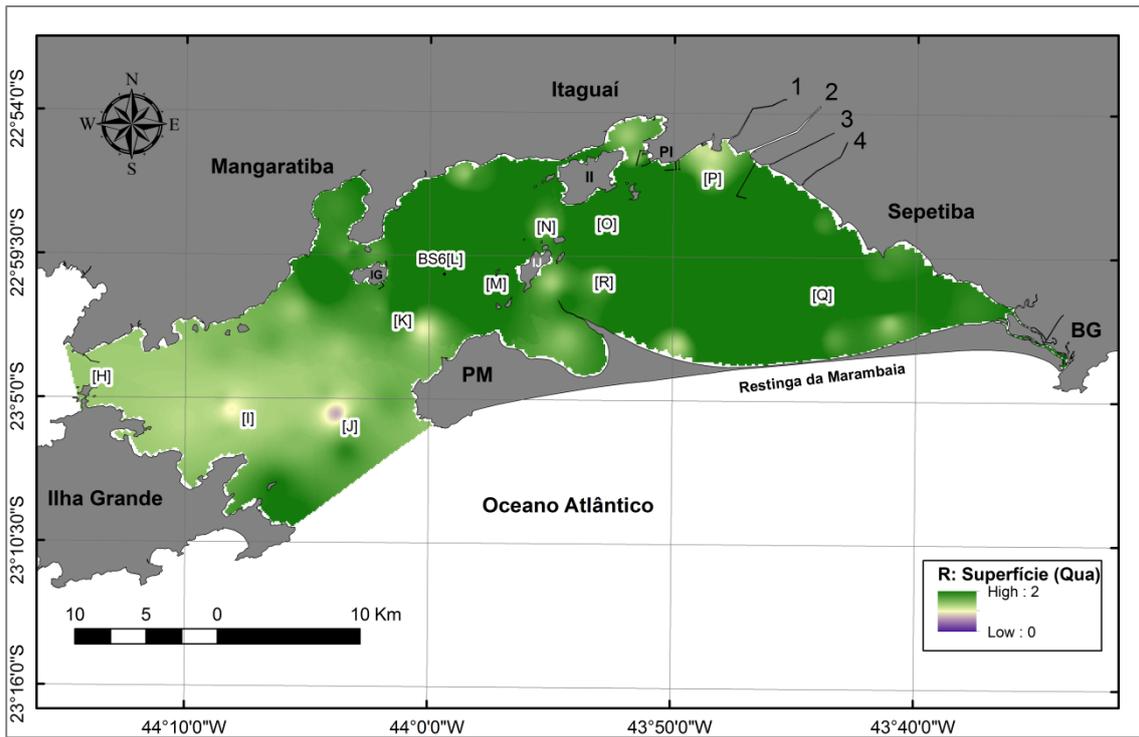
(A)



(B)



(C)



(D)

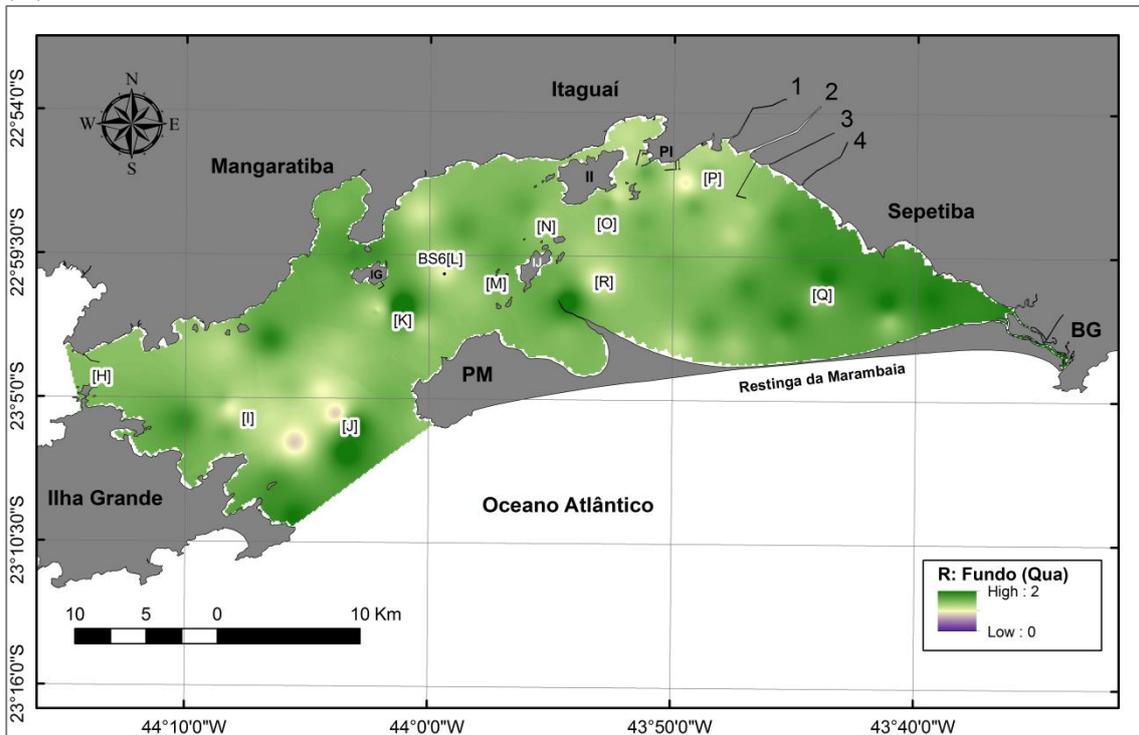


Figura 4.11– Módulos das razões entre as máximas velocidades de enchente e vazante, medidas próximo à superfície e ao fundo da baía, registradas durante um ciclo de maré. As assimetrias positivas estão associadas aos valores maiores que 1 e as assimetrias negativas estão associadas aos valores menores de 1. (A) Sizígia: superfície; (B) Sizígia: fundo; (C) Quadratura: superfície, e; (D) Quadratura: fundo.

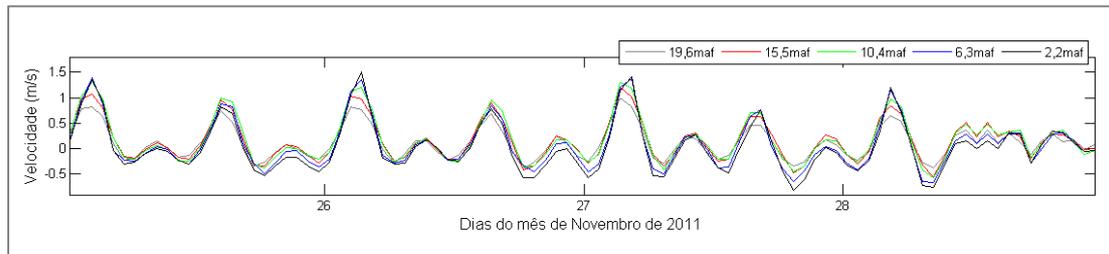


Figura 4.12 - Velocidades das correntes da componente *alongchannel* registradas entre os dias 25/11/11 e 28/11/11 a 19,6 maf, 15,5 maf, 10,4maf, 6,3maf e 2,2 maf. Fonte: Modificado de Fonseca, 2013.

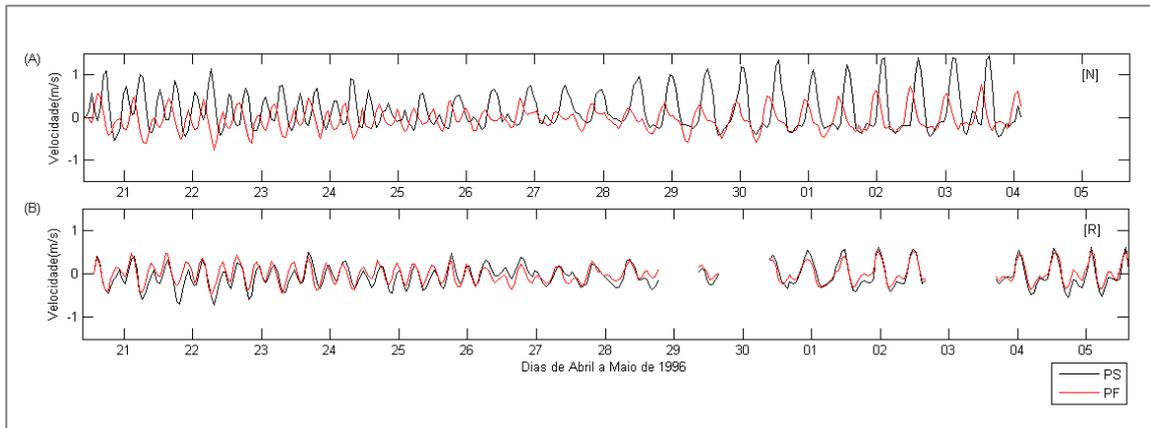


Figura 4.13 - Séries de correntes medidas próximo à superfície e ao fundo entre os meses de Abril e Maio de 1996 nas estações [N] (A) e [R] (B).

Tabela 4.6– Relações de amplitude entre as ondas das bandas quartodiurnas, sextodiurnas e oitavodiurnas ( $W_6$ ,  $W_4$  e  $W_3$ , respectivamente) e a componente  $M_2$  registradas durante períodos de Sízígia (S1) e Quadratura (Q1) típicas.

Estações	Profundidade	$W_6/M_2$		$W_4/M_2$		$W_3/M_2$	
		S1	Q1	S1	Q1	S1	Q1
BS6[L]	PS	0,75	1,20	0,41	1,09	0,14	0,12
	MC	0,59	1,04	0,46	0,76	0,12	0,16
	PF	0,58	1,05	0,41	0,85	0,14	0,32
[N]	OS	1,98	0,44	1,23	0,74	0,79	0,40
	PF	0,84	0,98	1,05	0,38	0,39	0,28
[P]	TC	0,95	0,43	1,11	0,36	0,59	0,29
[Q]	TC	1,31	0,28	1,57	0,11	0,79	0,11
[R]	PS	0,97	0,14	0,68	0,50	0,45	0,37
	PF	0,38	0,12	0,99	0,15	0,87	0,12

Tabela 4.7 – Relações de amplitude entre as ondas das bandas quartodiurnas, sextodiurnas e oitavodiurnas ( $W_6$ ,  $W_4$  e  $W_3$ , respectivamente) e a componente  $M_2$  registradas durante períodos de Sízígia e Quadratura em foram registradas sobre-elevações (S2 e Q2) e rebaixamentos do nível d’água (S3 e Q3).

	Região da coluna d’água	S2	S3	Q2	Q3
$W_6/M_2$	PS	3,71	2,75	1,46	0,09
	MC	1,08	2,09	1,08	0,91
	PF	1,02	1,66	0,99	0,86
$W_4/M_2$	PS	1,27	1,31	1,01	0,52
	MC	1,99	2,09	0,46	0,56
	PF	2,09	1,39	0,42	0,56
$W_3/M_2$	PS	1,28	2,43	0,51	0,43
	MC	1,36	4,94	0,19	0,09
	PF	1,14	2,35	0,42	0,09

#### 4.2.2) Fluxos residuais e quantificação das componentes barotrópico e não-barotrópico na Baía de Sepetiba

Utilizando-se a modelagem numérica como ferramenta, foi possível se determinar o fluxo residual de correntes em todo o domínio da BS, sendo estes apresentados nas figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17. Nas figuras 4.14 e 4.15 são apresentados os fluxos residuais previstos para períodos de Sízígia da maré, considerando as camadas do modelo mais próximas à superfície e ao fundo, respectivamente. Já nas figuras 4.16 e 4.17 foram considerados períodos de Quadraturas, também para as camadas do modelo referentes às profundidades próxima à superfície e ao fundo da coluna d’água.

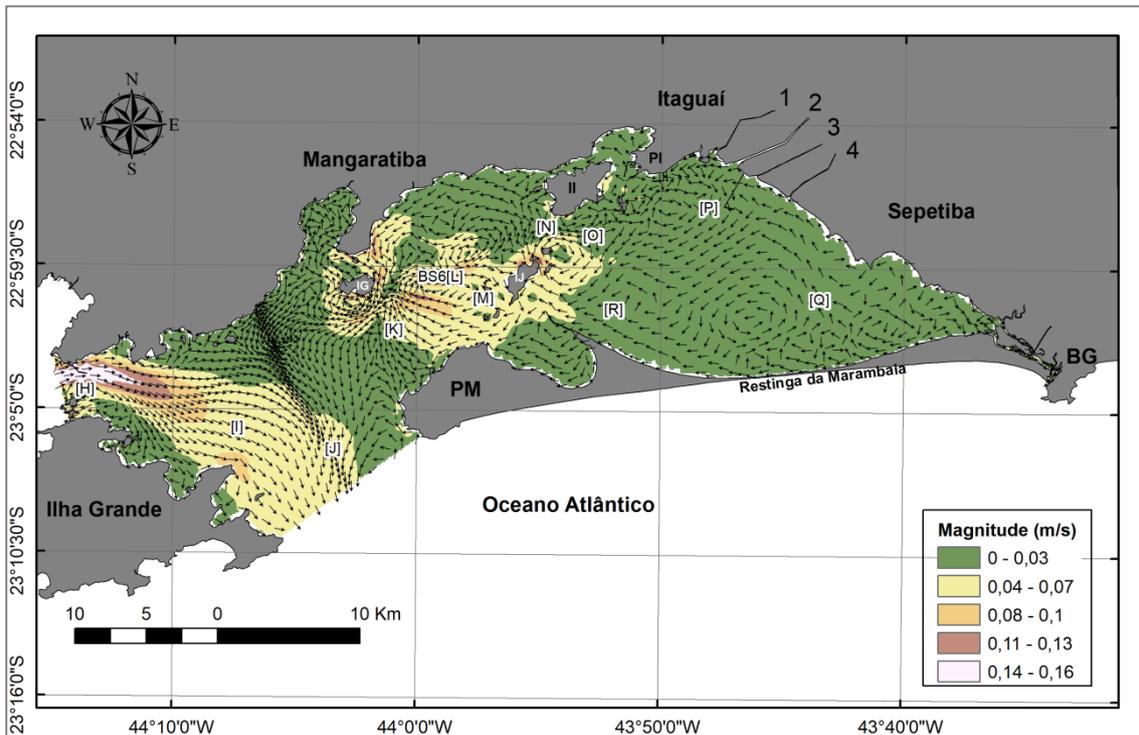


Figura 4.14– Fluxo residual de correntes da BS calculado a camada próxima à superfície da água, durante período de Sízígia.

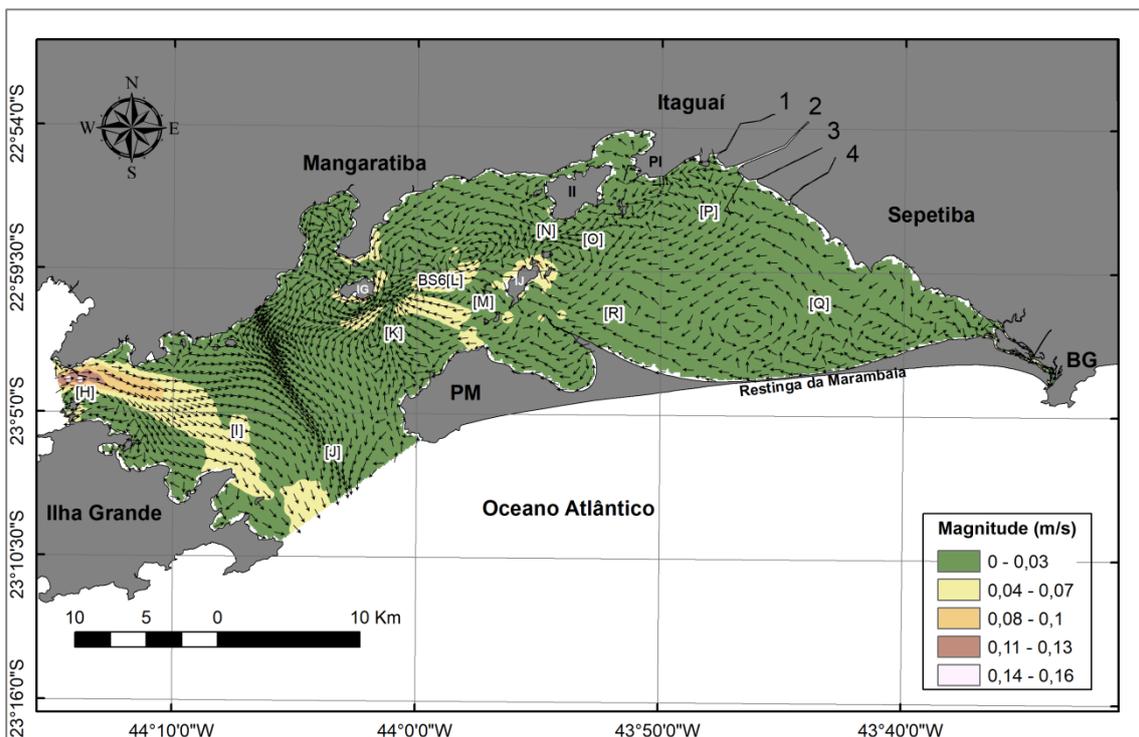


Figura 4.15– Fluxo residual de correntes da BS calculado a camada próxima ao fundo, durante período de Sízígia.

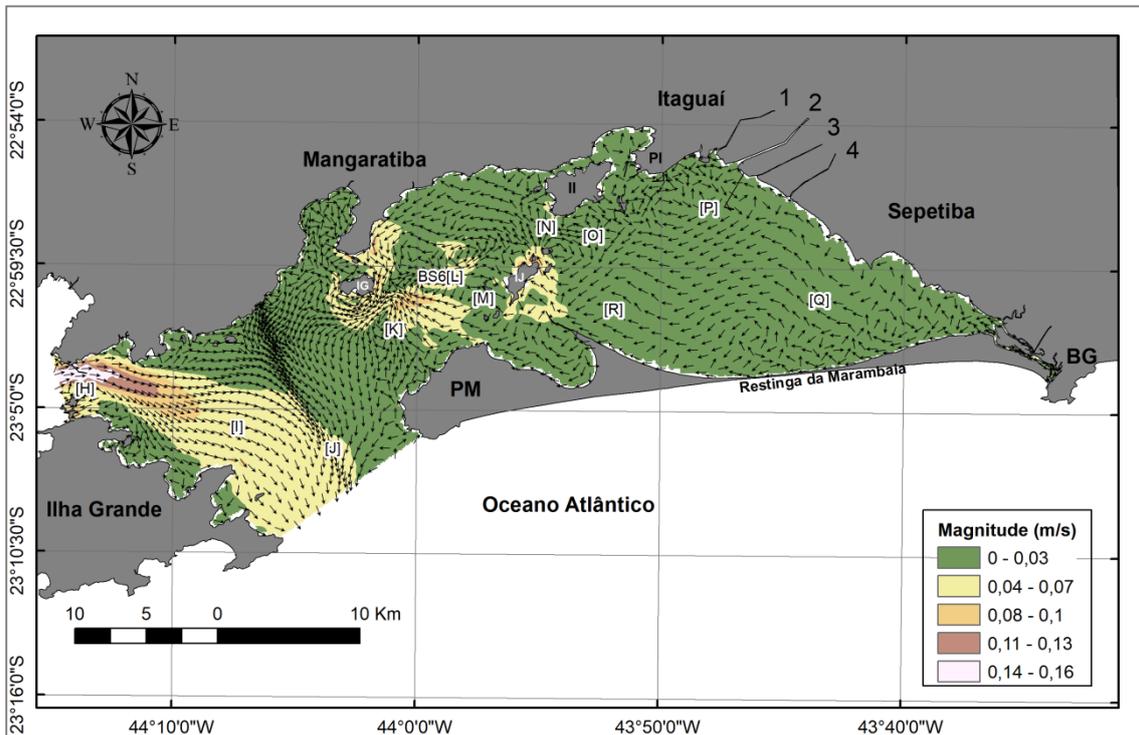


Figura 4.16– Fluxo residual de correntes da BS calculado a camada próxima à superfície, durante período de Quadratura.

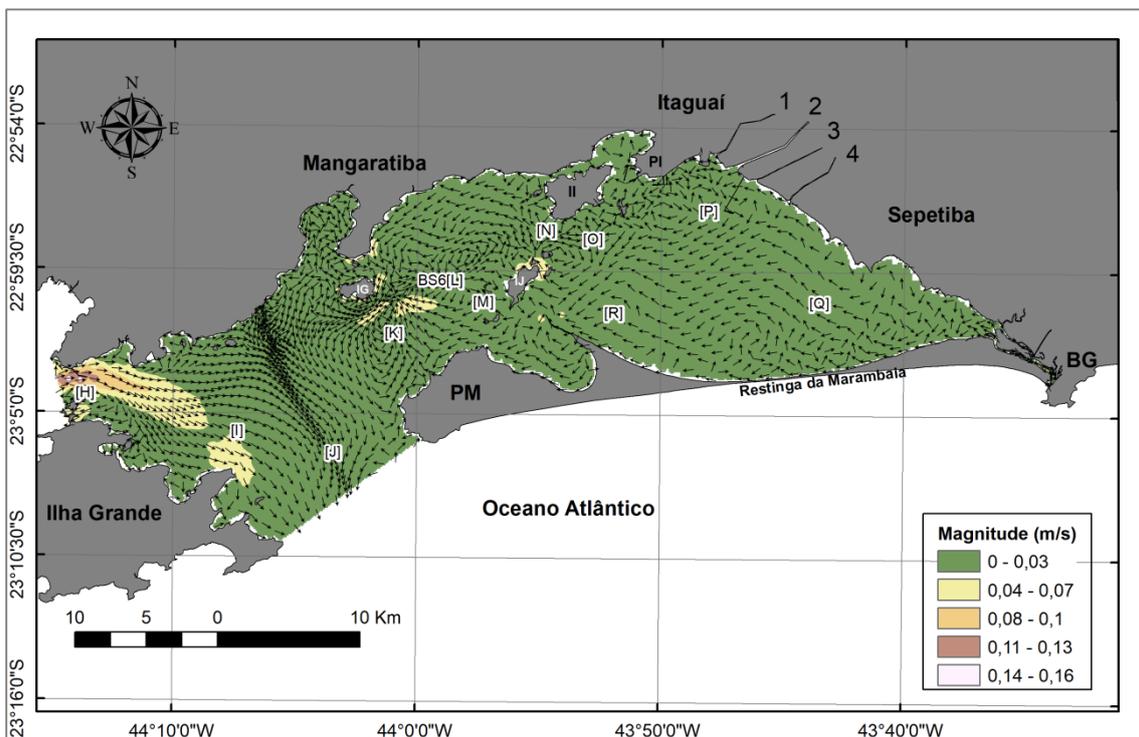


Figura 4.17– Fluxo residual de correntes da BS calculado a camada próxima ao fundo, durante período de Quadratura.

Signorini (1980a) aponta que em trabalhos que precederam o seu, os pesquisadores deram maior enfoque ao estudo do fluxo induzido pelas diferenças de

densidade para explicar a circulação existente na Baía de Ilha Grande. Ikeda (1977) observou que no entorno da Ilha Grande, no canal limitado pelo continente e pela ilha, existe um fluxo quase-estacionário em sentido horário, também representado no presente estudo como pode ser observado nas figuras 4.14, 4.16, 4.16 e 4.17. De acordo com Signorini, este fluxo ao redor da Ilha Grande, é ocasionado pela entrada de água salgada na Baía de Ilha Grande, advinda da plataforma continental, que acaba seguindo para o canal de comunicação entre as baías, sofrendo neste trajeto, o que o autor explicou ser, um provável processo de mistura com a água mais doce que chega da baía de Sepetiba. Na última etapa do processo, a água sai do sistema BIGS pela abertura entre a Ilha Grande e o Pico da Marambaia, local onde ocorre a comunicação da Baía de Sepetiba com o Oceano Atlântico.

Entre as figuras 4.14 e 4.17, observa-se, apesar das variações de magnitude das correntes, que o direcionamento do fluxo não sofre significativas alterações nas diferentes profundidades, apresentando as mesmas características nos períodos de Sизígia e de Quadratura. Nos mapas supracitados (Figuras entre 4.14 e 4.17), observa-se que em toda a parte leste da BS, desde a estação [K], ocorre o comportamento descrito por Friedrichs e Hamrick (1996) e Valle-Levinson et al. (2003), que dizem que nos estuários o fluxo residual de correntes tende a ser para dentro do sistema nas proximidades do canal de navegação, enquanto que nas regiões mais rasas o fluxo residual tende a ser para fora do ambiente.

Conforme apresentado na figura 4.11, apesar de existirem velocidades de enchente maiores que os registrados durante as vazantes, na região mais rasa da BS, o fluxo residual na parte leste da BS é para fora do sistema. Entretanto, este fluxo é constituído por correntes com magnitudes bastante reduzidas (Figuras de 4.14 a 4.17).

Para determinar as componentes barotrópica e não-barotrópica dos fluxos residuais de correntes em toda a Baía de Sepetiba, análises EOF foram realizadas em séries de dados previstas com o modelo em 125 estações distribuídas dentro da baía (Figura 4.18).

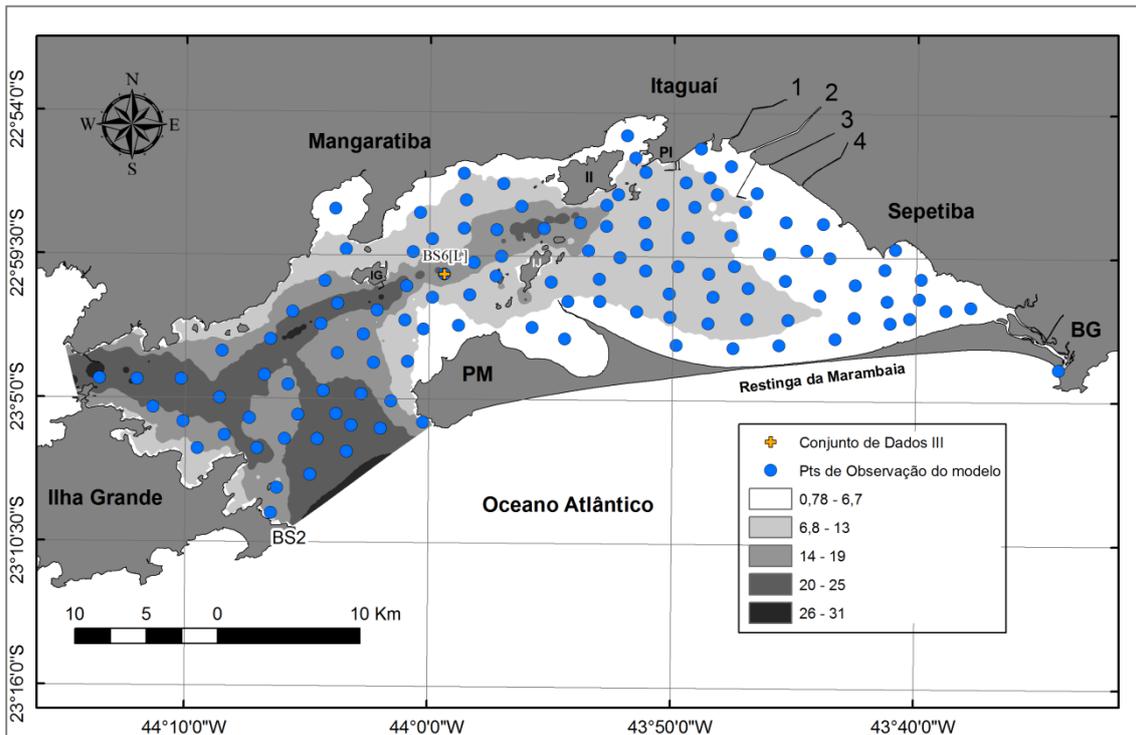


Figura 4.18 - Localização das 125 estações distribuídas dentro da BS, onde foram realizadas análises EOF de séries de dados previstas com o modelo numérico.

Para tanto, testes foram realizados com o objetivo de se avaliar os percentuais de correlação existentes entre os resultados das análises EOF obtidos para as medições diretas realizadas na estação BS6[L] (item 4.2), e os obtidos através de séries de correntes previstas com o modelo para a mesma estação. Os testes foram realizados para o mês de Setembro de 2011 e para estas análises foram determinados os seguintes cenários: (A) Toda a coluna d'água - 32 dias; (B) Próximo à superfície (PS) – 32dias; (C) Meia coluna d'água (MC) – 32dias; (D) Próximo ao Fundo (PF) – 32dias; (E) Sizígia típica, toda a coluna d'água – 5 dias; (F) Quadratura típica, toda a coluna d'água – 5dias. As denominações Sizígia típica e Quadratura típica se referem a períodos de Sizígia e Quadratura com reduzida influência de forçantes meteorológicas (Tabela 4.8).

Na tabela 4.8 encontram-se os resultados dos testes descritos no parágrafo anterior. Ao se avaliar toda a coluna d'água, considerando-se 32 dias de dados, às correlações entre a EOF1 e EOF2 foram iguais a 92,33% e 93,53%, respectivamente. Em relação aos cenários B, C e D, observou-se reduções significativas nas correlações referentes à EOF2, ficando estas inferiores aos 40% na MC e na PF.

Ainda para os cenários B, C e D apresentados na tabela 4.8, em relação a EOF1, obteve-se que a menor correlação obtida refere-se a MC. Para os cenários D e E, as correlações entre a EOF1 ficaram próximas dos 90%, entretanto, ao ser considerado o período de Sizígia típica, a EOF2 apresentou correlação igual a 68,42%, sendo o valor desta correlação igual a 95,65% para o cenário no qual se considerou 5 dias de uma Quadratura típica (E).

Para se avaliar qual a influência dos ventos nas análises EOF no fluxo residual de correntes, foram consideradas como condições de contorno do modelo baroclínico, séries de ventos locais com valores de velocidades iniciais somadas a 10 m/s, isto para que houvesse um forçamento da atuação dos ventos no sistema, de modo que sua atuação no fluxo residual pudesse ser valorada através das análises EOF. Ao se considerar apenas a atuação de ventos locais, atuação da maré, vazões e as diferenças de densidade obtiveram-se como porcentagens das EOF's os valores apresentados na tabela 4.8 (Previsão numérica). Quando considerado o aumento de 10m/s na velocidade dos ventos (Tabela 4.9), observou-se que com a intensificação das velocidades dos ventos houve aumento máximo de ~26,5% do valor de EOF1 (relacionada a componente barotrópica do fluxo), ao se considerar toda a coluna d'água. O aumento da contribuição da componente barotrópica no fluxo se deve a variações da profundidade total proporcionada pelo empilhamento de água na BS. Por outro lado, com o aumento da velocidade dos ventos a coluna d'água é mais ativamente misturada, logo se reduz sua estratificação, sendo concomitantemente, reduzidos os valores da componente não-barotrópica do fluxo, visto que estes são proporcionados, dentre outros fatores, por variações horizontais da densidade d'água.

Tabela 4.8–Valores de EOF’s referentes aos fluxos residuais das séries de dados medidos *in situ* e obtidas através de modelagem numérica. As análises foram realizadas para a estação E (Figura 15) e, para os diferentes cenários, considerou-se como referência o mês de Setembro de 2011. Os cenários apresentados se referem aos seguintes testes: (A) Toda a coluna d’água - 32 dias; (B) Próximo à superfície (PS) – 32dias; (C) Próximo ao Fundo (PF) – 32dias; (D) Sizígia típica, toda a coluna d’água – 5 dias; (E) Quadratura típica, toda a coluna d’água – 5dias.

Cenários	Medição Direta <i>in situ</i>					Previsão numérica					Percentual de correlação erro entre a medição direta e a previsão numérica				
	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
Toda coluna d’água (1 mês)	0,6838	0,2275	0,0411	0,0149	0,008	0,6314	0,2128	0,0721	0,0397	0,0201	92,336	93,53	57,00	37,53	39,80
PS (1 mês)	0,8819	0,0573	0,0211	0,0104	0,0076	0,8831	0,1022	0,0146	1,72e-15	1,63e-15	99,86	56,066	69,19	-	-
MC (1 mês)	0,7690	0,1076	0,0368	0,0260	0,0154	0,6294	0,2916	0,0656	0,0135	8,08e-16	81,84	36,89	56,09	51,92	-
PF (1 mês)	0,9108	0,0416	0,0137	0,0085	0,0067	0,8598	0,1180	0,0198	0,0025	1,17e-15	94,40	35,25	69,19	29,41	-
Sizígia típica (5 dias)	0,7952	0,1262	0,0335	0,0129	0,0090	0,6890	0,1990	0,0600	0,0229	0,0129	86,64	63,41	55,83	56,33	69,76
Quadratura típica (5 dias)	0,6834	0,2242	0,0365	0,0174	0,0097	0,6104	0,2310	0,0701	0,0386	0,0219	89,32	97,06	52,07	45,08	44,29

Tabela 4.9- Valores de EOF’s referentes aos fluxos residuais das séries obtidas através de modelagem numérica. Para estas análises foram somados 10m/s as velocidades dos ventos locais. As análises foram realizadas para a estação E (Figura 15) e, para os diferentes cenários, considerou-se como referência o mês de Setembro de 2011. Os cenários apresentados se referem aos seguintes testes: (A) Toda a coluna d’água - 32 dias; (B) Próximo à superfície (PS) – 32dias; (C) Próximo ao Fundo (PF) – 32dias; (D) Sizígia típica, toda a coluna d’água – 5 dias; (E) Quadratura típica, toda a coluna d’água – 5dias.

Cenários	Previsão numérica (Modelo Baroclínico + Vento)				
	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
Toda coluna d’água (1 mês)	0,8965	0,0809	0,0152	0,0043	0,0017
PS (1 mês)	0,9599	0,0360	0,0041	-	-
MC (1 mês)	0,9474	0,0444	0,0070	0,0012	-
PF (1 mês)	0,9324	0,0641	0,0033	-	-
Sizígia típica (5 dias)	0,9342	0,0566	0,0071	0,0014	-
Quadratura típica (5 dias)	0,8511	0,1084	0,0271	0,0069	0,0021

Nas figuras 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22 são apresentados os fluxos residuais barotrópicos obtidos para períodos de Sизіgia e Quadratura da maré, tanto para a superfície quando para o fundo. Para a determinação dos residuais apenas utilizou-se o modelo barotrópico implementado para a BS. Como se pode observar quase não são registradas alterações entre os mapas obtidos nesta etapa do trabalho e os que se obteve ao se realizar as simulações utilizando o modelo baroclínico, dado que os mapas das figuras 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22 se referem aos mesmos períodos de análises dos mapas apresentados nas figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17.

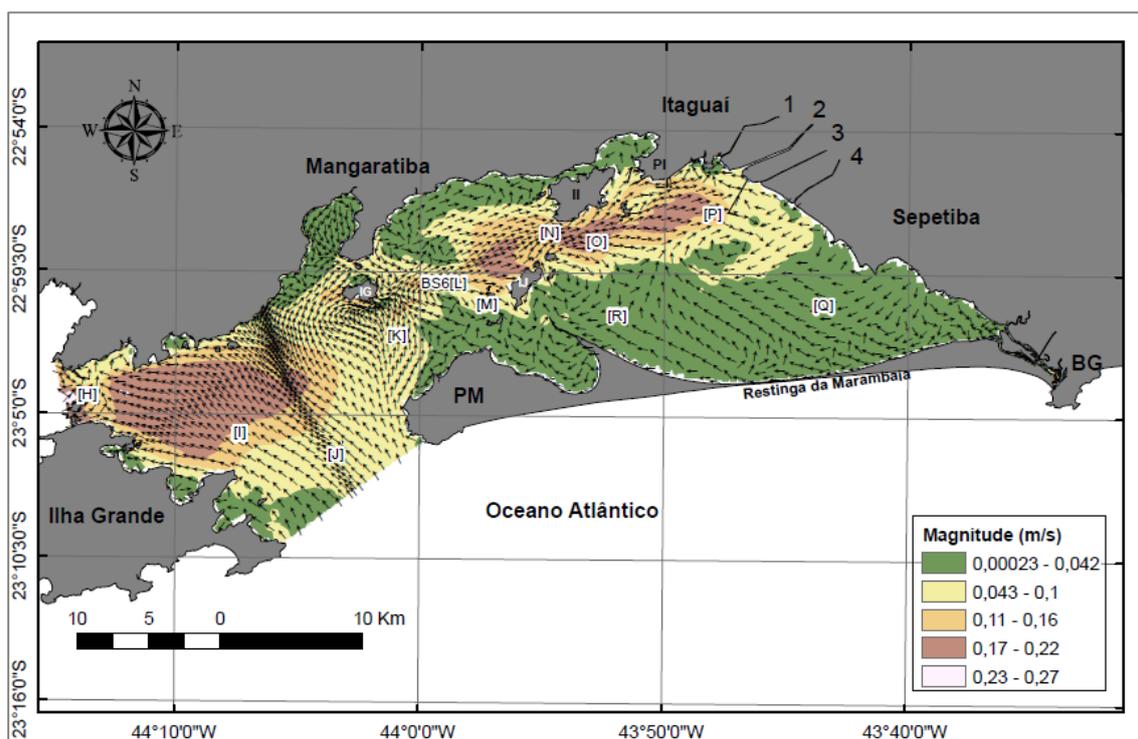


Figura 4.19 - Fluxo residual de correntes barotrópico da BS calculado para a camada próxima à superfície, durante período de Sизіgia.

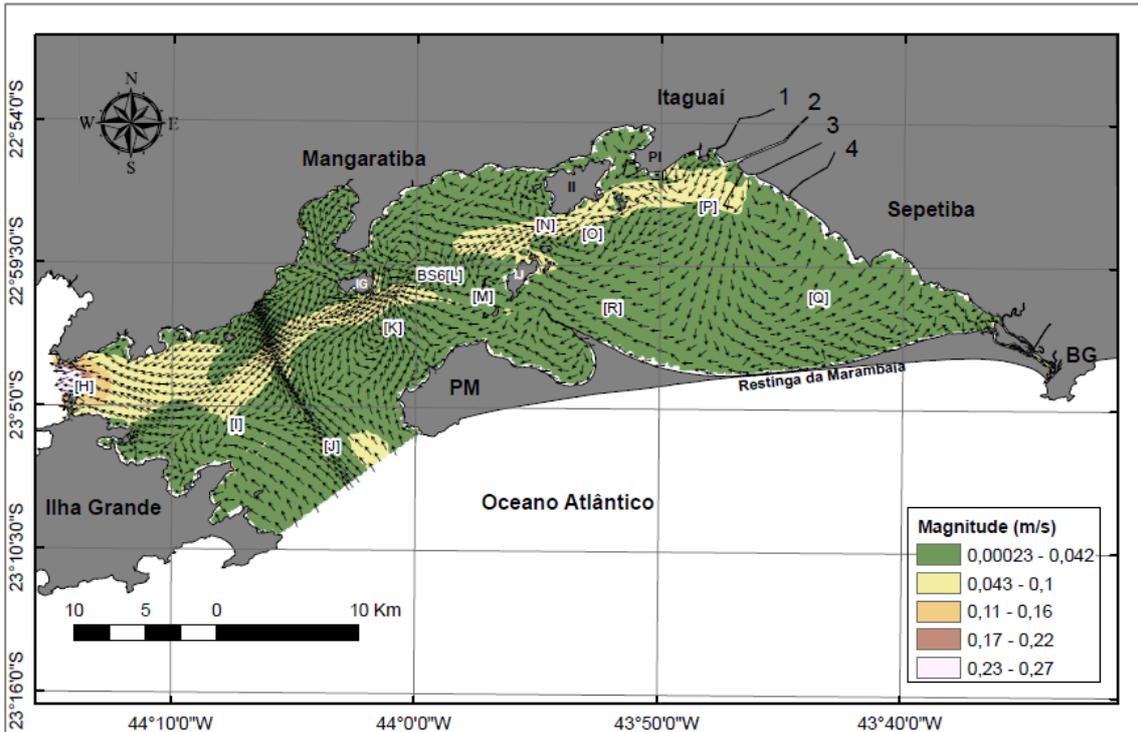


Figura 4.20 - Fluxo residual de correntes barotrópico da BS calculado para a camada próxima ao fundo, durante período de Sízígia.

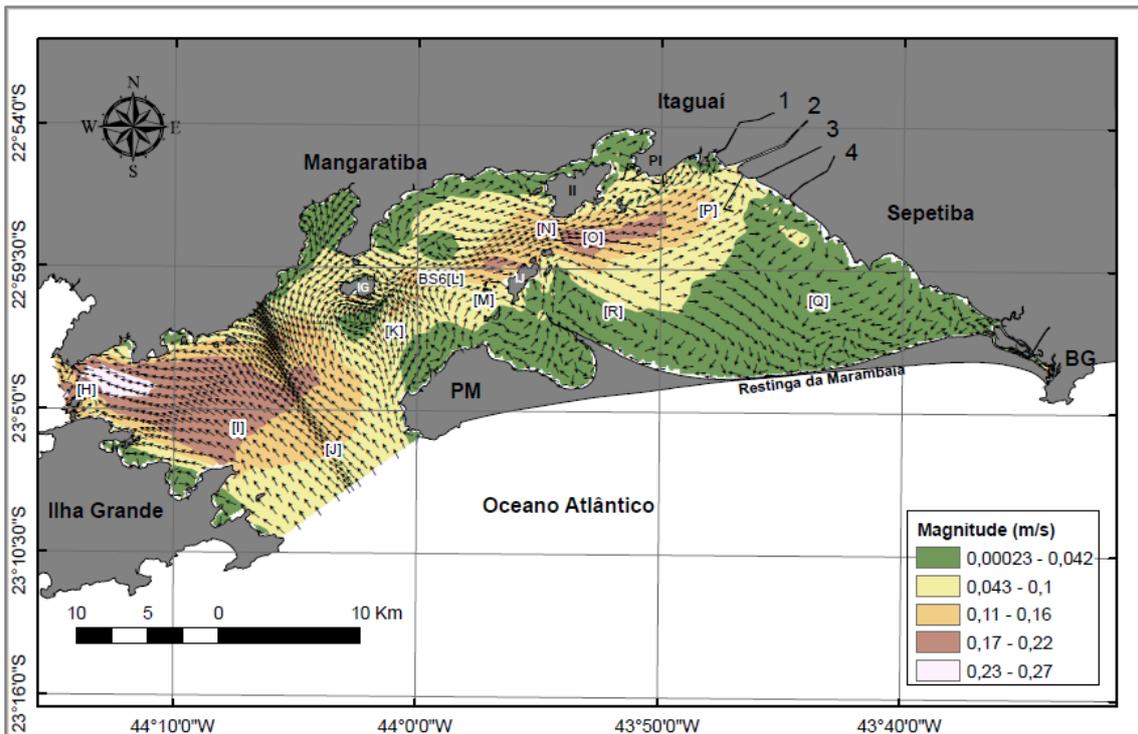


Figura 4.21 - Fluxo residual de correntes barotrópico da BS calculado para a camada próxima à superfície, durante período de Quadratura.

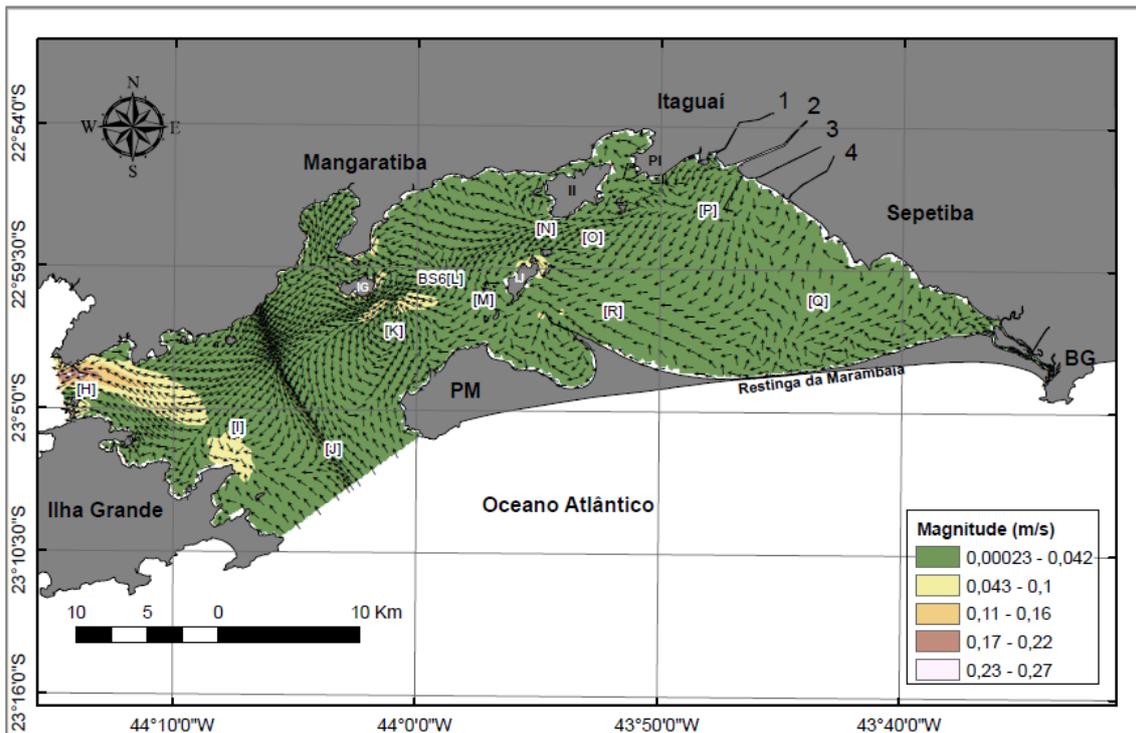


Figura 4.22 - Fluxo residual de correntes barotrópico da BS calculado para a camada próxima ao fundo, durante período de Quadratura.

Dados os resultados apresentados na tabela 4.8 e que as assimetrias na BS se alteram nos períodos de Sizígia e Quadratura (Figura 4.11), em todos os pontos de observações do modelo apresentados na figura 4.18, foram realizadas interpolações para se obter os valores de EOF1 (Figura 4.23 e 4.25, Sizígia e Quadratura, respectivamente) e EOF2 (Figura 4.24 e 4.26, Sizígia e Quadratura, respectivamente) em todo o domínio da BS.

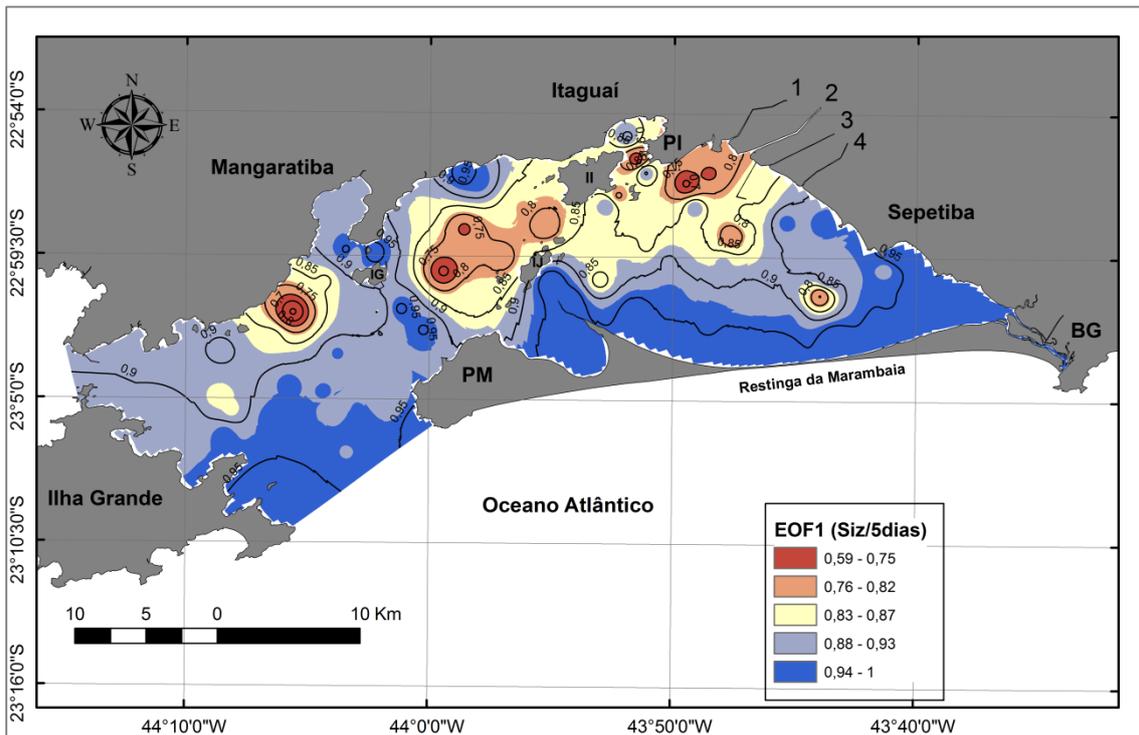


Figura 4.23- EOF1 calculado para 5 dias de maré de Sизгіа.

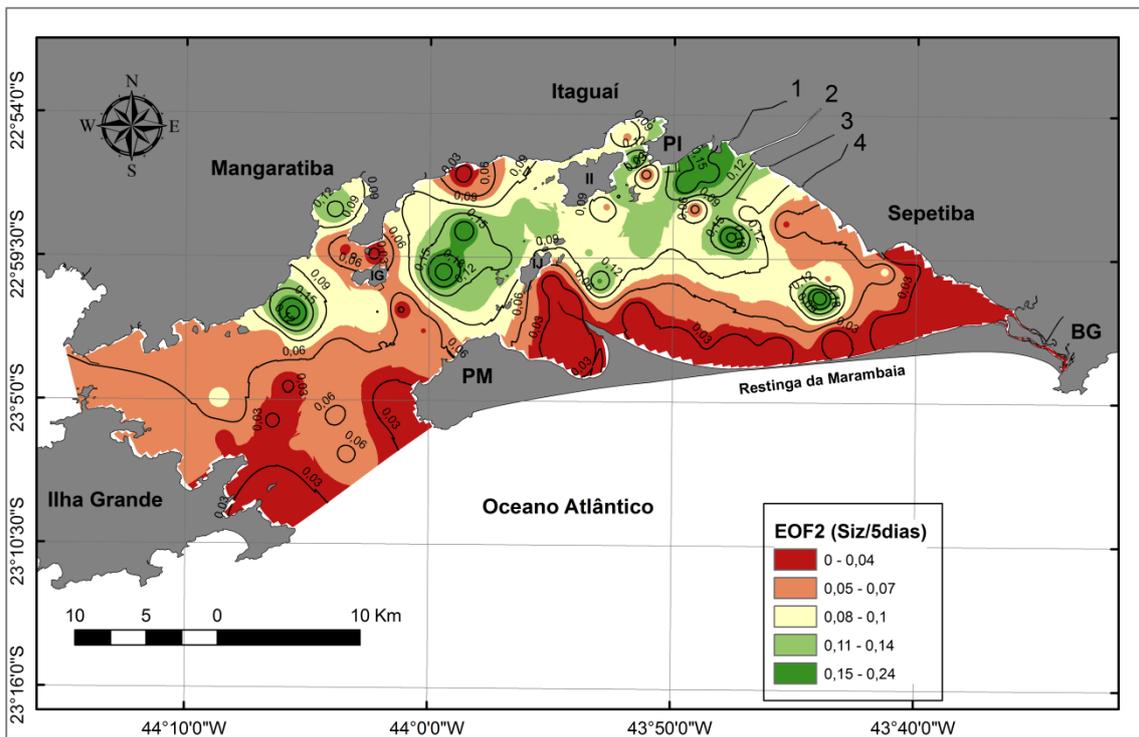


Figura 4.24- EOF2 calculado para 5 dias de maré de Sизгіа.

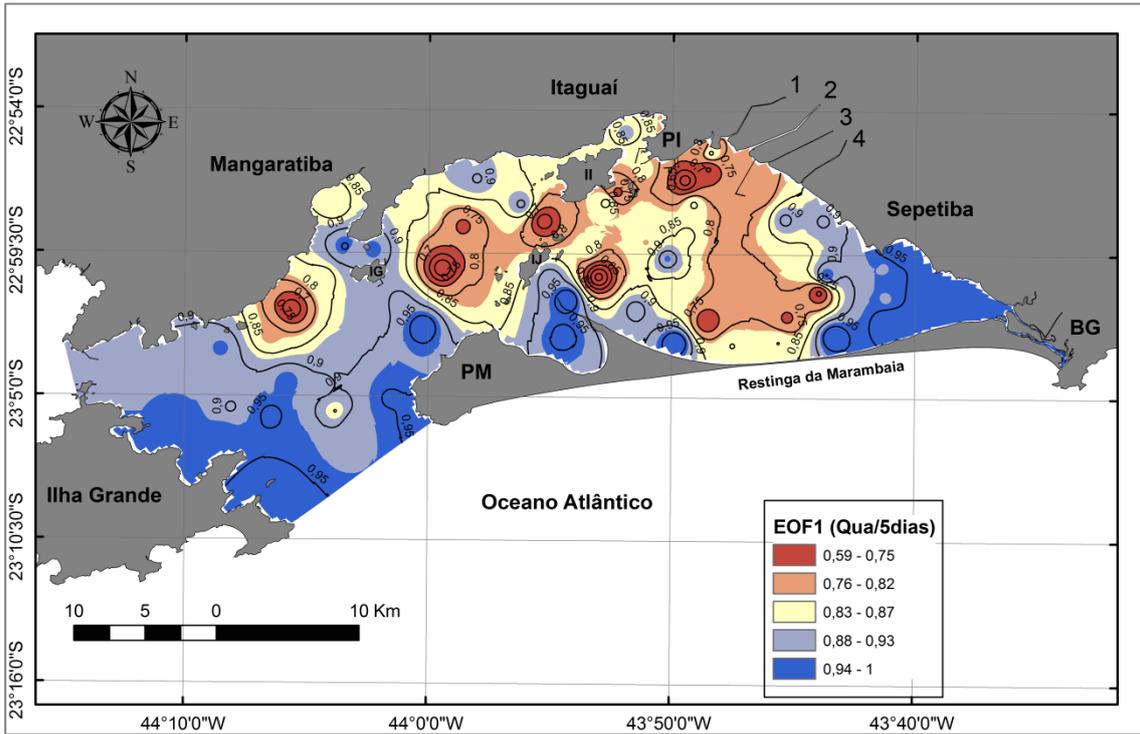


Figura 4.25- EOF1 calculado para 5 dias de maré de Quadratura.

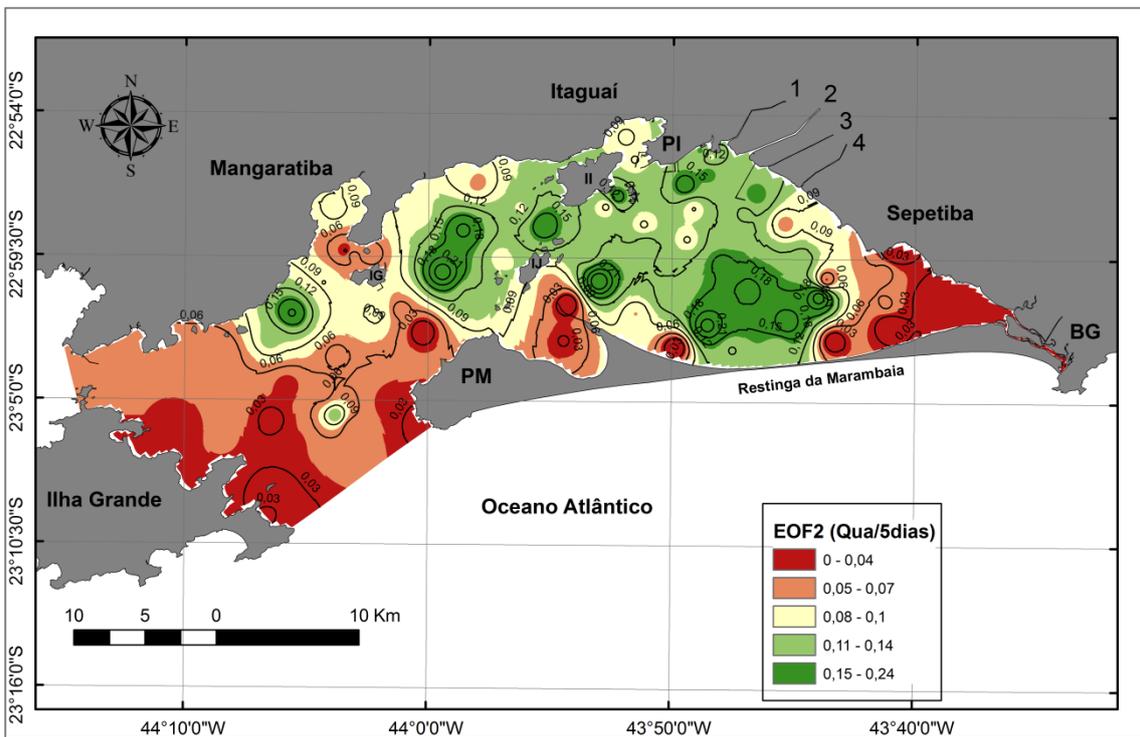


Figura 4.26- EOF2 calculado para 5 dias de maré de Quadratura.

Observa-se que o fluxo é aproximadamente 90% barotrópico na entrada principal do sistema, entre a Ilha Grande e o Pico da Marambaia, sendo a influência da componente não-barotrópica, aumentada nas regiões adjacentes na desembocadura dos rios. Pelos mapas apresentados entre as figuras 4.23 e 4.26, conclui-se que durante os marés de Quadratura o fluxo residual da BS apresenta maior influência da componente não-barotrópica, do que durante os períodos de Sizígia.

### **4.3) Discussões e Conclusões**

Dentre as principais conclusões obtidas com o desenvolvimento deste capítulo, temos:

- 1) Em diferentes regiões da BS, de modo geral, existem sentidos de fluxos contrários (horários e anti-horários) num mesmo ponto da baía em diferentes profundidades, como identificado nas estações [J], [M], [O] e [R], sendo estes, predominantemente horário em superfície e anti-horário próximo ao fundo.
- 2) O direcionamento das correntes na BS é fortemente condicionado pela batimetria local, como observado nas imediações das Ilhas Guaíba, de Jaguanum e de Itacuruçá, visto que o fluxo segue a orientação do canal de navegação, região onde são registradas as máximas velocidades das correntes na BS.
- 3) A existência de assimetrias das correntes em algumas regiões da baía, como por exemplo, nas estações [I], [J], [K] e [M], está relacionado aos fluxos residuais no sistema.
- 4) O sentido do fluxo residual de correntes da componente longitudinal (ao longo do canal de navegação) é para dentro da baía, desde próximo ao fundo até a profundidade de 6,9m abaixo da superfície da água.
- 5) Para a estação BS6[L], nas Sizíguas, as velocidades zonais nas enchentes são, no geral, 2 ou 3 vezes mais intensas do que as registradas nos períodos de vazante tanto próximo à superfície quanto no meio da coluna d'água.
- 6) Para os períodos de Quadraturas, na estação BS6[L] observa-se que, de modo geral, existe uma equidade entre os valores das velocidades registradas nos

períodos de enchente e vazante da maré. Em determinados momentos, principalmente próximo à superfície da água, há registros de velocidades de vazante mais intensas do que as que ocorrem durante as enchentes.

7) Para a correta determinação das assimetrias das correntes na BS, não basta apenas considerar a relação de fase ( $2\phi_{M_2} - \phi_{W_6}$ ). Na BS além da onda de maré apresentar características variáveis entre estacionária e mista (estacionário+progressiva), deve-se levar em consideração as oscilações de 4h e 3h, que apresentam significativa energia associada às correntes, principalmente nos pontos mais rasos da BS.

8) Para a estação BS6[L], mostraram que importância relativa das componentes barotrópica e não-barotrópica representam valores de 69 e de 22% do fluxo residual, respectivamente.

9) Na estação BS6[L], em profundidades maiores do que 4m, a componente não-barotrópica exibe um comportamento típico que pode ser associado à circulação estuarina, isto é, com sentido das correntes para dentro da baía.

10) Perto da superfície, o fluxo residual (ou *subtidal*) mostra alternância de sentido, ora para dentro ora para fora do sistema, condicionadas pela componente não-barotrópica do fluxo, cujo sentido nesta profundidade é para fora da BS.

11) O fluxo residual na BS é aproximadamente 90% barotrópico na entrada principal do sistema, entre a Ilha Grande e o Pico da Marambaia, sendo a influência da componente não-barotrópica, aumentada nas regiões adjacentes na desembocadura dos rios.

12) A predominância barotrópica no fluxo residual de correntes na BS é atribuída à assimetria da maré.

## Capítulo 5

### Considerações finais

Na introdução deste trabalho (Capítulo 1) foram apresentadas as hipóteses que nortearam o desenvolvimento deste estudo. Na primeira delas foi questionada a capacidade de o vento local gerar oscilações de 6h suficientemente energéticas de modo que esta oscilação entrasse em ressonância com as componentes quartodiurnas da maré, e representassem corretamente (amplitude e energia) a oscilação de 6h encontrada no complexo BIGS. A segunda hipótese era de que as componentes de águas rasas geradas no processo de propagação da onda de maré, isoladamente, não excitariam o sistema gerando *seiches*. Já a terceira hipótese estava relacionada à existência de um oscilação de ~6h dentro do sistema BIGS, resultado de algum tipo de ressonância entre as componentes de águas rasas geradas no processo de propagação da onda de maré e um *seiche*, com período de ~6h.

Com o desenvolvimento deste trabalho comprovou-se a hipótese de que os ventos, apesar de transferirem *momentum* para a camada superficial do fluido, não geram na BS oscilações com períodos próximos ao período de natural oscilação do sistema (~6h), de modo que ocorresse ressonância dentro da baía. Além de ter sido constatado que a atuação dos ventos na BS e a ocorrência de sobre-elevações do nível d'água não incorporam energia a oscilação de 6h, assim como também não promovem o aumento da amplitude desta ondulação.

Comprovou-se também que as componentes de águas rasas geradas dentro do BS não seriam capazes de excitar os *seiches* no sistema. Além disso, comprovou-se que dentro da BS ocorre ressonância entre as componentes de águas rasas quartodiurnas, geradas no processo de propagação da onda de maré, e o *seiche* de 6h gerado pela própria maré dentro do sistema. Na BS o *seiche* de 6h contribui com 84% a 96% da energia associada à onda de 6h gerada a partir da ressonância, sendo as componentes de águas rasas  $M_4$ ,  $MS_4$  e  $MN_4$  responsáveis por contribuir com o outro percentual de energia associada à ondulação de 6h presente no ambiente.

Na BS ocorrem significativas assimetrias, observada tanto durante os períodos de Sízigia quanto durante os períodos de Quadratura da maré. Na BS também são gerados duplos picos que geralmente ocorrem nos períodos de transição entre as marés de Sízigia e Quadratura, quando são registradas variações das amplitudes da onda de maré e da fase relativa entre as oscilações presentes no sistema. De modo geral, na BS são encontrados duplos picos de preamar durante as Quadraturas e duplos picos de baixa-mar tanto durante as Sízigias quanto durante as Quadraturas. Na BS as assimetrias horizontais não podem ser descritas apenas através da relação de fase entre a  $M_2$  e as ondulações de ~6h. De modo que faz-se necessária a avaliação das ondulações de ~4h e ~3h presentes na BS para a correta determinação das deformações, principalmente nos pontos localizados nas áreas mais rasas da BS, fato este também observado por Godin (1993), em regiões portuárias da Europa, e Byun e Cho (2006), em um estuário de Hampyung (Coreia do Sul).

As assimetrias estão intrinsecamente relacionadas aos fluxos residuais. Na BS o fluxo segue a orientação do canal de navegação, apresentando maiores intensidades na região do canal de navegação. Nas porções mais rasas da BS, os fluxos residuais são praticamente inexistentes o que tem contribuído para o assoreamento da baía em virtude da não exportação para o oceano do material de origem continental aportado na BS.

Observa-se que na BS existe uma variabilidade temporal do fluxo residual condicionada pelos ciclos de Sízigia e Quadratura, sendo estes em sua maior parte dentro da BS durante as Sízigias e para fora da BS durante as Quadraturas. Além desta variabilidade, ao longo da profundidade, num mesmo momento, são observados diferentes dos residuais de correntes com sentidos opostos, visto que em superfície este, no geral, este apresenta sentido para fora da BS e próximo ao fundo há predomínio do residual com sentido para dentro da BS.

Os fluxos residuais apresentam tanto uma parte condicionada pelas variações de nível e atuação das variáveis meteorológicas (fluxo barotrópico) quanto uma parte associada, por exemplo, as diferenças de densidade existentes no sistema e pelo cisalhamento de fundo, por exemplo (parte não-barotrópica). Apesar das limitações do modelo baroclínico considerado neste estudo, constatou-se o fluxo residual na BS é 90%

barotrópico, sendo a influência da componente não-barotrópica, aumentada nas regiões adjacentes na desembocadura dos rios, se mantendo em toda a parte leste da baía, obtendo valores similares nas imediações da restinga da Marambaia. Logo, comprovou-se a importância da maré na dinâmica da BS.

Finalmente, sugere-se que nos trabalhos futuros sejam feitos aprimoramentos do modelo baroclínico de modo que possam ser estudadas as oscilações internas presentes na BS.

## Referências

AVISO. <http://www.aviso.altimetry.fr/>. 2016

ARBIC, B. K.; ST- LAURENT, P.; SUTHERLAND, G.; GARRETT, C. On the resonance and influence of the tides in Ungava Bay and Hudson Strait. *Geophysical Research Letters*, 34. 2007.

AUBREY, D.G. Tidal Distortion in Shallow Estuaries. New England Regional Coastal Engineering Conference, Rockport, ME. 1984.

AUBREY DG. Hydrodynamic controls on sediment transport in well-mixed bays and estuaries. In: van de Kreeke J (Ed), *Physics of Shallow Estuaries and Bays*. Springer, Berlin, p. 245-258. 1986.

BORGES, H.V. Dinâmica Sedimentar da Restinga da Marambaia e Baía de Sepetiba (Rio de Janeiro). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 82p. 1990.

BOWERS, D.G.; MACDONALD, R.G. ; MCKEE, D. ; NIMMO-SMITH, W.A.M. ; GRAHAM, G.W. On the formation of tide-produced seiches and double high Waters in coastal seas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 134, 108-116. 2013.

BOYD, R.; DALRYMPLE; R.W., ZAITLIN, B.A. Classification of coastal sedimentary environments. *Sedimentary Geology* 80, 139–150. 1992.

BREAKER, L. C., TSENG, Y., WANG, X. On the natural oscillations of Monterey Bay: observations, modeling, and origins. *Prog. Oceanogr.*, 86, 380–395. 2010.

BRÖNNIMANN, P; D. DIAS-BRITO; J.A.; Moura. Ecologia dos foraminíferos e microrganismos associados da área Guaratiba/Sepetiba: Modelo ambiental e sua aplicação na pesquisa de hidrocarbonetos, RJ. Relatório 3549. PETROBRÁS, 1981. 81p.

BYUN, D.S., CHO, Y.K. Double peak-flood current asymmetry in a shallow water-constituent dominated embayment with a macro-tidal flat, *Geophysical Research Letters*, v. 33: L16613. 2006

CEADS. Centro de Estudos do Ambientais e Desenvolvimento Sustentável. Disponível em: <http://www.sr2.uerj.br/ceads/index.php/ilha-grande>. Acesso: Abril de 2019.

CERRALBO, P; GRIFOL, M; VALLE-LEVINSON, A; ESPINO, M. Tidal transformation and resonance in a short, microtidal Mediterranean estuary (Alfacs Bay in Ebre delta). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 145, 57-58. 2014.

CHENG, P.; A. VALLE-LEVINSON. Influence of lateral advection on residual currents in microtidal estuaries. *J. Phys. Oceanogr.*, 39, 3177–3190. 2009.

COPELAND, G., MONTEIRO, T., COUCH, S., BORTHWICK, A. Water quality in Sepetiba Bay, Brazil. *Marine Environmental Research*, v.55, p.385–408, 2002.

CORRÊA, M. A. Análise das oscilações das correntes observadas na Baía da Ilha Grande (RJ). 1994. 116f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

CUNHA,C.L.N.; ROSMAN, P.C.C.; MONTEIRO, TEÓFILO, C.N. Caracterização da Circulação Bidimensional da Baía de Sepetiba. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 14., 2001, Aracaju; SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA, 5., 2001, Aracaju. Anais...Aracaju: ABRH, 2001. v.1, p.151-151.

CUNHA, C.L.N., ROSMAN, P.C.C., FERREIRA, T.C.N.M. Hydrodynamics and water quality models applied to Sepetiba Bay. *Continental Shelf Research*, v.26, p.1940–1953, 2006.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 1130 – 1146. 1992.

DELTARES, 2011. Delft3D-FLOW User Manual. Disponível em: <<https://oss.deltares.nl/web/delft3d>>. Acesso: Fevereiro de 2016.

DHN. Diretoria de Hidrografia e Navegação. Disponível em: <<https://www.mar.mil.br/dhn/dhn/index.html>>. Acesso em: Abril de 2015.

DYER KR. Sediment transport processes in estuaries. In: Perillo GME (Ed), Geomorphology and sedimentology of estuaries. Elsevier, New York, p. 423-449. 1995.

EMERY, W. J.; THOMSON, R.E. Data analysis methods in physical oceanography. Amsterdam: Elsevier, 2001.

FRAGOSO, M.R. Estimativa do Padrão de Circulação da Baía de Sepetiba (RJ) Através de Modelagem Numérica. Monografia (Graduação), Depto. Oceanografia - UERJ, Rio de Janeiro, 84 pp. 1995.

FRAGOSO, M.R. Estudo numérico da circulação marinha da região das baías de Sepetiba e Ilha Grande (RJ). 1999. 136f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

FEMAR. Fundação de Estudos do Mar. Disponível em: <<http://www.femar.com.br/>>. Acesso: Dez. 2014.

FRIEDRICHS, C.T. Barotropic tides in channelized estuaries. In: VALLE-LEVINSON, A. (Ed.). Contemporary Issues in Estuarine Physics. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.

FRIEDRICHS, C. T.; AUBREY, D. G. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. Estuarine Coastal Shelf Science, 27(5), 521–545. 1988.

FRIEDRICHS, C. T.; J. M. HAMRICK. Effects of channel geometry on cross sectional variations in along channel velocity in partially stratified estuaries. In: Aubrey, D. G.; Friedrichs, C. T. Buoyancy Effects on Coastal and Estuarine Dynamics, Coastal Estuarine Stud., 53, 283-300. 1996.

FRIEDRICH, C.T.; P.E. SPEER; D.G. AUBREY. Impacts of Rising Sea Levels on Nonlinear Circulation and Sediment Transport Patterns in Shallow, Well-Mixed Embayments. International Conference on Physics of Shallow Bays and Estuaries, Monterey, CA. 1988.

FONSECA, S.A.R. da. Circulação e fluxo de material particulado em suspensão no principal canal de acesso à baía de Sepetiba. 2013. 81f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

GALLAGHER, B.S.; MUNK, W.H. Tides in shallow water: Spectroscopy. *Tellus*, 23:4-5, 346-363. 1971

GALLO, N. M. Influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do rio Amazonas. 2004. 111p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.

GALLO, M.N., VINZON, S.B. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics*, v. 55, n. 5-6, pp. 441-448. 2005.

GAO, C.; ADCOCK, T.A.A. On the Tidal Resonance of the Bristol Channel. *International Journal of Offshore and Polar Engineering*. V.27. 2017.

GIESE, G. S., CHAPMAN, D. C. Coastal seiches. *Oceanus*. 36, 38–46, 1993.

GODIN, G. An investigation of the phenomenon of double high water or double low water at some harbours, *Dt. Hydrogr. Z*, v.45, pp. 87-106. 1993.

GODIN, G., MARTINEZ, A. Numerical Experiments to Investigate the Effects of Quadratic Friction on the Propagation of Tides in a Channel, *Continental Shelf Research*, v. 14, n. 7/8, pp. 723-748. 1994.

GODIN, G. The Propagation of Tides up Rivers with Special Considerations on the Upper Saint-Lawrence River, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 48, pp. 307-324. 1999.

GOLMEN, L. G., MOLVIR, J., MAGNUSSON, J. Sea level oscillations with super-tidal frequency in a coastal embayment of western Norway. *Cont. Shelf Res.*, 14, 1439–1454. 1994.

GUERRA, L.A.A. Interações não-lineares da maré em canais com as extremidades abertas – um estudo numérico. 1999. 55f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica). Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro. 1999.

GUTIERREZ, M.T. Variabilidade espacial e temporal da distribuição do material particulado em suspensão nas proximidades do canal de navegação da baía de Sepetiba (RJ). 2012. 149f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

HARARI, J.; CAMARGO, R. Modelagem numérica da região costeira de Santos (SP): circulação de maré. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 46, n. 2, p. 135-156, 1998.

JOLLIFFE, I. T. *Principal Component Analysis*. Springer-Verlag, 2 Ed., New York. 2002.

IKEDA, Y. 1977. Influências sazonais nas propriedades oceanográficas em grande, média, e pequena escalas, de Cabo frio – RJ a Cananéia – SP, baseadas nos dados obtidos pelo N/Oc. “Prof. W. Besnard” e Satélite NoAA/4. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 83p.

IKEDA, Y.; GODOI, S.S. & CACCIARI, P.L. 1989a. Um estudo de séries temporais de corrente na Baía de Ilha Grande, RJ. *Relat. int. Inst. Oceanogr. Univ. S Paulo*, 28: 1-24

IKEDA, Y.; FURTADO, V.V.; TESSLER, M.G.; CACCIARI, P.L.; GODOI, S.S.; PAVIGLIONE, A.M.; MAHIQUES, M.M. & SOUZA, C.R.G. 1989b. Cruzeiro oceanográfico realizado na Baía de Ilha Grande (RJ), região oceânica adjacente e plataforma continental dos estados de São Paulo e Paraná (setembro-outubro 1984). *Relat. Cruzeiros, ser N/Oc “Prof. W. Besnard”*, 7: 1-27

IKEDA, Y ; STEVENSON, M.R. Determination of circulation and short period fluctuation in Ilha Grande Bay (RJ), Brazil. Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 29 (1): 89-98.1980.

KJERVE, B.; MAGILL, K.E. Geographic and hydrographic characteristics of shallow coastal lagoons. Mar Gel, n 88, 187-199.

KORGEN, B. J. Seiches, Amer. Sci. 83, 330–341 (1995).

KÖPPEN, W. Climatologia como un Estudio de los Climas de la Tierra. Ciudad del Mexico: Fondo de Cultura Económica, 1948. 496 p.

KUTZBACH, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. J. Appl. Meteor., 6, 791-802.1967.

LI, C; VALLE-LEVINSON, A.; WONG, K.C.; LWIZA, K. M. M. Separating baroclinic flow from tidally induced flow in estuaries. Journal of Geophysical Research, 103(C5), 405-417. 1998.

LIMEBURNER, R (Ed.). CODE-2: Moored array and large-scale data report. Woods Hole: Woods Hole Oceanographic Institute, 1985. 220 p. WHOI Tech. Rep. 85-35, CODE Tech. Rep. 38.

MAHIQUES, M.M. Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado). Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. vol. 1 e 2. 1987.

MACMAHAN, J.; VAN DE KREEKE, J.; RENIERS, A.; ELGAR, S.; RAUBENHEIMER, B.; THORNTON, E; WELTMER, M.; RYNNE, P; BROWN, J. Fortnightly tides and subtidal motions in a choked inlet. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 150, 325-331. 2014

MAXAMA, A.M.; WEBBER, D.F. The influence of wind-driven currents on the circulation and bay dynamics of a semi-enclosed reefal bay, Wreck Bay, Jamaica. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 87, 535-544. 2010.

MESQUITA, A R; FRANÇA C A S. A recuperação do marégrafo MARK IV lançado no Atlântico Sul (32 S ; 36 W) pelo Navio Britânico RSS James Clark Ross e alguns resultados de preliminares da análise dos dados coletados. Segundo seminário de Marés e Ondas. IEAPM , Arraial do Cabo. 12 a 16 de Maio de 1997. submetido a Revista da Marinha. 1997.

MICROARS CONSULTORIA E PROJETOS. 2015

MIRANDA, L. B. DE; CASTRO, B. M. DE; KJERFVE, B. Princípios de Oceanografia Física de Estuários. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2002.

MURPHY,P.L.,VALLE-LEVINSON,A. Tidal and subtidal circulation in St.Andrew Bay, FL . Continental Shelf Research, 28(19), 2678–2688, 2008.

MURPHY, P.L, WATERHOUSE, A.F., HESSER, T.J., PENKO, A. M. VALLE-LEVINSON, A. Subtidal flow and its variability at the entrance to a subtropical lagoon. Continental Shelf Research, 29, 2318–2332. 2009.

NEUMANN, G. & PIERSON JR., W. J. 1966. Principles of Physical Oceanography.Englewood Cliffs, N. J., PrenticeHall, 545p.

PAIRAUD, I.L.; LYARD, F.; AUCLAIR, F.; LETELLIER, T.; MARSALEIX, P. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part I: barotropic tides, Contin. Shelf Res. , 28, 1294–1315. 2008.

PARKER, B. B. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (Review), Tidal Hydrodynamics, Bruce B. Parker (Ed.). 1991.

PARK, J; MACMAHAN, J.; SWEET, W.V.; KOTUN, K. Continuous seiche in bays and harbors. Ocean Sci., 12, 355–368, 2016.

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B., LENTZ, S. Classical Tidal Harmonic Analysis including Error Estimates in MATLAB using T\_TIDE, Computers and Geosciences, v.28, pp.929-937, 2002.

PONÇANO, W.L. Sedimentação atual na baía de Sepetiba, estado do Rio de Janeiro: contribuição à avaliação de viabilidade geotécnica da implantação de um porto. 1976. 278f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

PRITCHARD, D.W. Lectures on estuarine oceanography. B. Kinsman (Editor), J. Hopkins Univ. 154pp. 1971.

PUGH, D.T. Tides, surges and mean sea level. Swindon, UK: J. Wiley, 1987.

RABINOVICH, A.B. Seiches and Harbor Oscillations. Chapter 9. In: Kim, Y.C., Ed., Handbook of Coastal and Ocean Engineering, World Scientific Publ., Singapore. 2009.

Relatório de Cooperação Técnica FEEMA/GTZ. Avaliação da Qualidade de Água na Bacia da Baía de Sepetiba. 178f. 1998.

RODRIGUES, P. P. G. W. Aporte de Metais Pesados para a Baía de Sepetiba e seu Comportamento na Região Estuarina. (M.Sc Thesis in Geosciences). Department of Geochemistry, Universidade Federal Fluminense, Niterói. 161 p. 1990.

RODRIGUES, R.P.; KNOPPERS, B.A.; SOUZA, W.F.L.; SANTOS, E.S. Suspended matter and nutrient gradients of a small-scale river plume in Sepetiba Bay, SE-Brazil. Brazilian Archives of Biology and Technology, v.52, p.503-512, 2009.

SANTORO, P. Numerical modelling of Montevideo Bay hydrodynamics and fine sediment dynamics. 2016. 344f. Tese (Doutorado em Engenharia – Mecânica de Fluidos Aplicada) – Universidad De La Republica Uruguay. Uruguai.

SIGNORINI, S.R. A study of the circulation in bay of Ilha Grande and bay of Sepetiba. Part I, A survey of the circulation based on experimental field data. Boletim do Instituto Oceanográfico, v.29, p.41-55, 1980a.

SIGNORINI, S.R. A study of the circulation in bay of Ilha Grande and bay of Sepetiba. Part II, An assessment to the tidally and wind-driven circulation using a finite element numerical model. Bolm. do Inst. Oceanogr., São Paulo, v. 29, 57-68, 1980b.

SHEARMAN, R. K.; LENTZ, S. J. Dynamics of mean and subtidal flow on the New England shelf. *J. Geophys. Res.* 108.3281, 417, 2003.

SPEER, P. E. Tidal distortion in shallow estuaries. 1984. 210 p. Tese (Doutorado) - WHOI-MIT Joint Program in Oceanography, Woods Hole, MA, 1984.

TARYA, A., A. J. F. HOITINK; M. VAN DER VEGT. Tidal and subtidal flow patterns on a tropical continental shelf semi- insulated by coral reefs, *J. Geophys. Res.*, 115, 2010.

TENORIO-FERNANDEZ, L; GOMEZ-VALDES, J; MARINO-TAPIA, I; ENRIQUEZ, C.; VALLE-LEVINSON, A.; PARRA, S.M. Tidal dynamics in a frictionally dominated tropical lagoon. *Continental Shelf Research*, 114, 16–28. 2016.

THOMPSON, D. W. J., WALLACE, J. M. The Arctic Oscillation signature in wintertime signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300. 1998.

VALLE-LEVINSON, A; MATSUNO, T. Tidal and Subtidal Flow along a Cross-Shelf Transect on the East China Sea. *Journal of Oceanography*, 59, 573-584. 2003.

VAN DE KREEKE: J., ROBACZEWSKA, K. Tide-induced residual transport of coarse sediment; application to the Ems estuary, *Netherlands Journal of Sea Research*, v.31 (3), 209–220. 1993.

VON STORCH, H. Spatial patterns: EOFs and CCA. In H. von Storch; Navarra, A. (Ed). *Analysis of Climate Variability: application of Statistical Techniques*, Springer Verlag, 227-257. 1995.

WALTON, T.L. Tidal velocity asymmetry at inlets (ERDC/CHL CHETN IV-47). MS Thesis. Army Engineer Research and Development Center, U.S., Vicksburg. 2002.

WANG, Z.B., JEUKEN, M.C.J.L., DE VRIEND, H.J. Tidal asymmetry a residual sediment transport in estuaries. A literature study and application to the Western Scheldt. Report Z2749, WL9 Delft Hydraulics. 1999.

WANG, H. P.; WHITE, F. M. Multileveled finite element hydrodynamic model of Block Island Sound. University of Rhode Island, Department of Mechanical Engineering and Applied Mechanics, 152p. 1976.

WESTERNIK, J.J, STOLZENBACH, K.D., CONNOR, J.J. General Spectral Computations of the Non-linear Shallow Water Tidal Interactions within the Bight of Abaco. Journal of Physical Oceanography, v. 19, pp. 1348-1371. 1999.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Academic Press, San Diego. 1995.

ZARZUELO, C.; LÓPEZ-RUIZ, A.; DÍEZ-MINGUITO, M.; ORTEGA-SÁNCHEZ, M. Tidal and subtidal hydrodynamics and energetics in a constricted estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 185, 55-68. 2017.