Felipe Murai Chagas

Dinâmica de ondas de areia na Baía de São Marcos (Ponta da Madeira/MA): observações e modelagem numérica

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle

São Paulo

2013

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Dinâmica de ondas de areia na Baía de São Marcos (Ponta da Madeira/MA): observações e modelagem numérica

Felipe Murai Chagas

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Geológica.

Julgada em __ / __ / ____ por

_____	_____
Prof. Dr.	Conceito
_____	_____
Prof. Dr.	Conceito
_____	_____
Prof. Dr.	Conceito

"... é meu ninho, meu leito e meu chão."

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS V

RESUMO VII

ABSTRACT VIII

LISTA DE FIGURAS IX

LISTA DE TABELAS XIV

1 INTRODUÇÃO 1

2 CONTEXTO DO TRABALHO 4

3 EMBASAMENTO TEÓRICO 6

3.1 Definições 6

3.2 Formação das feições de fundo 7

3.3 Dinâmica e modelagem de ondas de areia 8

4 OBJETIVOS 11

5 ÁREA DE ESTUDO 12

5.1 Importância socioambiental da Baía de São Marcos 12

5.1 Geomorfologia e sedimentos 16

5.2 Marés 19

5.3 Ondas e clima 20

6 METODOLOGIA 22

6.1 Análise morfológica 22

6.2 Experimentos numéricos 24

6.3 Implementação do modelo numérico 26

6.4 Calibração 29

6.5 Análise da velocidade residual 31

7 RESULTADOS 33

7.1 Modelos digitais das ondas de areia 33

7.2 Morfologia e migração nos eixos longitudinais 36

7.3 Evolução temporal das cristas 39

7.4 Calibração e validação do modelo numérico 44

7.5 Intensidades de correntes em sizígia e quadratura 53

7.6 Campos vetoriais de correntes..... 56

8 DISCUSSÕES 62

8.1 Geomorfologia de fundo 62

8.2 Movimentação horizontal das feições 64

8.3 Hidrodinâmica e distribuição espacial das correntes residuais 67

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS 70

10 LIMITAÇÕES 73

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 75

AGRADECIMENTOS

Nenhuma palavra seria suficiente para agradecer ao Sr. Tomás, Sra. Suely e Srta. Mariana, pois tudo que sou devo à vocês. Obrigado por moldarem meu caráter e me mostrarem o valor da vida.

Ao Eduardo Siegle, à quem considero não apenas o Prof. Dr. que me orientou neste trabalho, mas pela amizade reforçada nestes últimos anos. Tenho a honra de considerar você e sua família como meus amigos.

Ao Prof. José Carlos de Melo Bernardino pela oportunidade, infraestrutura disponibilizada no Laboratório de Hidráulica da Escola Politécnica de São Paulo e apoio em meus “devaneios profissionais”.

Ao mestre Moyses Gonzales Tessler, pelo incentivo, orientação, apoio, sinceridade, honestidade e humildade em utilizar a experiência de vida para nos ensinar. Fica aqui meu agradecimento especial pela figura que representas.

Juliê, obrigado por fazer parte desta caminhada e por sempre nutrir força e dedicação em meus sentimentos! Que sejamos sempre mais.

Aos amigos Leonardo e Adriana, que me ajudaram de alguma forma em 90% dos temas deste trabalho. Aos amigos Sandra, Lucas, Tito, Sara, Carol, Marcelo, Luiz Fernando, Carol, Rafael e demais funcionários da FCTH, pela colaboração e suporte dentro e fora do âmbito profissional. Obrigado pela honra da amizade que encontro em vocês.

Aos amigos João Felipe, Rodolfo Jasão, Hélio Teruo, Pedro Marone, Valter André, Thales Berdu, Lucas Barillari e demais... cada um de vocês faz parte de uma forma ou outra desta empreitada. E por gentileza, parem de me chamar para sair quando eu estiver escrevendo outro trabalho como esse!

Aos gestores e técnicos da companhia VALE S.A. que sustentam a parceria duradoura com a FCTH e que acreditaram neste e em outros trabalhos envolvendo a dinâmica da costa brasileira.

Ao Instituto Oceanográfico, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pelo apoio em viabilizar este estudo. À diretoria da FCTH, por auxiliar a apresentação de parte deste trabalho no congresso Marine River and Dune Dynamics na Bélgica em abril de 2013. Agradeço à comissão da Universidade de Ghent e Insitututo Marinho de Flanders pela recepção e aprendizado fornecidos neste período.

Aos mestres Michel Mahiques, Silvia Helena Sousa, Luiz Bruner de Miranda, Marcelo Dottori, Ilson Silveira e demais. Obrigado pelo apoio durante os últimos 2 anos , foi e sempre será uma honra fazer parte deste grupo. A todos funcionários do IO pelos incontáveis auxílios e sorrisos.

Aos funcionários e coordenadores das organizações Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica, Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas, Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil, Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental e Agência Nacional de Águas pelo auxílio e suporte a projetos no decorrer da graduação.

Aos coordenadores das instituições FAPESP, Petrobrás, LLX, Sabesp, Prefeituras e demais agências ambientais pelos projetos e iniciativas executadas em conjunto que promoveram minha evolução profissional e pessoal.

RESUMO

O objetivo deste estudo foi caracterizar a dinâmica das ondas de areia presentes no interior da Baía de São Marcos em São Luís, estado do Maranhão, utilizando dados de campanhas de batimetria bimestral e granulometria, para determinar a geomorfologia de fundo, além de séries temporais eulerianas de velocidade e variação da maré dos anos de 2011 e 2012 para validar um modelo hidrodinâmico local. O posicionamento horizontal e vertical nos conjuntos de dados batimétricos, digitalizados em transectos longitudinais, forneceu corredores de transporte que concordaram com os obtidos por meio do modelo numérico. Foram registradas ondas de areia com comprimento e altura superiores a 342 m e 6 m, respectivamente. A migração horizontal chegou a 1,8 m/dia e as intensidades de corrente a 1.84 m/s sobre o campo de ondas de areia e 2.58 m/s nos canais adjacentes. O Cabeço do Mearim e a Ilha do Medo são os principais responsáveis pela divisão dos regimes hidrodinâmicos locais forçados pela maré, os quais controlam os padrões morfológicos e migratórios das feições de fundo. Os mapas residuais de velocidade aliados aos coeficientes de dominância de maré calculados demonstraram que as principais forçantes do sistema são intensas nos canais e ao sul da Ilha do Medo e menos pronunciadas nas planícies rasas do sistema estuarino. As técnicas utilizadas neste estudo possibilitaram o estabelecimento de um modelo conceitual de corredores de transporte que rege o equilíbrio dinâmico do sistema local. Esses corredores são formados principalmente pelo canal principal da Baía de São Marcos localizado na porção oeste das feições submersas, predominando o transporte das correntes de vazante, pelo Canal do Boqueirão no qual predominam as correntes de maré enchente e pelo canal transversal situado a leste das ondas de areia, responsável por fluxos principalmente de maré enchente que podem transportar sedimentos ou energia para o sistema de canais principais. Este modelo forneceu conhecimento basal para o planejamento de atividades de uso, exploração e conservação dos sedimentos na Baía de São Marcos.

Palavras-chave: ondas de areia, dinâmica costeira, modelagem hidrodinâmica, Delft3D, Baía de São Marcos, transporte de fundo, correntes residuais

ABSTRACT

The aim of this study was to characterize sand wave dynamics in São Marcos Bay (Maranhão state). Using data obtained from consecutive bathymetry campaigns, bottom sediment distribution, tide level and stationary current meters time series at this site from 2011-2012 years, bed morphology evolution was determined and a process-based hydrodynamic model was validated. Registering consecutive sand wave positioning in longitudinal transects provided bed features migration, generating transport pathways that agreed with model results. Sand waves observed were up to 6 m high and 342 m long and migrate up to 1.8 m/day, under depth-averaged current conditions up to 1.84 m/s above the sand wave field and 2.58 m/s in the adjacent channels. Cabeço do Mearim and Medo Island represents the features responsible for separate both tidal hydrodynamic regimes that control bottom migration and morphologic patterns. Residual current distribution and tide dominance coefficients showed that the controlling hydrodynamic forces of the system are more intense in the main channels and southward Medo Island, while weaken as depth reduces eastward. The methods used in this study provide a reliable conceptual model of transport pathways that control the local dynamic equilibrium, composed by the main channel of Sao Marcos Bay, where ebb dominance occurs, by the Boqueirão Channel strongly dominated by flood currents and by the transversal channel located eastward the bottom features, also flood dominated and responsible for transport sediment and energy to the sand wave field. This approach provided the bases for planning activities regard use, conservation and exploitation of sediments in São Marcos Bay.

Key words: sand waves, coastal dynamics, hydrodynamic modeling, Delft3D, São Marcos Bay, estuarine bedload, residual currents

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Possíveis influência das ondas de areia nas profundidades projetadas para os canais de navegação do Rio Columbia (EUA). As áreas hachuradas indicam a ocorrência de ondas de areia acima das cotas de projeto do canal de acesso aos portos. *Modificado de Levin et al. (1992).* 1

Figura 2. Recorte da Carta Náutica 21600 (1ª edição - 2004) com destaque para a conexão da Baía de São Marcos à plataforma continental adjacente, no estado do Maranhão. Fonte: Diretoria de Hidrografia e Navegação. 3

Figura 3. Modelo Físico da Baía de São Marcos, uma das ferramentas utilizadas para estudos hidráulicos na Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica. 4

Figura 4. Seção vertical de fluxos característicos próximos à ondas de areia, formando células recirculantes. 7

Figura 5. Campo vetorial do transporte de sedimentos sobre o campo de ondas de areia da Baía de São Francisco, EUA. *Modificado de Barnard et al. (2012).* 9

Figura 6. Mapa batimétrico (m) de relevo sombreado na região das ondas de areia, ressaltando a estrutura atual dos píeres de atracação do Terminal Marítimo de Ponta da Madeira e a posição das ilhas locais, adjacentes ao Canal do Boqueirão Canal Principal da Baía de São Marcos. 12

Figura 7. Setores do litoral maranhense, Parcel Manuel Luís e Baixada Maranhense. *Fonte: MMA.* 13

Figura 8. Posicionamento do Complexo Portuário do Maranhão na Baía de São Marcos (destaque). As porções mais escuras no continente representam áreas na qual podem se desenvolver planícies de inundação, denotando características ambientalmente sensíveis à região. Fonte: *CBERS.* 14

Figura 9. Foto aérea do Terminal Marítimo de Ponta da Madeira, indicando as estruturas de atracação dos navios de minério denominadas de Píeres I e III, além da construção da ponte de acesso ao futuro Píer IV. *Fonte: National Geographic.* 15

Figura 10. Mapa batimétrico com relevo sombreado na área de ocorrência de ondas de areia, foco deste estudo, na Baía de São Marcos. 17

Figura 11. Distribuição das classes de granulometria do sedimento junto à área de estudo. 18

Figura 12. Dependência das alturas de ondas com a granulometria do sedimento indicada por Flemming (2000) para um campo costeiro de feições de fundo..... 18

Figura 13. Dependência dos comprimentos de ondas com a granulometria do sedimento indicada por Flemming (2000) para um campo costeiro de feições de fundo. .. 19

Figura 14. Gráfico climatológico de precipitação (mm) na cidade de São Luís/MA. *Fonte: INMET*..... 20

Figura 15. Transectos utilizados para a análise de migração longitudinal das ondas de areia 23

Figura 16. Batimetria (m) e contornos dos subdomínios regional (sup.) e local (inf.), indicando as fronteiras oceânica (1), plataforma continental (2), sistema fluvial (3) e conexões dos domínios (4). 27

Figura 17. Resolução da malha numérica (m) no subdomínio local (sup.), com destaque para a grade curvilínea sobre o campo de ondas de areia (inf.)..... 28

Figura 18. Localização dos pontos de medição de correntes e maré próximo ao campo de ondas de areia. 30

Figura 19. Modelos de relevo sombreado das ondas de areia junto ao Terminal Ponta da Madeira na Baía de São Marcos, em maio/2011 (sup.) e julho/2011 (inf.)..... 33

Figura 20. Modelos de relevo sombreado das ondas de areia junto ao Terminal Ponta da Madeira na Baía de São Marcos, em setembro/2011 (sup.) e novembro/2011 (inf.). 34

Figura 21. Modelos de relevo sombreado das ondas de areia junto ao Terminal Ponta da Madeira na Baía de São Marcos, em janeiro/2012 (sup.) e maio/2012 (inf.)..... 35

Figura 22. Evolução das ondas de areia no transecto A1 de maio/2011 a março de 2012. 37

Figura 23. Evolução das ondas de areia no transecto A2 de maio/2011 a março de 2012. As setas indicam sentido de migração pronunciada das ondas de areia..... 37

Figura 24. Evolução das ondas de areia no transecto A3 de maio/2011 a março de 2012. As setas indicam sentido de migração pronunciada das ondas de areia..... 37

Figura 25. Evolução das ondas de areia no transecto B1 de maio/2011 a março de 2012. 38

Figura 26. Evolução das ondas de areia no transecto B2 de maio/2011 a março de 2012. 38

Figura 27. Evolução das ondas de areia no transecto B3 de maio/2011 a março de 2012. As setas indicam sentido de migração pronunciada das ondas de areia 38

Figura 28. Evolução das ondas de areia no transecto C1 de maio/2011 a março de 2012. 39

Figura 29. Evolução da migração bimestral das ondas de areia, no período de maio de 2011 a março de 2012. 40

Figura 30. Variação batimétrica entre maio/2011 e setembro/2011 (esq.) e evolução das cristas de maio/2011 a setembro/2011 (dir.). 42

Figura 31. Variação batimétrica entre novembro/2011 e março/2012 (esq.) e evolução das cristas de novembro/2011 a março/2012 (dir.). 43

Figura 32. Variação espacial do coeficiente de Chézy no subdomínio regional.. 44

Figura 33. Variação espacial do coeficiente de Chézy próximo à área de interesse no subdomínio local. Menores valores são observados nos terminais portuários e maiores valores no Canal do Boqueirão. Nas demais áreas os valores são proporcionais à profundidade local. 45

Figura 34. Comparação do nível de maré medido em campo (azul) e modelado no Delft3D (vermelho) para o período de 30 dias. 46

Figura 35. Componentes de velocidade u e v medidos e modelados para o ponto 15H. 47

Figura 36. Ajuste linear dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto 15H. 47

Figura 37. Série temporal da intensidade de correntes para o ponto 15H. 48

Figura 38. Séries temporais dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto P16. 48

Figura 39. Ajuste linear dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto P16. 49

Figura 40. Série temporal da intensidade de correntes para o ponto P16. 49

Figura 41. Componentes de velocidade u e v medidos e modelados para o ponto P19. 50

Figura 42. Ajuste linear dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto P19. 50

Figura 43. Série temporal da intensidade de correntes para o ponto P19. 51

Figura 44. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de quadratura sobre o campo de ondas de areia no ponto 15H. 53

Figura 45. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de sizígia sobre o campo de ondas de areia (ponto 15H)..... 54

Figura 46. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de quadratura no ponto P16..... 54

Figura 47. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de sizígia no ponto P16..... 55

Figura 48. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de quadratura no ponto P19..... 55

Figura 49. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de sizígia no ponto P19..... 56

Figura 50. Série temporal do campo vetorial de correntes sobre as ondas de areia da margem leste da Baía de São Marcos/MA, em condição de maré de sizígia. 57

Figura 51. Série temporal do campo vetorial de correntes sobre as ondas de areia da margem leste da Baía de São Marcos/MA, em condição de maré de quadratura..... 58

Figura 52. Mapa de velocidades residuais, calculadas a partir dos resultados do modelo para o período de dois ciclos de maré de sizígia e dois ciclos de maré de quadratura (~ 1 mês de simulação). Os vetores e as cores indicam respectivamente a magnitude e direção das correntes residuais na área de interesse. 59

Figura 53. Perfis transversais indicando a direção das correntes dominantes na área de interesse..... 60

Figura 54. Distribuição residual do Coeficiente de Dominância da Maré para o período de sizígia. Os vetores representam a velocidade residual neste intervalo de tempo. 61

Figura 55. Distribuição residual do Coeficiente de Dominância da Maré para o período de quadratura. Os vetores representam a velocidade residual neste intervalo de tempo. 61

Figura 56. Localização do Cabeço do Mearim a sul da Ilha do Medo. 62

Figura 57. Ondas de areia no canal principal da baía, nos transectos 1 e 2. 63

Figura 58. Posição das cristas de ondas de areia no meses de maio a setembro de 2011, com destaque para os pontos de inflexão da movimentação bidirecional. 65

Figura 59. Mapa de cotas batimétricas e direções preferenciais de migração baseadas em análise morfológica, indicando possíveis corredores de transporte sedimentar de fundo. O canal transversal representa um possível componente importante na dinâmica local, podendo atuar como molhe hidráulico..... 66

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Constantes harmônicas calculadas para estação maregráfica no Terminal Marítimo de Ponta da Madeira, São Luís/Maranhão. *Fonte: FEMAR* 20

Tabela 2. Intervalos dos parâmetros Relative Mean Adjusted Error (RMAE) e Adjusted Relative Mean Absolute Error (ARMAE) estabelecidos para análise quantitativa da calibração de modelos numéricos (van Rijn et al., 2003) 31

Tabela 3. Classificação do coeficiente de dominância da maré 32

Tabela 4. Comprimentos de onda característicos das feições de fundo observadas nos transectos A1, a A3, B1 a B3 e C1. 36

Tabela 5. Alturas características das feições de fundo observadas nos transectos A1, a A3, B1 a B3 e C1 36

Tabela 6. Migração bimestral das cristas (m), calculadas nos transectos A3 e A2. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente. 39

Tabela 7. Migração bimestral das cristas (m), calculadas nos transectos B2 e B3. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente. 40

Tabela 8. Migração diária média das cristas (m), calculadas nos transectos A2 e A3. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente. 41

Tabela 9. Migração diária média das cristas (m), calculadas nos transectos B2 e B3. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente. 41

Tabela 10. Constantes harmônicas calculadas a partir de série temporal de elevação do nível do nível mar medida na estação maregráfica da Ponta da Espera, São Luís/MA. 46

Tabela 11. Parâmetros Relative Mean Adjusted Error (RMAE) e Adjusted Relative Mean Absolute Error (ARMAE) para os pontos de calibração 15H, P16 e P19. . 52

Tabela 12. Intensidades de corrente médias, máximas, mínimas e desvio padrão dos dados medidos em campo nos pontos de monitoramento 15H, P16 e P19..... 52

1 INTRODUÇÃO

Ondas de areia são feições rítmicas presentes no fundo de estuários, rios e plataformas continentais, possuindo grande relevância econômica e prática. Existem inúmeras atividades antrópicas envolvidas na formação e desenvolvimento destas feições em ambiente natural. De fato, a evolução das feições de fundo pode representar riscos e oportunidades para atividades relacionadas ao sedimento presente nos leitos subaquáticos.

No âmbito da engenharia costeira e estuarina, a migração destas formações pode representar sérios riscos à instalação de cabos submarinos e a manutenção destes em áreas de intensa atividade sedimentar. Ainda, operações de dragagem são de grande importância em regiões com presença de ondas de areia, as quais podem representar um componente fundamental na gestão ambiental de estruturas portuárias de médio e grande porte (Figura 1). Não obstante, as ondas de areia influenciam a evolução da linha de costa e são essenciais para o equilíbrio dinâmico e balanço sedimentar de áreas costeiras.

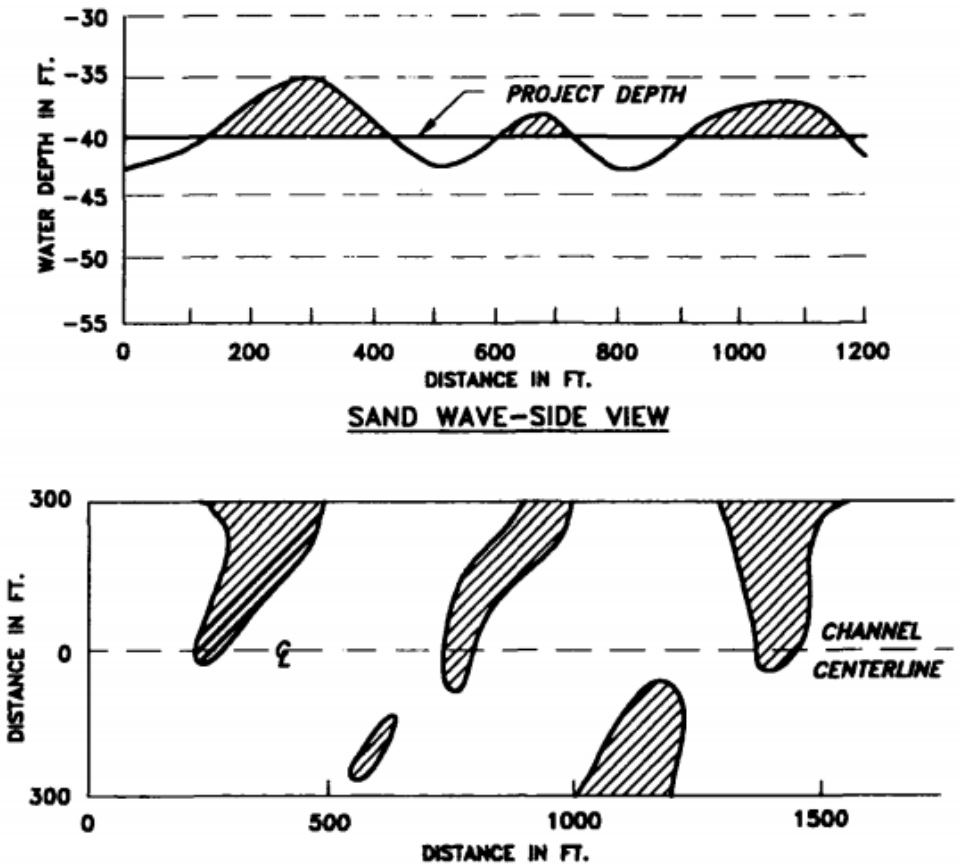

Figura 1. Possíveis influência das ondas de areia nas profundidades projetadas para os canais de navegação do Rio Columbia (EUA). As áreas hachuradas indicam a ocorrência de ondas de areia acima das cotas de projeto do canal de acesso aos portos. *Modificado de Levin et al. (1992).*

O conhecimento da distribuição, padrões morfológicos e migratórios das ondas de areia representam informações críticas para o manejo de áreas costeiras. Neste âmbito, a quantificação da influência antrópica e a própria gestão de empreendimentos marinhos e estuarinos depende da determinação e previsão em variadas escalas do comportamento sedimentar submarino. Siegle et al. (2009) indica a importância de informações base para o conhecimento de possíveis alterações no equilíbrio de sistemas afetados por atividades antrópicas.

Desafios enfrentados em projetos costeiros devido à dinâmica de ondas de areia também foram explorados por Németh et al. (2003). A segurança em cabos submarinos de comunicação e construções offshore dependem da estabilidade do leito, sendo consequentemente afetada pela exposição e migração de ondas de areia. Em casos extremos, a movimentação das fundações e estruturas de suporte podem levar o sistema a colapsar causando a ruptura dos conectores. Apesar de incidir em altos custos de implantação e monitoramento, a solução adotada atualmente é evitar as ondas de areia, enterrando os cabos à profundidades suficientes para evitar a exposição. Knaapen (2005) indica que a identificação da migração destas ondas exige várias sequências de investigações batimétricas, sendo que estes custos podem ser minimizados por meio da modelagem da dinâmica de ondas de areia.

O canal do porto de Rotterdam (Holanda) contém ondas de areia que podem reduzir a navegação à níveis incompatíveis com as atividades sociais e econômicas locais. A gestão do risco de danos aos cascos das embarcações leva em conta o monitoramento da dinâmica das ondas de areia, mesmo em locais sob operações de dragagem que atinjam as cotas de alerta para trânsito de navios nos canais de acesso e aproximação aos píeres (Besio et al., 2008). Em ambientes estuarinos com ondas de areia, frequentemente ocorre a rápida recuperação das profundidades pré-dragagem, em pouco tempo após a dragagem.

A altura das ondas de areia, fora da condição de equilíbrio, apresenta alta taxa de crescimento neste período. Sistemas de previsão utilizam cálculos de tendência linear com componentes estatísticos para determinar variações espaciais do campo de ondas. Knaapen (2005) indicam que a tendência linear em conjunto à assimetria pode prever a evolução de ondas de areia na plataforma continental, porém pode não ser completamente eficaz em calcular a migração de feições em canais de maré com hidrodinâmica complexa. Besio et al. (2008) afirma que apesar de várias iniciativas científicas buscarem simular

numericamente a evolução das formas de fundo, muitos aspectos da dinâmica de ondas de areia necessitam de pesquisas mais aprofundadas.

A realização deste estudo teve como meta central a caracterização das ondas de areia e a identificação das principais forçantes que regem a dinâmica sedimentar de fundo no interior da Baía de São Marcos (Figura 2), baseados principalmente em campanhas batimétricas bimestrais de maio de 2011 a março de 2012 e simulações numéricas calibradas com dados de fevereiro e março de 2012, contribuindo para o conhecimento científico a respeito da dinâmica de ondas de areia e da região de interesse.

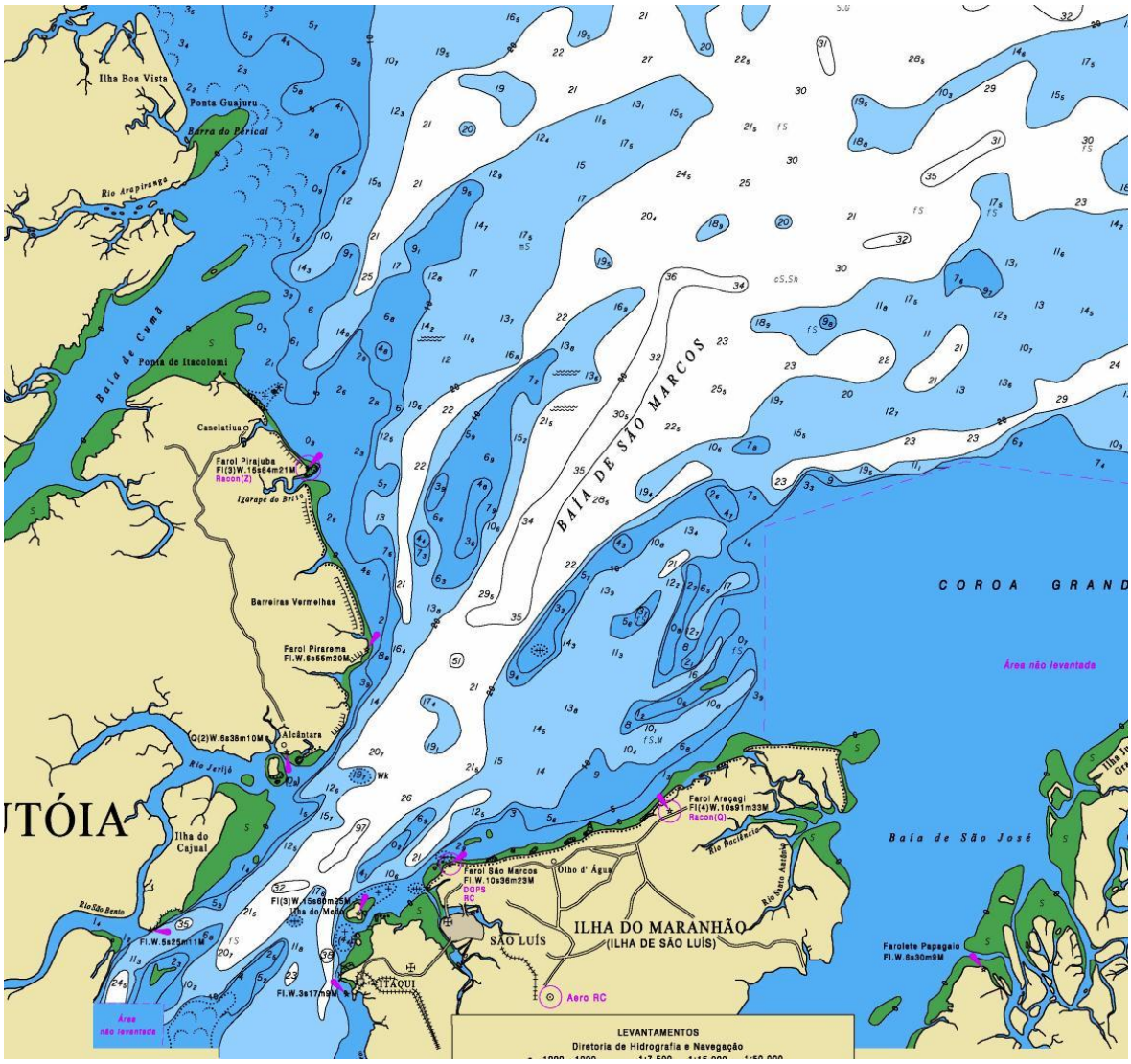

Figura 2. Recorte da Carta Náutica 21600 (1ª edição - 2004) com destaque para a conexão da Baía de São Marcos à plataforma continental adjacente, no estado do Maranhão. Fonte: Diretoria de Hidrografia e Navegação.

2 CONTEXTO DO TRABALHO

Ações potencialmente modificadoras do ambiente, como exploração de recursos minerais, mineração de agregados para recuperação de praias, dragagem, navegação e operações portuárias dependem do conhecimento da disponibilidade e transporte de sedimentos. Assim, as ondas de areia desempenham papel central nesse processo e consequentemente no gerenciamento costeiro. Além de contribuir no fornecimento de informações de difícil obtenção e no desenvolvimento de investigações inéditas no Brasil, a caracterização minuciosa de todos os processos oceanográficos atuantes na região costeira da Baía de São Marcos representa, portanto, papel fundamental na gestão ambiental de regiões utilizadas para fins antrópicos e na prevenção de alterações significativas no ambiente natural.

Neste âmbito, o presente estudo foi fruto da parceria entre o Laboratório de Dinâmica Costeira do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo e a Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH), por meio do Laboratório de Hidráulica da Escola Politécnica. Desde a década de 70 a FCTH realiza diversos projetos em conjunto com a Companhia VALE/S.A., uma das principais gestoras do Complexo Portuário da Baía de São Marcos. O Laboratório de Hidráulica da Escola Politécnica possui também modelos físicos das regiões sul e norte da Baía de São Marcos, utilizados para ensaios hidrossedimentológicos (Figura 3).

Figura 3. Modelo Físico da Baía de São Marcos, uma das ferramentas utilizadas para estudos hidráulicos na Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica.

Grande parte dos dados utilizados neste estudo foi retirado do banco de dados da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH), a qual possui um histórico de trabalhos na região único no Brasil. Compostos em sua maioria por investigações nos ramos da engenharia hidráulica e ambiental, os conhecimentos adquiridos ao longo das últimas décadas representam importantes vantagens para este trabalho e possibilitaram alinhar o conhecimento tradicional à novas tecnologias, buscando o desenvolvimento de conhecimento científico inédito no Brasil.

Em suma, o alicerce teórico decorrente da parceria em questão foi de vital importância para o pleno desenvolvimento deste estudo, possibilitando o desenvolvimento do trabalho alinhando os conhecimentos adquiridos em projetos de engenharia e oceanografia para explicar a dinâmica de ondas de areia no estuário maranhense. Portanto, a utilização dos dados oriundos desta parceria representa uma importante contribuição das entidades envolvidas para a pesquisa científica e viabilidade desse estudo.

3 EMBASAMENTO TEÓRICO

O presente capítulo apresenta uma síntese dos conceitos mais importantes que compõem o arcabouço teórico estabelecido como ponto de partida neste trabalho.

3.1 Definições

Feições de fundo geradas por correntes são frequentemente denominadas na literatura como *ondas de areia ou dunas submersas* (Bartholdy et al. 2002), sendo que alguns autores restringem o primeiro termo à formações geradas por correntes de maré (e.g. Allen 1980). Gerkema (2000) reforçou esta denominação utilizando métodos de análise de estabilidade linear, determinando ainda que feições geradas por maré apresentavam significativas diferenças de formações produzidas em fluxos estacionários.

Importantes discussões acerca da denominação das formas de fundo ocorrentes em diferentes ambientes foi realizada em 1987 no simpósio "*Classification of Large-Scale Flow-Transverse Bedforms"* (Ashley, 1990). O painel de cientistas indicou que a denominação única deveria ser "duna", por ser precedente historicamente, sendo modificada por descritores de forma (2D, 3D), tamanho (pequena de 0.6m a 5m, média de 5m a 10 m, grande de 10 m a 100 m ou muito grande se maior que 100 m) ou precedida do termo *"subaquosa"* quando a distinção sobre as dunas eólicas fosse importante.

Após 3 décadas, entretanto, os termos dunas e ondas de areia são utilizados amplamente em estudos científicos sobre formas de fundo em ambientes costeiros subaquáticos. Possivelmente devido à variabilidade de condições ambientais na qual se encontram e por se tratar de um tema relativamente recente, várias definições científicas e classificação são encontradas na literatura. Assim, torna-se mais importante o estudo dos processos geomorfológicos envolvidos no desenvolvimento e composição de tais feições do que a simples inserção destas em uma determinada classe ou nomenclatura.

A caracterização das formas de fundo ocorrentes em ambientes costeiros arenosos devido a ação de marés pelo termo *ondas de areia* foi utilizada por Besio et. al (2003), indicando comprimento entre cristas típicos de 100 m a 1 km e alturas da ordem de 1 m a 10 m. Ressalta-se o fato do autor apontar a migração das formas de fundo, paralelamente ao movimento da maré e ortogonalmente às cristas, como característica marcante de tais feições podendo chegar a dezenas de metros ao ano. Frequentemente as ondas de areia são

referidas na literatura como feições de grande escala, justamente as observadas em desembocaduras do norte e nordeste do Brasil.

Neste âmbito a denominação *ondas de areia*, utilizada com frequência em trabalhos científicos e amplamente em projetos de engenharia, aplica-se coerentemente à Baía de São Marcos. É recomendada, portanto, para as formações observadas nos ambientes estuarinos de macromaré brasileiros e será utilizada no presente estudo.

3.2 Formação das feições de fundo

Estado da arte em dinâmica de ondas de areia descrita em Besio et al. (2003), atribuiu conceitos em relação à formação das ondas de areia semelhantes aos estudos de de Swart et al. (1995), Hulscher (1996 a,b), Gerkema (2000) e Komarova et. al (2000), indicando que os processos formadores de ondas de areia são similares aos que ocorrem em dunas no fundo de rios (Engelund, 1970) ou devido à ondas superficiais de gravidade (Sleath, 1976; Blondeaux, 1990). A interação entre a oscilação dos fluxos de maré com perturbações no fundo determinam uma corrente estacionária na forma de células recirculantes (Figura 4) .Quando a distribuição do transporte de sedimento médio ocorre na direção das cristas da perturbação de fundo inicial, a amplitude da perturbação aumenta e as ondas de areia são geradas.

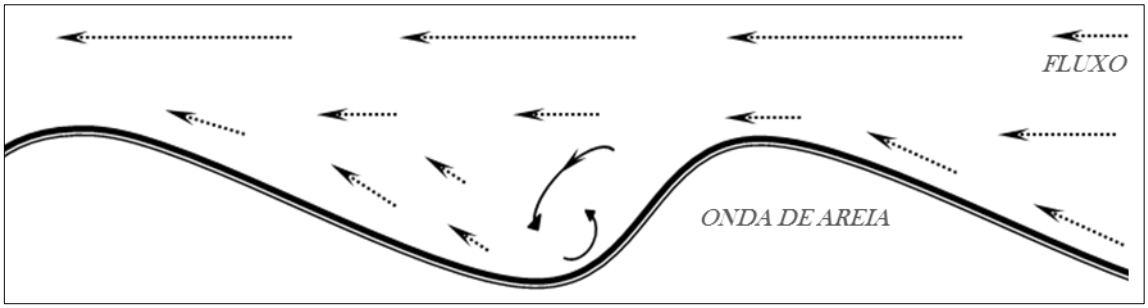

Figura 4. Seção vertical de fluxos característicos próximos à ondas de areia, formando células recirculantes.

A forma, orientação, assimetria, altura e migração de ondas de areia fornecem importantes informações sobre a dinâmica sedimentar e orientação do transporte de fundo em ambientes estuarinos e costeiros. Barnard et al. (2012) indica que a estrutura do fluxo, os regimes locais e regionais de transporte sedimentar, condições de contorno locais e o

transporte residual associado podem ser descritos através das variáveis supracitadas (e.g. Langhorne, 1982; Belderson et al., 1982; Kubo et al., 2004).

Com o objetivo de caracterizar feições sedimentares e morfológicas em ambientes submersos, inúmeros estudos buscaram conhecer a hidrodinâmica, transporte e variação geomorfológica de fundo em diferentes escalas de tempo (e.g. Allen, 1968; Allen & Collinson, 1974; Van den Berg 1987). Bartholomä et al. (2008) indica que um grande número de estudos utilizaram modelos morfodinâmicos em duas ou três dimensões para caracterizar áreas costeiras dominadas pela maré (e.g. Hulscher, 1996; Nemeth et al., 2002, 2007; Soulsby & Damgaard, 2005).

No Brasil, os estudos sobre a caracterização de ondas de areia a partir de sondagens batimétricas de alta resolução são pouco desenvolvidos. Trabalhos acerca da dinâmica costeira de fundo abordam em geral as características sedimentares e de transporte a partir de modelos analíticos e empíricos. A análise da morfologia e evolução de ondas de areia é ainda pontual em trabalhos científicos nas regiões brasileiras de ocorrência de tais feições. Podemos citar os estudos realizados na região portuária do Maranhão (Amaral et al., 2010; Alfredini et al., 2003) e no sistema de Cananéia-Iguape/SP (Paolo & Mahiques, 2008; Tessler & Souza, 1998).

3.3 Dinâmica e modelagem de ondas de areia

Para caracterizar o comportamento dinâmico de ondas de areia, Flemming (2000) indica que a espessura da coluna de água desempenha papel limitante no crescimento da altura das ondas de areia em águas rasas, mas não têm influencia em fluxos profundos. O crescimento das ondas é limitado pela velocidade crítica de transporte, dependente portanto da granulometria dos sedimentos, sendo este critério aplicado tanto em águas profundas quanto em águas rasas. Além da determinação dos padrões de fluxo dominantes, a distribuição granulométrica, a profundidade local e a relação entre comprimento de onda e altura são fatores importantes no estudo da dinâmica de ondas de areia.

Estes critérios realçam o fato de que as ondas apenas podem crescer em resposta ao aumento do fluxo local, onde não há limitação de profundidade. Como consequência, a altura máxima potencial de uma determinada onda de areia ocorrerá na presença de sedimentos de maior granulometria, nos quais a transição do transporte de sedimentos por tração para o transporte em suspensão ocorre em fluxos mais intensos.

Segundo Van den Berg (2007), a maioria dos trabalhos que envolvem simulações e previsões da evolução de ondas de areia levam em consideração fatores de ordem linear para explicar o comportamento encontrado no ambiente. Entretanto, neste estudo o autor mostra que os componentes não-lineares também exercem papel importante na dinâmica de fundo, principalmente na existência de diferenças entre a forma e altura observados durante as campanhas de amostragem em campo.

A simulação da evolução de ondas de areia tornou-se mais precisa com o advento das observações das profundidades marinhas em alta resolução através do procedimento de batimetria com feixes múltiplos. Xu et al. (2008) utilizou repetidas campanhas de batimetria multifeixe para descrever a morfologia do fundo submerso ao longo do tempo e, com auxílio de medições de correntes com ADCP e um simples modelo empírico, obteve sucesso em simular as condições observadas em campo.

Os estudos recentes de Barnard et al. (2011, 2012) caracterizaram a dinâmica e evolução de ondas de areia em ambiente costeiro na Baía de São Francisco – EUA através do cálculo de altura, comprimento, assimetria e direção. Utilizando dados de repetidas campanhas de batimetria multifeixe e simulações numéricas em modelo computacional Delft3D (Figura 5), descreveu a dinâmica de fundo da baía em curta escala de tempo.

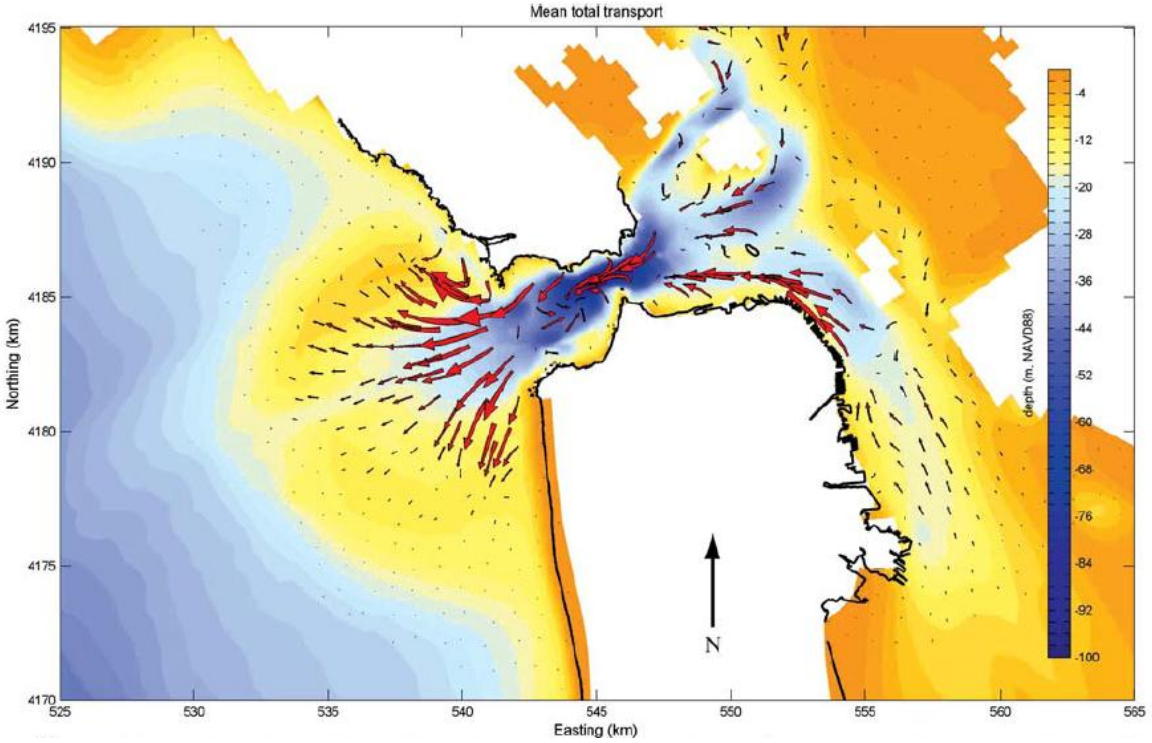

Figura 5. Campo vetorial do transporte de sedimentos sobre o campo de ondas de areia da Baía de São Francisco, EUA. *Modificado de Barnard et al. (2012).*

Os autores reforçam a ideia de que os novos avanços dos sistemas de ecossondagem aumentaram o potencial de previsão dos campos de ondas de areia marinhos. Resultados obtidos através de modelagem numérica suportaram a hipótese de que os gradientes de transporte de sedimento controlam os padrões de migração em larga escala e mudanças de fase da maré aliadas a variações regionais de batimetria determinaram a direção das formas de fundo no leito submarino.

Apesar da migração horizontal representar um dos fatores mais impactantes em projetos ambientais, poucos estudos confrontaram este tema com a utilização das ferramentas de modelagem numérica hidrodinâmica. Németh et al. (2002) buscou modelar a migração horizontal das ondas de areia considerando a presença de uma corrente residual (Z0), observando que as ondas de areia migravam à montante da corrente, ou seja, na direção preferencial das correntes locais. O fluxo residual Z0 promove uma distorção das células recirculantes, levando à assimetria destas em relação às cristas e cavados das formas de fundo e causando, portanto, a migração horizontal na direção da corrente dominante.

Neste contexto, observa-se que a maioria dos estudos corroboram a ideia de que as ondas de areia migram na direção preferencial da correntes residuais. É importante citar, no entanto, que a migração na direção contrária do sentido da corrente residual já foi reportada por Besio et al (2004). Esta migração em sentido não usual foi caracterizada por meio de interações de componentes harmônicas da variação periódica do nível do mar em ambiente estuarino, apenas ocorrendo quando há mudanças de fase das componentes M2 e M4 na propagação da onda de maré.

4 OBJETIVOS

O objetivo geral deste estudo é caracterizar a dinâmica sedimentar das ondas de areia e as forçantes controladores deste processo junto ao Complexo Portuário de Ponta da Madeira, no município de São Luís, Maranhão. Para atingir esta meta, os seguintes objetivos específicos foram estabelecidos:

- Caracterizar a geomorfologia de fundo na área de estudo;
- Quantificar os padrões migratórios horizontais de fundo em intervalo bimestral;
- Estabelecer um modelo de circulação para a região, determinando as principais feições da hidrodinâmica em pequena escala de tempo;
- Determinar a hidrodinâmica residual sobre o campo de ondas de areia.

5 ÁREA DE ESTUDO

5.1 Importância socioambiental da Baía de São Marcos

As ondas de areia objeto deste estudo estão localizadas ao largo da costa oeste da Ilha de São Luís, no interior da Baía de São Marcos, estado do Maranhão. Próximo ao campo de ondas estão presentes as Ilhas do Medo, Irmã de Dentro e Irmã de Fora (Figura 6).

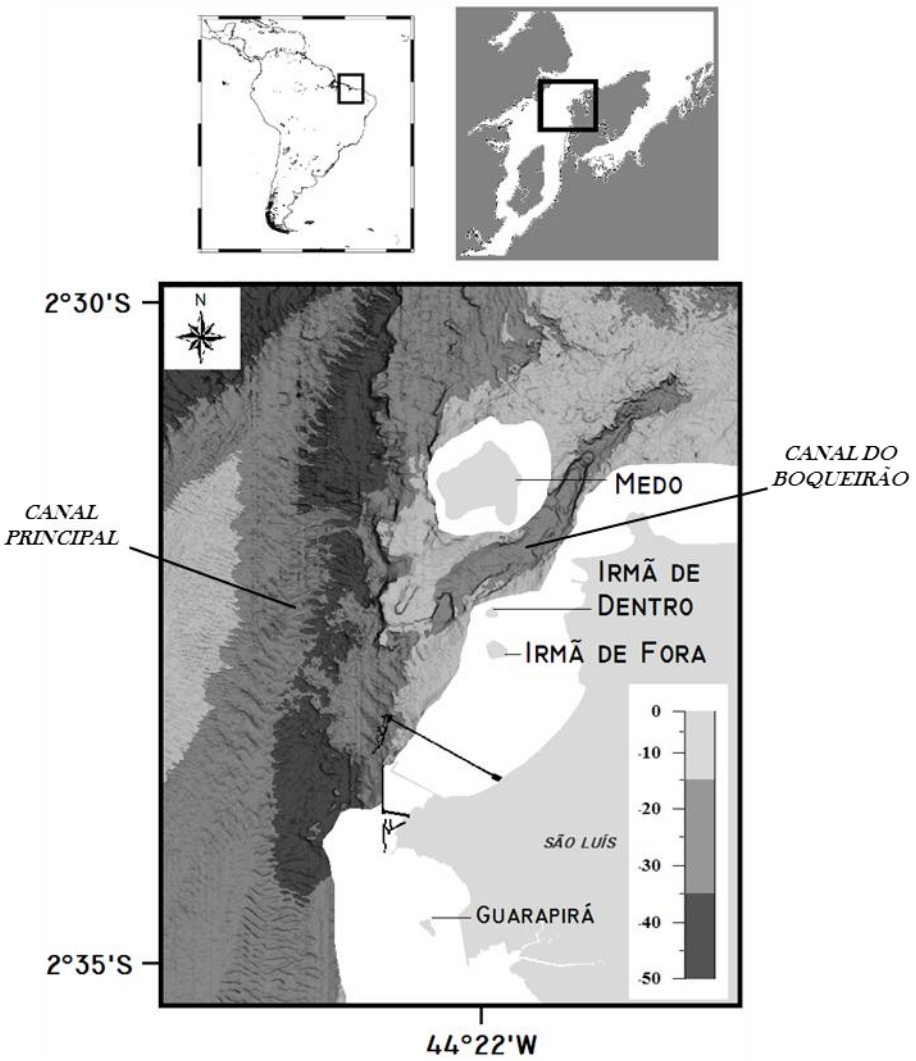

Figura 6. Mapa batimétrico (m) de relevo sombreado na região das ondas de areia, ressaltando a estrutura atual dos píeres de atracação do Terminal Marítimo de Ponta da Madeira e a posição das ilhas locais, adjacentes ao Canal do Boqueirão Canal Principal da Baía de São Marcos.

A região costeira maranhense possui aproximadamente 640 km de extensão, desde a foz do Rio Gurupi no estado do Pará, até a foz do Rio Parnaíba localizado no

estado do Pará, possuindo características fisiográficas e geológicas bem definidas que justificam a divisão em Litoral Ocidental, Golfão Maranhense e Litoral Oriental (Feitosa, 2006). Na porção oeste, próximo ao estado paraense, a região costeira é dominada pelas Reentrâncias Maranhenses, possuindo litoral recortado e extensa faixa de manguezais que formam estuários e baixios interligados por canais de maré. Na costa leste, denominada de lençóis maranhenses, predominam formações de dunas e lagoas costeiras (Almeida, 2008). Entre estas duas macrorregiões localiza-se o Golfão Maranhense, formado pelas baías de São José e São Marcos que são divididas pela Ilha de São Luís (Figura 7).

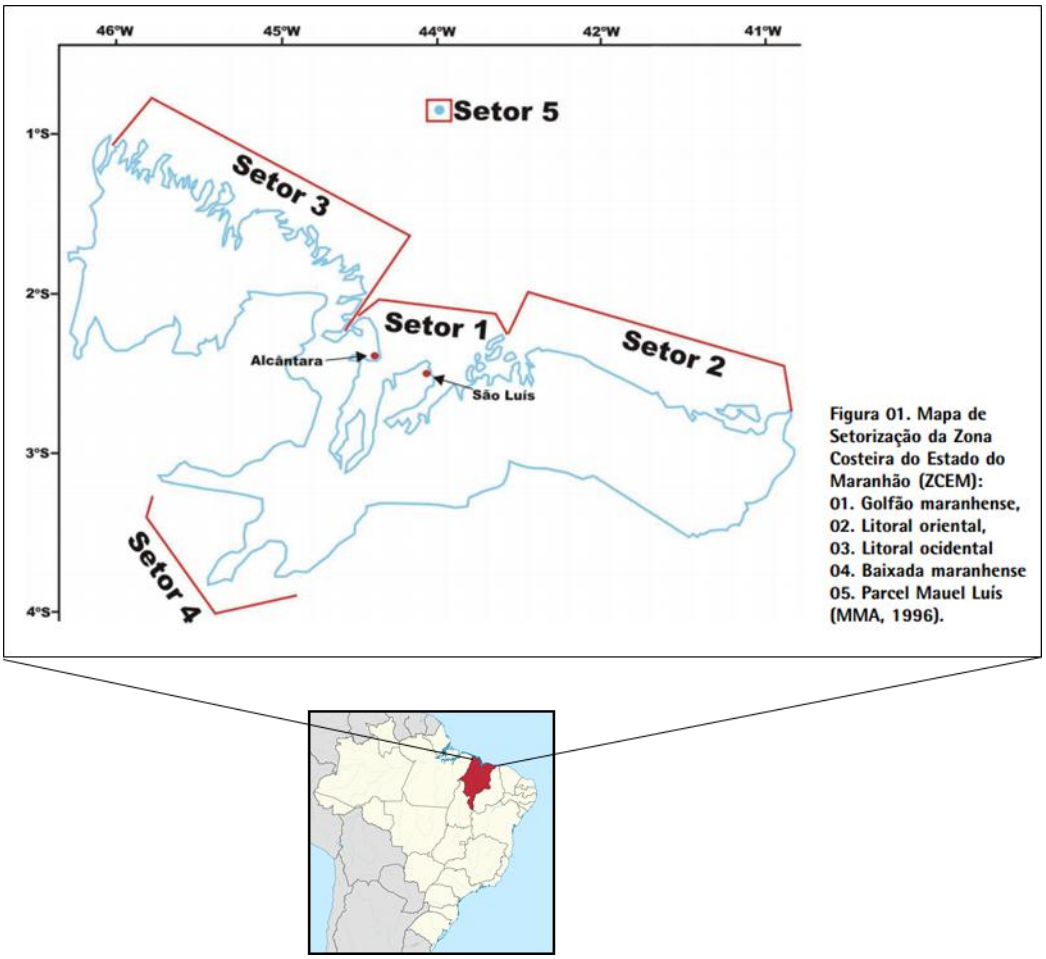

Figura 7. Setores do litoral maranhense, Parcel Manuel Luís e Baixada Maranhense. *Fonte: MMA.*

No Golfão Maranhense são observadas características comuns aos litorais ocidentais e orientais do estado do Maranhão. As baías de São Marcos e de São José são consideradas as mais importantes da zona costeira do Maranhão tanto pelos aspectos fisiográficos, por serem desaguadouros de rios e apresentarem intensa dinâmica da paisagem, quanto pela densidade das atividades humanas e comerciais (Feitosa, 2006).

Inserido neste sensível ambiente (Figura 8) encontra-se o Complexo Portuário da Baía de São Marcos, junto à costa ocidental do município de São Luís, Maranhão.

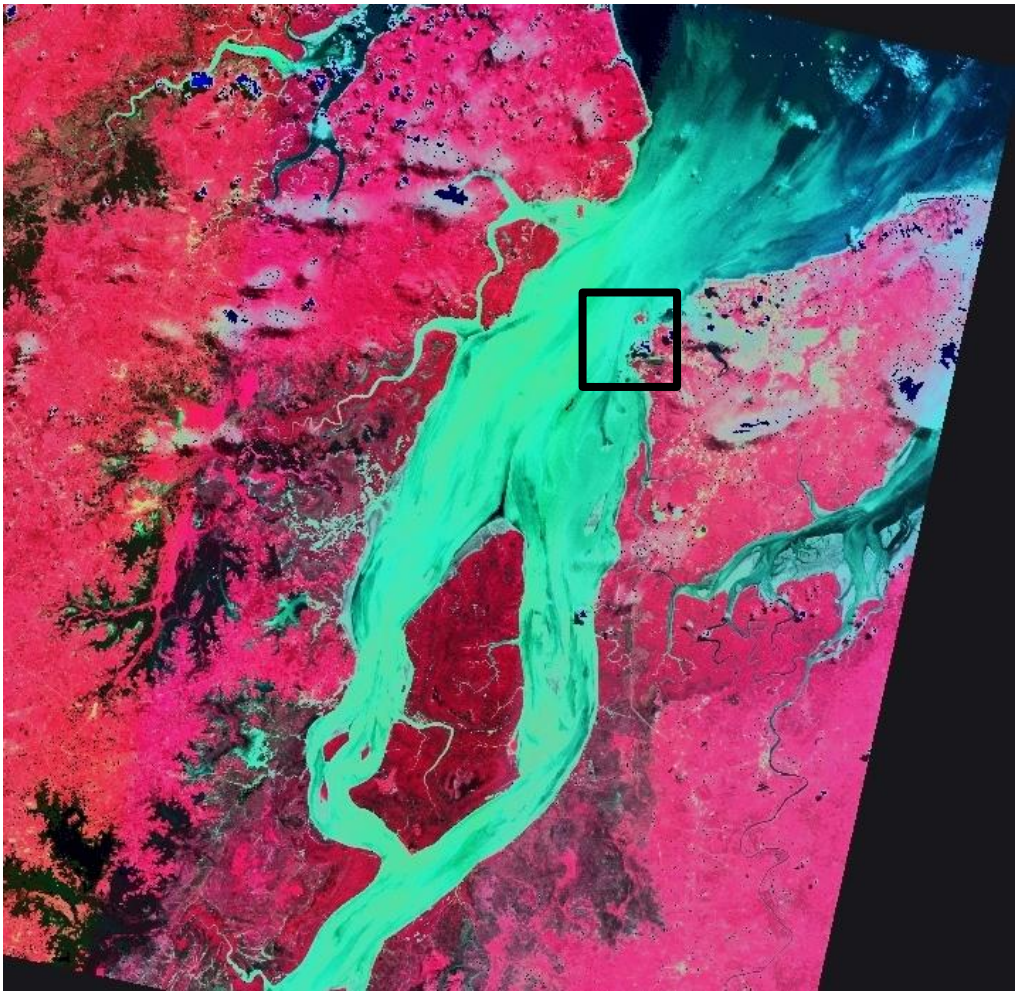

Figura 8. Posicionamento do Complexo Portuário do Maranhão na Baía de São Marcos (destaque). As porções mais escuras no continente representam áreas na qual podem se desenvolver planícies de inundação, denotando características ambientalmente sensíveis à região. Fonte: *CBERS*.

Esta região portuária representa um dos maiores setores de exportação do mundo em termos de movimentação de carga (Amaral et al., 2010). O complexo compreende importantes estruturas como o Terminal Marítimo de Ponta da Madeira (TMPM) pertencente à companhia VALE (Figura 9), o Porto de Itaqui da Empresa Maranhense de Administração Portuária (EMAP) e o Terminal Portuário Privativo da Alumar. A condição geográfica privilegiada em termos logísticos gera a expectativa de que este pólo exportador torne-se, em movimentação de cargas, um dos maiores pólos portuários brasileiros nos próximos anos em função dos projetos de expansão previstos.

Um importante fator que aumenta a complexidade deste sistema, junto à margem leste da Baía, é a navegação de inúmeras embarcações de grande calado que movimentam produtos industrializados, subprodutos de petróleo, gás e grandes quantidades de minério de ferro. Esta atividade econômica tem participação de navios acima de 380.000 toneladas em deslocamento máximo, exportando os produtos supracitados a todos os continentes do mundo. Ainda, próximo à região das ondas de areia estão previstas obras de expansão de estruturas de atracação não existentes na época do estudo, como o Píer IV, ressaltando a importância de estudos de base para o entendimento do equilíbrio dinâmico deste sistema estuarino.

Figura 9. Foto aérea do Terminal Marítimo de Ponta da Madeira, indicando as estruturas de atracação dos navios de minério denominadas de Píeres I e III, além da construção da ponte de acesso ao futuro Píer IV. *Fonte: National Geographic*.

Constituindo-se em escoadouro natural de ampla região geoeconômica, que é a Amazônia Legal Oriental, as principais cargas movimentadas são os minérios de ferro e manganês, provenientes da Província Mineral de Carajás (estado do Pará). O canal de acesso à Baía de São Marcos, onde há formação de bancos de areia, é rota de navegação para os píeres do Terminal Marítimo Ponta da Madeira (TMPM). Ao largo deste importante pólo portuário, estão localizadas as ondas de areia que são objeto deste estudo.

Apesar da grande relevância econômica que a região detém, a quantidade de estudos e pesquisas científicas disponíveis na literatura é pequena. Investigações pioneiras da elevação do nível do mar na plataforma continental datam da década de 70, para fins de planejamento da construção e operação portuária na região interior da baía. Amaral (2006) estudou a hidrossedimentologia do canal de acesso da Baía de São Marcos por meio de modelos numéricos e caracterização morfológica de ondas de areia, recomendando estudos mais precisos acerca da propagação da onda de maré no estuário. Garcia (2007) utilizou abordagem semelhante com modelos numéricos do interior da Baía de São Marcos próximo ao Complexo Portuário, observando grandes movimentações dos bancos de areia adjacentes e recomendando estudos mais aprofundados sobre as ondas de areia da região.

5.1 Geomorfologia e sedimentos

A configuração da região costeira maranhense apresenta largura variável, sendo mais ampla na área das reentrâncias. Feitosa (2006) destaca a formação Barreiras localizada nas áreas do Litoral Ocidental e o Golfão Maranhense, a qual é composta por falésias que são afetadas pelo processos erosivos gerando o recuo da barreira e o consequente avanço da linha de costa e retificação do litoral.

Caracteristicamente influenciadas por grandes amplitudes de maré, as alterações das paisagens costeiras do Golfão Maranhense são ainda produto da fragilidade das estruturas geológicas locais, exposição à agentes modeladores do relevo de origem climática e hidrológica e atuação de agentes oceanográficos. A presença de ondas é observada na parte exterior das baías e as correntes intensas nas porções interiores e exteriores da região, as quais modelam as falésias emersas e submersas em conjunto ao grande aporte de sedimentos carregados pela drenagem continental. Destaca-se ainda a inexistência de costões rochosos na região de estudo, devido à ausência local de afloramentos de rochas cristalinas locais (Feitosa, 2013).

As feições de fundo de interesse (Figura 10) estão localizadas em uma região de complexa geomorfologia, podendo ser influenciadas por inúmeros agentes locais como os canais principais da baía, o Canal do Boqueirão, as planícies de alagamento situadas a leste, a Ilha do Medo, as Ilhas Irmã de Dentro e Irmã de Fora, além da urbanização do munícipio de São Luís. Esta grande variedade de agentes pode ser responsável por diferentes processos que, em conjunto, controlam o equilíbrio dinâmico da linha de costa, dos canais submersos e da batimetria no campo de ondas de areia.

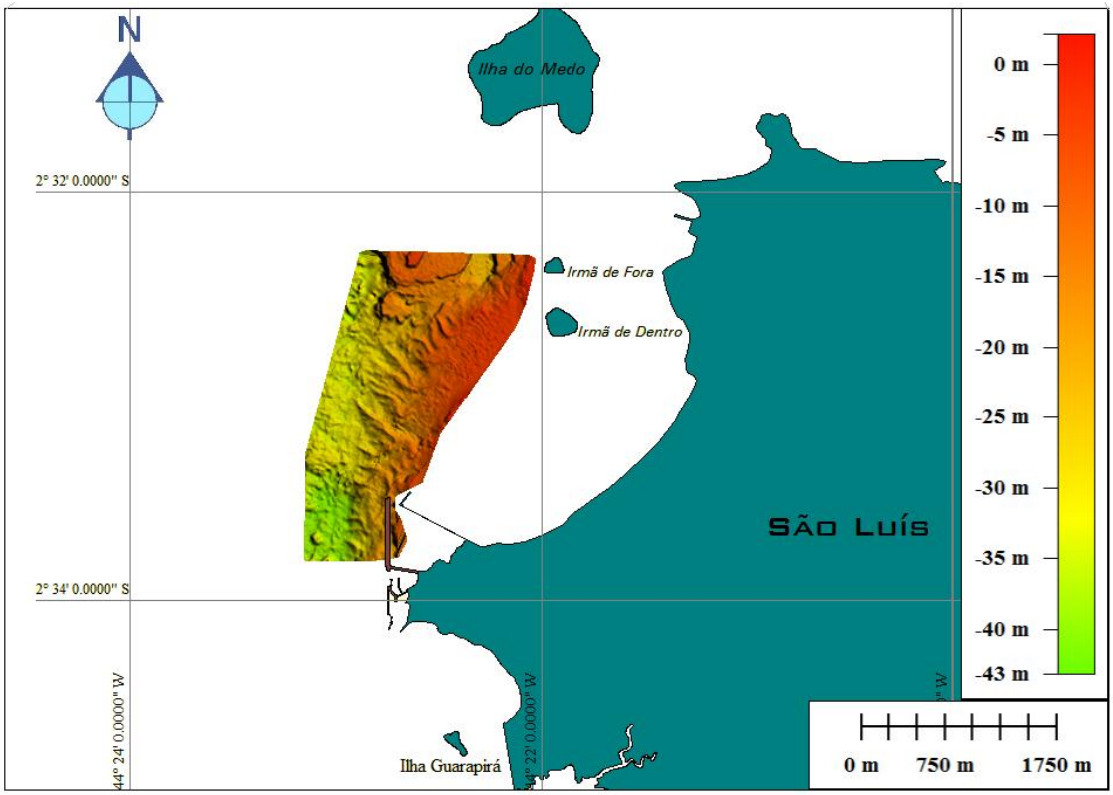

Figura 10. Mapa batimétrico com relevo sombreado na área de ocorrência de ondas de areia, foco deste estudo, na Baía de São Marcos.

A plataforma continental maranhense e limite exterior do Golfão Maranhense apresentam leito submarino com ondulações rítmicas, bancos de areia alongados ao largo das reentrâncias, alinhados perpendicularmente á costa em direção à propagação da onda de maré, compostos em geral por areias quartzosas finas até a isóbata de 5m. Ocorre ainda a presença de bancos de lama isolados, representando 18% da área e distribuídos ao longo das margens (SUDENE, 1976).

Esta baixa ocorrência de áreas lamosas e a predominância de areia fina é corroborada próximo ao campo de ondas de areia estudado, de acordo com amostras coletadas no ano de 2012 presentes no banco de dados da FCTH (Figura 11). De um conjunto de 54 amostras, houve predominância de areia fina (83,3%), com ocorrências de areia muito fina (7.4%) e silte (9.3 %). Este padrão foi analisado em comparação às dimensões de comprimento e altura encontradas em regiões costeiras (Figura 12 e Figura 13), com presença de feições ondulatórias de fundo, apresentadas por Flemming (2000).

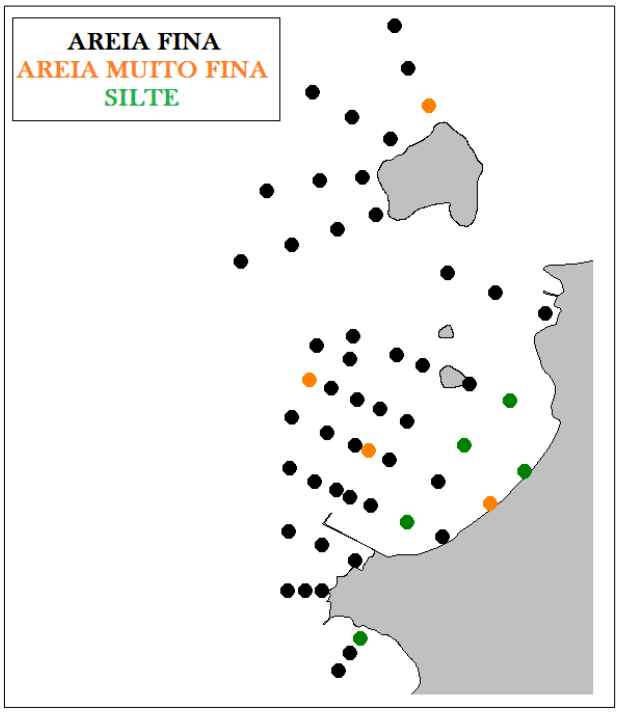

Figura 11. Distribuição das classes de granulometria do sedimento junto à área de estudo.

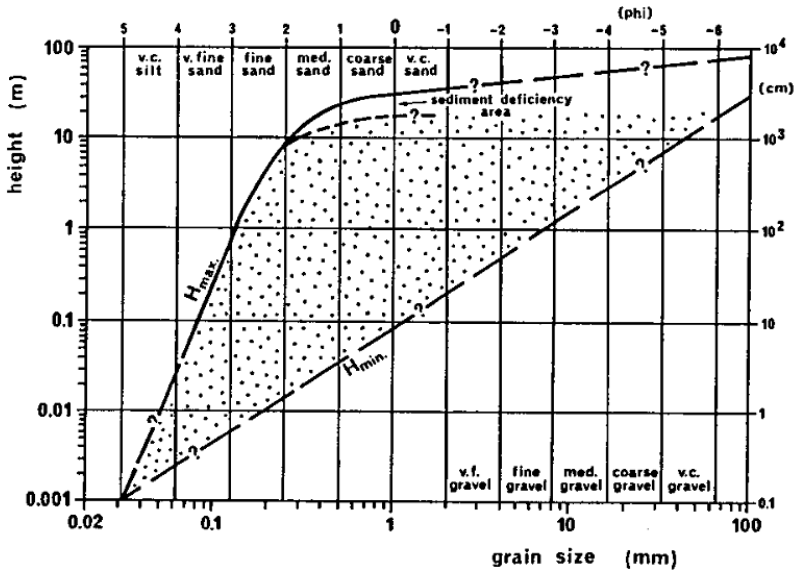

Figura 12. Dependência das alturas de ondas com a granulometria do sedimento indicada por Flemming (2000) para um campo costeiro de feições de fundo.

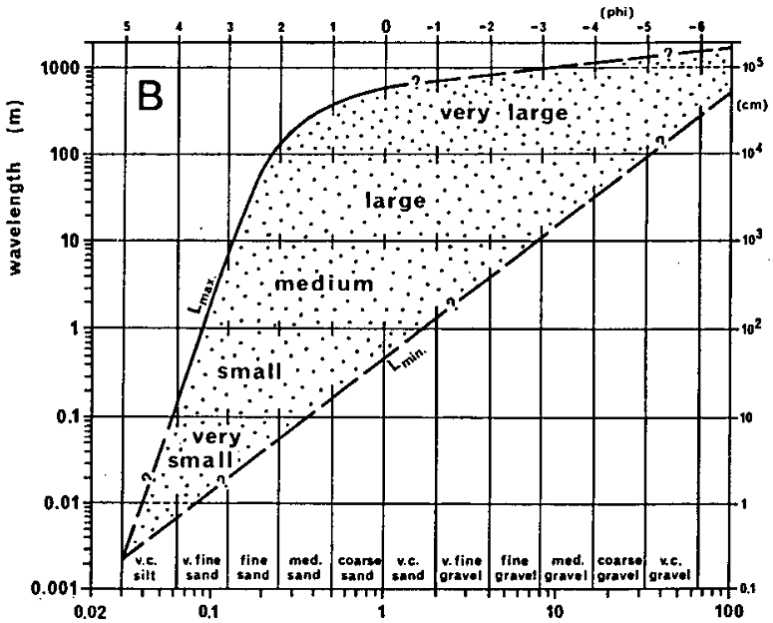

Figura 13. Dependência dos comprimentos de ondas com a granulometria do sedimento indicada por Flemming (2000) para um campo costeiro de feições de fundo.

5.2 Marés

Uma característica marcante da região é a presença do regime de maré com periodicidade semidiurna e amplitude de macromaré, com alturas podendo atingir 7 m e influenciar áreas distantes até 150 km do litoral. A variação periódica do nível do mar determina a presença de fortes correntes (Pereira & Harari, 1995) ao longo de todo o ciclo anual, atingindo valores acima de 3 m/s em áreas adjacentes ao TMPM. A Tabela 1 apresenta a análise harmônica de uma série temporal de variação do nível do mar de 2 anos apresentada pela Fundação de Estudos do Mar (FEMAR).

Neste contexto tornam-se importantes para a análise da hidrodinâmica local os períodos de marés equinociais (Março e Setembro), nos quais o sol cruza o plano terrestre produzindo as maiores amplitudes de maré do ano. Consequentemente, cresce a probabilidade de ocorrência de correntes mais intensas neste período. PORTOBRAS (1998) indica ainda que em 75% do tempo as amplitudes das marés são inferiores a 5,5 m na região do complexo portuário.

Tabela 1. Constantes harmônicas calculadas para estação maregráfica no Terminal Marítimo de Ponta da Madeira, São Luís/Maranhão. *Fonte: FEMAR*

Nome da Estação :	**PONTA DA MADEIRA (TERMINAL CVRD) – MA**		
Localização :	Na quina do pier dos rebocadores		
Organ. Responsável :	DHN / CVRD		
Latitude :	02° 33,9' **S**	**Longitude :**	44° 22,7' **W**
Período Analisado :	01/08/91 a 31/07/93	**Nº de Componentes :**	105
Análise Harmônica :	Método Almirante Santos Franco		
Classificação :	Maré Semidiurna.		
Estabelecimento do Porto: (HWF&C)	VII H 11 min	**Nível Médio (Zo):**	328 cm acima do NR.
Médias das Preamares de Sizígia (MHWS) :	597 cm acima do NR.	**Média das Preamares de Quadratura (MHWN) :**	482 cm acima do NR
Média das Baixa-mares de Sizígia (MLWS) :	59 cm acima do NR.	**Média das Baixa-mares de Quadratura (MLWN) :**	174 cm acima do NR.

CONSTANTES HARMÔNICAS SELECIONADAS

Componentes	Semi-amplitude (H) cm	Fase (g) graus (°)	Componentes	Semi-amplitude (H) cm	Fase (g) graus (°)
Sa	-	-	**MU_2**	9,5	291
Ssa	-	-	**N_2**	38,6	186
Mm	-	-	**NU_2**	10,2	176
Mf	-	-	**M_2**	211,6	199
MTM	-	-	**L_2**	13,1	203
Msf	-	-	**T_2**	3,9	229
Q_1	1,7	192	**S_2**	57,8	235
O_1	9,3	211	**K_2**	16,1	229
M_1	1,2	214	**MO_3**	1,2	324
P_1	3,1	238	**M_3**	2,0	313
K_1	9,9	240	**MK_3**	0,7	026
J_1	0,5	282	**MN_4**	1,5	177
OO_1	-	-	**M_4**	5,0	183
MNS_2	3,3	261	**SN_4**	0,6	114
$2N_2$	7,9	191	**MS_4**	-	-

5.3 Ondas e clima

A climatologia da série temporal de 1961-1990 do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (Figura 14) demonstra os meses de menor e maior precipitação para o munícipio de São Luís/MA.

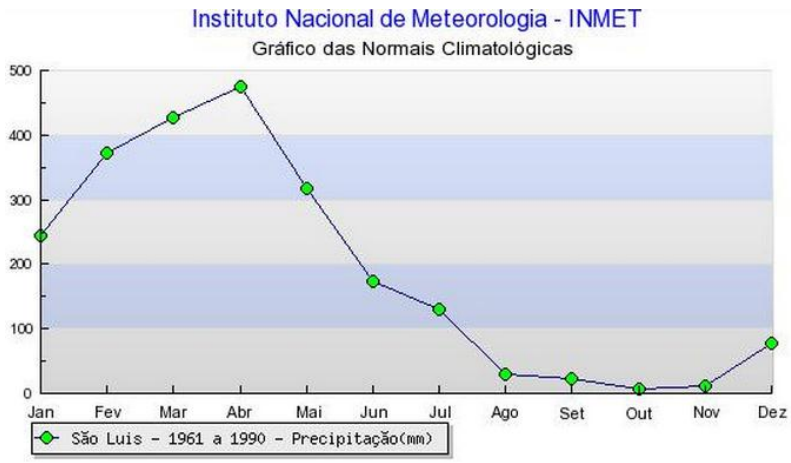

Figura 14. Gráfico climatológico de precipitação (mm) na cidade de São Luís/MA. *Fonte: INMET*

A região do munícipio de São Luís apresenta características de clima tropical com dois períodos bem definidos (Ribeiro Jr., 2005; Ferraz, 1975). O período chuvoso contempla principalmente os meses de janeiro a julho concentrando em média 94 % do total anual de chuvas. O período seco vai em geral de agosto a dezembro, concentrando o restante do total de chuvas e apresentado deficiências hídricas elevadas, principalmente nos meses de outubro e novembro. A região ainda se caracteriza pela influência intensa dos ventos alísios no clima local.

A geomorfologia da região determina a baixa incidência de ondas de gravidade próximo ao TMPM, o qual se localiza numa área de sombra à ondulação oriunda da plataforma continental criada pelas Ilhas do Irmãs e do Medo. Informações do banco de dados da FCTH confirmam este padrão, não sendo observadas alturas significativas acima de 0.5 m sobre a área de estudo corroborando a tese de que, mesmo no canal de acesso à Baía de São Marcos, a agitação da superfície livre do mar exerce pouco efeito sobre as dimensões e propagação das ondas de areia (Alfredini, 2009). Desta forma, os efeitos das ondas de gravidade puderam ser negligenciados neste estudo.

6 METODOLOGIA

A caracterização da dinâmica das ondas de areia no Canal do Boqueirão foi realizada por meio de análises de batimetrias bimestrais em regiões pré-determinadas e aplicação de experimentos em modelo numérico baseado em processos. Foram utilizados dados medidos em campo e informações do banco de dados da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (FCTH/EPUSP).

Neste estudo, foram analisadas feições de fundo denominadas ondas de areia com dados do ano de maio de 2011 a março de 2012, localizadas na margem leste da Baía de São Marcos, município de São Luís do Maranhão nas coordenadas 2.55° S e 44.38° W. O conceito geral desta metodologia consiste em caracterizar a geomorfologia e migração das ondas de areia a partir de batimetrias sequenciais, comparando os resultados à tendência dominante da hidrodinâmica local, obtida por meio do modelo numérico.

6.1 Análise morfológica

Transectos perpendiculares à orientação das feições de fundo são amplamente empregados em estudos de caracterização de ondas de areia (e.g. Bartholomä et al., 2004; Ernstsen et al., 2005, 2007, Barnard et al., 2012). Para este trabalho, foram utilizados dados bimestrais de batimetria multifeixe dos anos de 2011-2012 para análise da morfologia e migração das feições de fundo e mapas batimétricos do entorno do campo de ondas de areia. A descrição geomorfológica foi baseada nos mapas digitais de cotas batimétricas construído pela interpolação dos dados medidos em campo, nos quais foram registradas as posições geográficas horizontais e as profundidades das cristas e cavados das formas de fundo em transectos paralelos à evolução das cristas (Figura 15).

Na digitalização das variações horizontais das cristas, foram registradas as ondas de areia de grande escala, em geral maiores que 1.5 m. A altura das cristas foi medida no sentido a partir do oceano em direção à baía, seguindo metodologia modificada de Barnard et al. (2012). A partir da utilização de amostras coletadas na região presentes no banco de dados do FCTH de sedimento superficial, analisados através do método proposto por Suguio (1973), foi construído mapa de distribuição sedimentar da região. A união das informações de batimetria, características sedimentares, geomorfologia e posicionamento das cristas foi realizada no software Global Mapper, criando um sistema de informações

geográficas que tornou possível a realização de análises de direções preferenciais de migração e relação com as forçantes ambientais locais.

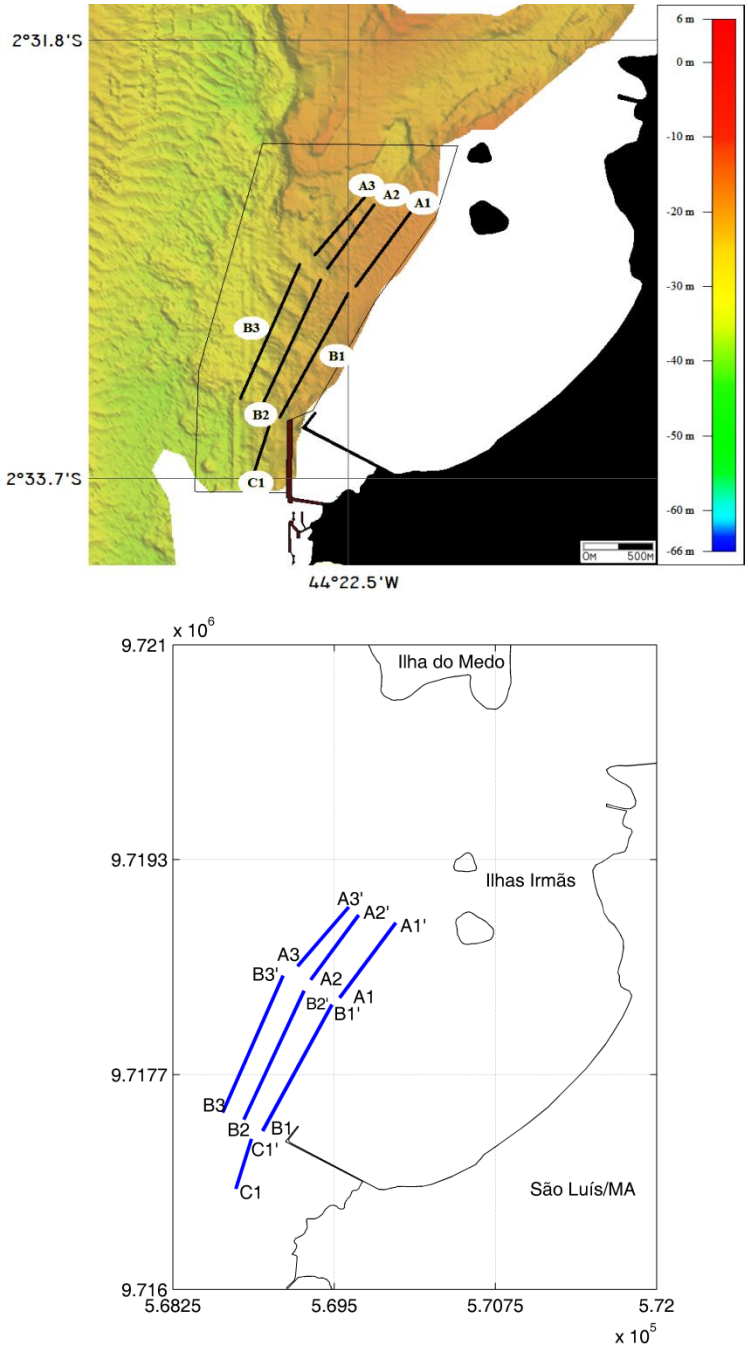

Figura 15. Transectos utilizados para a análise de migração longitudinal das ondas de areia

Este procedimento tornou possível determinar as magnitudes e direções preferenciais de migração em relação aos eixos principais das ondulações, possíveis relações com a granulometria do sedimento, relação entre comprimento de onda e altura

das feições e limitações em relação à profundidade local. Os parâmetros estabelecidos indicam os principais processos dominantes da dinâmica sedimentar de fundo e foram objeto de estudo de vários pesquisadores. (e.g. Francken et al., 2004), podendo ser comparados à tendências globais (e.g. Flemming, 2000).

Nas campanhas de batimetria multifeixe, o posicionamento da embarcação em tempo real durante os levantamentos foi realizado por meio de equipamento de posicionamento por satélite com correção diferencial (DGPS) fabricado pela *Hemisphere*, modelo R220. Por meio dessa correção diferencial, o equipamento possibilita uma precisão submétrica no posicionamento, sendo utilizados os dados com espaçamento de 8 m para processamento e interpolação. A obtenção das profundidades foi realizada por meio da utilização de um Ecobatímetro Multifeixe digital modelo *ES3*, fabricação *Odom Hydrographyc Systems Inc*., operado com transdutor com frequência de 200 kHz. A precisão vertical deste equipamento é de até 0,1% da profundidade local.

De forma a avaliar e corrigir os movimentos da embarcação dadas as influências locais, como ondas e ventos, do barco, foi utilizado, durante os levantamentos, um compensador de movimentos *IMU 108*, fabricado pela *SMC Inc.* para calibrar a atitude da embarcação, ou seja, os movimentos de balanço (*roll*), caturro (*pitch*), proa (*yaw*) e arfagem (*heave*). A navegação e aquisição dos dados foram realizadas utilizando o software *Hypack 2011*, o qual integra os dados do ecobatímetro, DGPS e compensador de movimentos, permitindo a correta navegação, armazenamento e compatibilização dos dados em formato digital para posterior processamento.

Os dados de maré utilizados para a correção dos levantamentos foram coletados na região do TMPM em intervalos regulares de 10 minutos e são referenciados à cota do nível de redução proposta pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN), para redução das sondagens. Os dados obtidos durante o levantamento foram submetidos à pré-processamento em campo, a fim de evitar irregularidades durante a aquisição.

6.2 Experimentos numéricos

Para identificar os mecanismos hidrodinâmicos que podem contribuir para a evolução morfológica de fundo observada em campo, um modelo numérico foi aplicado na área de interesse. As simulações foram realizadas em pequena escala de tempo e espaço na área de ocorrência das ondas de areia. A construção e calibração do modelo numérico foi

feita com base em dados de batimetria multifeixe e granulometria do sedimento, dados de correntes e elevação da superfície do mar medidos em campo.

Para caracterizar e melhor compreender a hidrodinâmica local, o módulo hidrodinâmico do modelo numérico Delft3D (Deltares – Holanda) foi aplicado. O Delft3D é globalmente utilizado em simulações de ambientes costeiros e tema recorrente de pesquisa na Universidade Tecnológica de Delft, Holanda. A empresa detentora dos direitos do modelo holandês (Deltares) recentemente divulgou à comunidade científica o código fonte do programa, tornando-o aberto e de uso livre (*open source*). Trata-se de um modelo baseado em processos, que descreve correntes e ondas por meio da resolução de equações baseadas em princípios físicos (como conservação de massa, momentum e energia). Estas equações são discretizadas em termos de elementos de espaço e tempo, dentro de um domínio computacional simulando as condições reais. Os resultados então devem ser calibrados e validados com dados medidos em campo para assegurar a sua confiabilidade. Outros modelos baseados em processos são por exemplo o Duflow, Sobek, SWAN (Perk, 2006), MIKE21, Telemac e MOHID.

Neste trabalho, o módulo hidrodinâmico (FLOW) bidimensional do Delft3D foi aplicado. Esse módulo é capaz de simular fluxos não estacionários em duas dimensões, fenômenos de transporte resultantes da maré e fontes de água doce provindas de sistemas fluviais. O embasamento teórico do modelo numérico consiste no sistema de equações de águas rasas, formado pela equação da quantidade de movimento na direção horizontal, equação da continuidade e transporte de propriedades conservativas em coordenadas curvilíneas ortogonais.

A Baía de São Marcos consiste em um estuário de macromaré, bem misturado, apresentando perfis verticais de velocidades unidirecionais na coluna d’água. Deste modo, a abordagem de águas rasas na modelagem numérica, obtendo resultados de velocidades integrados na coluna d’água, representa procedimento suficiente para determinar a hidrodinâmica local. Em relação à modelagem hidrodrossedimentológica da formação e crescimento de ondas de areia, Blondeaux (2011) indica que esta abordagem promove melhores resultados para casos nos quais a razão entre profundidade local e comprimento de onda das formas de fundo é menor que 0,5.

Deste modo, neste estudo o movimento foi forçado pela ação da maré e vazão constante representando a descarga fluvial nas fronteiras abertas, calculando os gradientes de pressão devido à inclinação da superfície livre no campo barotrópico, Em função da

menor contribuição local, a tensão de cisalhamento do vento na superfície livre foi considerada nula e o deslizamento foi considerado livre no fundo, no qual a rugosidade foi proporcional ao coeficiente de Chézy. Detalhes do equacionamento implementado no software podem ser encontrados no manual do Delft3D (módulo FLOW) e nas aplicações de Elias *et al*. (2000), Klein *et al*., (2001), Luijendijk (2001), Walstra *et al*. (2001, 2003) e Perk (2006).

6.3 Implementação do modelo numérico

No Delft3D o sistema de equações é discretizado em uma grade curvilínea com coordenadas ortogonais, a qual foi dividida em dois subdomínios (Figura 16). Dessa forma foi possível reproduzir a geomorfologia e processos oceanográficos na área de interesse com maior precisão e fidelidade. O subdomínio regional representou as áreas distantes do campo de ondas de areia e, portanto, foi formado por células de maior tamanho com a profundidade de cada elemento sendo definida pela interpolação de batimetrias de cartas náuticas e bancos de dados globais (ETOPO). O subdomínio local consistiu em uma malha de maior resolução, representando as áreas próximas ao campo de ondas de areia estudado, na qual a profundidade foi definida por meio de dados de batimetria monofeixe e multifeixe dos anos de 2011 e 2012. O subdomínio local foi conectado ao subdomínio regional nas fronteiras norte e sul formando vias de alimentação dupla, nas quais os resultados obtidos localmente são influenciados pelos resultados regionais a cada passo de tempo (*time-step*) da simulação e vice-versa.

Nos subdomínios construídos foram aplicadas as seguintes condições de contorno: (1) Variação da superfície livre por meio da indicação de constantes harmônicas no contorno aberto oceânico; (2) Condição de contorno de Neumann nas bordais laterais da plataforma continental; (3) Vazão constante total em m^3/s no interior da baía representando a drenagem continental. A condição de contorno de Neumann representa um gradiente de nível de água utilizado exclusivamente em combinação à uma condição de contorno de variação do nível da superfície livre para impor um gradiente de variação da costa para o oceano aberto. A resolução dos elementos da malha numérica (Figura 17) variou de 9,5 km na plataforma continental até 25,6 m na área de interesse.

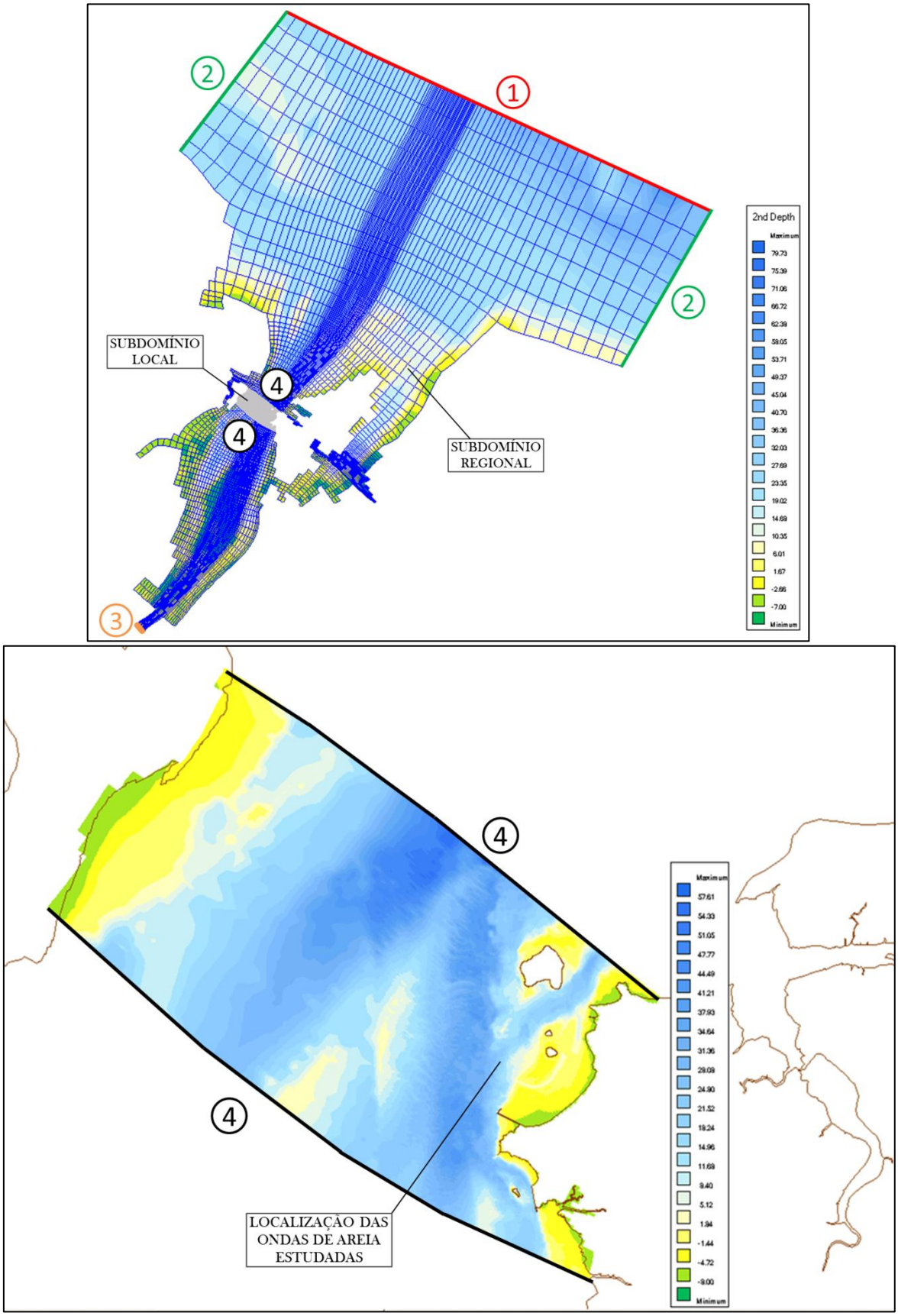

Figura 16. Batimetria (m) e contornos dos subdomínios regional (sup.) e local (inf.), indicando as fronteiras oceânica (1), plataforma continental (2), sistema fluvial (3) e conexões dos domínios (4).

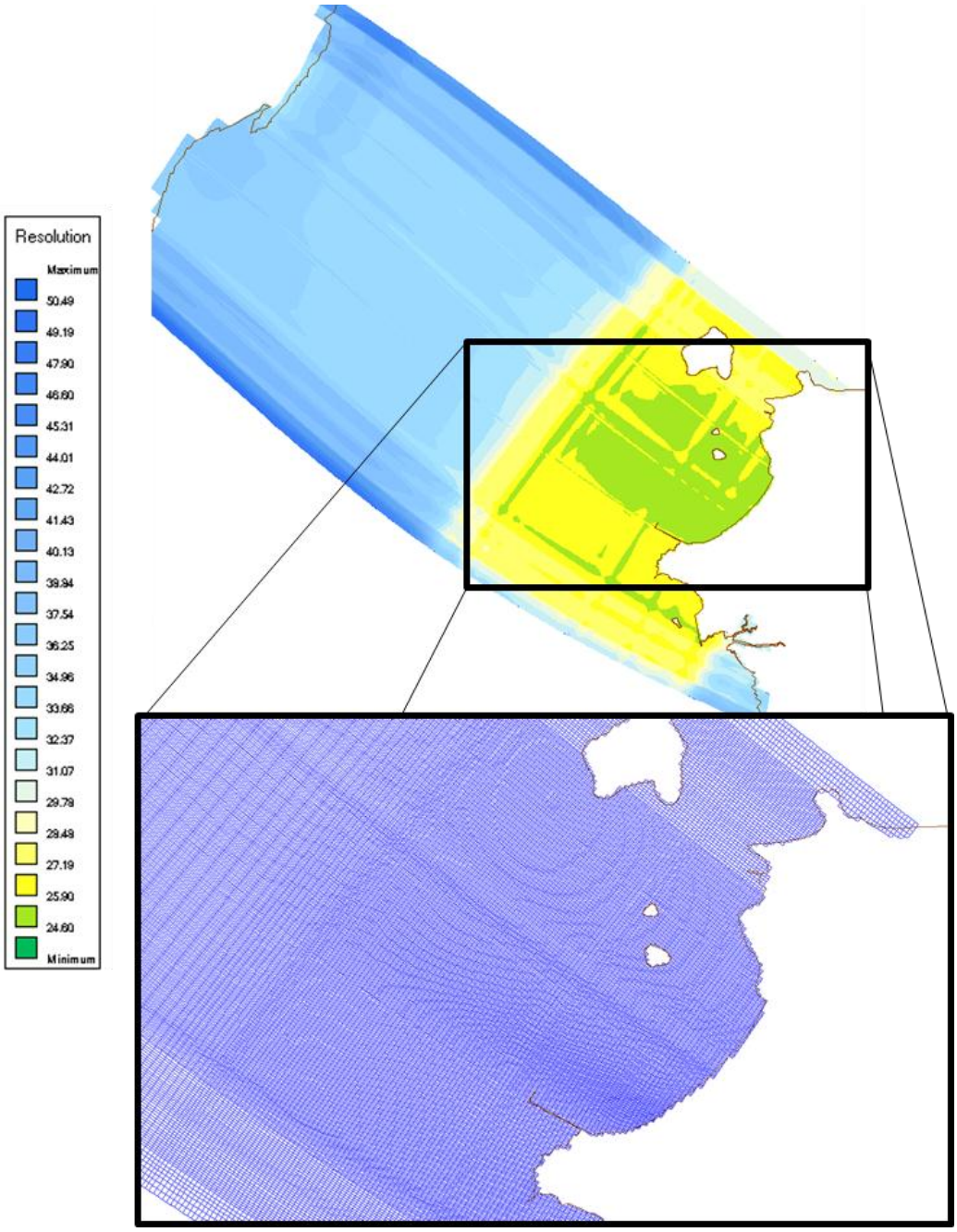

Figura 17. Resolução da malha numérica (m) no subdomínio local (sup.), com destaque para a grade curvilínea sobre o campo de ondas de areia (inf.).

O modelo numérico Delft3D possui uma técnica robusta para cálculo de células inundadas e secas. Em áreas onde o nível d'água é alto, as células de cálculo são preenchidas e quando o nível é rebaixado os pontos de grade no domínio são removidos dos cálculos da simulação. O aproveitamento desta técnica ainda tornou-se particularmente importante na região de estudo devido à grande área de vegetação manguezal típica do litoral maranhense, a qual é periodicamente inundada e seca. Este processo influencia

diretamente a hidrodinâmica local pois controla o prisma de maré do Golfão Maranhense, sendo imprescindível ser considerada de maneira correta nas simulações. Neste contexto, o modelo Delft3D inclui os principais processos e possui as condições necessárias para simular os padrões hidrodinâmicos da Baía de São Marcos.

6.4 Calibração

A variação do nível de maré simulado no modelo foi comparado aos dados medidos em campo (localizações em UTM 23S datum WGS84) na estação maregráfica da Ponta da Espera (571496 E / 9720072 N) mantida pela companhia VALE. Intensidade e direção de correntes utilizados para a calibração do modelo foram coletados nas proximidades do TMPM por meio de perfiladores acústicos de correntes (Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP) fundeados em 3 pontos próximos à região das ondas de areia (Figura 18), denominados P16 (571385 E / 9720688 N), P19 (569423 E / 9721702 N) e 15H (569332 E / 9718434 N). Os dados de velocidade e direção das correntes, variação do nível da água e altura significativa, direção de pico e período de pico das ondas foram adquiridos com equipamento WorkHorse Sentinel (RDI Instruments) de frequência 600 kHz.

A frequência de aquisição dos dados de correntes foi de 15 minutos e a coluna de água foi dividida em células de 0.5 m, visando uma melhor caracterização da hidrodinâmica local e possibilitando a identificação de estratificações na estrutura do fluxo. Os dados de velocidade foram integrados verticalmente e utilizados no formato bidimensional para calibração do modelo numérico. A declinação magnética para o ponto de coleta de correntometria foi obtida a partir do programa GeoMag e corrigida no programa WinSc durante a configuração do ADCP. A partir do processamento destes dados foi possível avaliar as melhores condições de tempo, espaço e frequência para as simulações.

O procedimento de calibração do modelo numérico consistiu em mais de 100 simulações-teste, abrangendo períodos curtos (4-7 dias) ou longos (40 dias) de simulação. Inicialmente, buscou-se ajustar as constantes harmônicas no contorno aberto oceânico para propagar corretamente a onda de maré no estuário, comparando estas às constantes harmônicas calculadas na estação de medição de maré na Ponta da Espera. Utilizando a rugosidade de fundo (determinada pelo coeficiente de Chézy) proporcional à profundidade e vazão constante (m^3/s) na condição de contorno interior, foi possível calibrar a variação

do nível do mar próximo à área de interesse. Posteriormente, foram realizados ajustes finos na malha numérica e na rugosidade de fundo para calibrar a intensidade e direção da velocidade de corrente nos pontos P16, P19 e 15H.

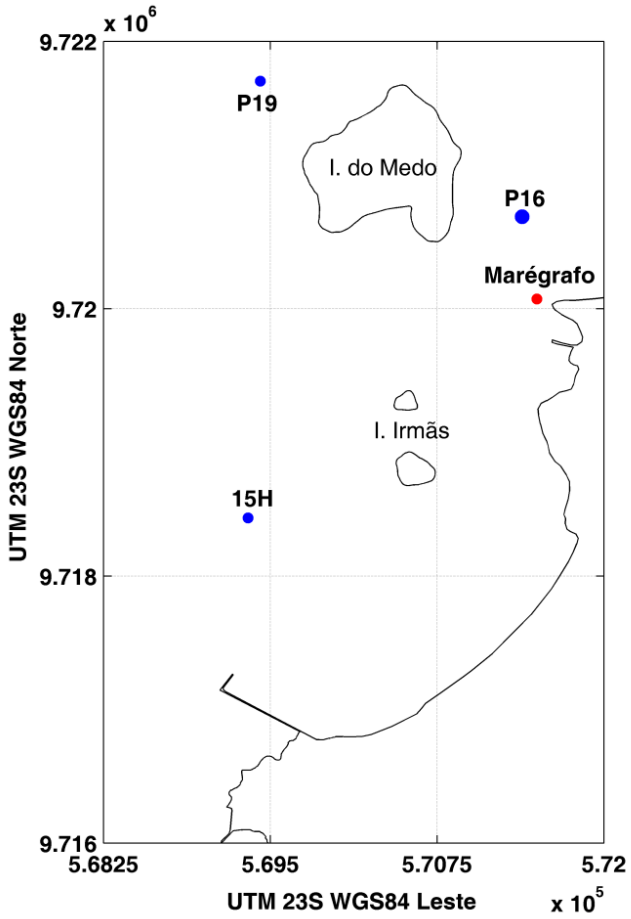

Figura 18. Localização dos pontos de medição de correntes e maré próximo ao campo de ondas de areia.

A avaliação quantitativa do nível de confiabilidade do modelo foi realizada por meio do cálculo de parâmetros estatísticos Erro Absoluto Médio Relativo (Relative Mean Absolute Error – RMAE) e Erro Absoluto Relativo Médio Ajustado (Adjusted Relative Mean Absolute Error – ARMAE) (van Rijn et al, 2003), os quais expressam numericamente o nível de concordância entre os dados medidos em campo e os resultados simulados em modelo numérico (classificação apresentada na Tabela 2).

Tabela 2. Intervalos dos parâmetros Relative Mean Adjusted Error (RMAE) e Adjusted Relative Mean Absolute Error (ARMAE) estabelecidos para análise quantitativa da calibração de modelos numéricos (van Rijn et al., 2003) .

Classificação	**RMAE**	**ARMAE**
Excelente	< 0.1	< 0.2
Bom	0.1 – 0.3	0.2 – 0.4
Regular	0.3 – 0.5	0.4 – 0.7
Pobre	0.5 – 0.7	0.7 – 1.0
Ruim	> 0.7	> 1.0

6.5 Análise da velocidade residual

A análise das velocidades residuais possibilita a determinação das forçantes hidrodinâmicas dominantes sobre o campo de ondas de areia. A estimativa da distribuição espacial das intensidades e direções predominantes de correntes foi realizado em uma grade retangular de 26500 elementos, na área de interesse. Nesta, foi calculada a média da intensidade e direção da velocidade em 2 ciclos de maré de sizígia e 2 ciclos de maré de quadratura de 20/02/2012 a 20/03/2013, totalizando 4251 passos de tempo. Este mapa de velocidades representa uma condição estacionária (média no tempo-espaço), utilizada para comparar os resultados hidrodinâmicos à análise morfológica das ondas de areia.

Utilizando os componentes de velocidade longitudinal e transversal do estuário, definidos por Miranda et al. (2002), podemos expressar a dominância das marés enchente ou vazante em termos do Coeficiente de Dominância da Maré (CDM):

$$CDM = \frac{U'}{\mathrm{a} + |V'|} \tag{1}$$

onde *a* é um parâmetro adimensional representado pelo valor de 10% da velocidade média aproximada da região (adotado 0.1), U'e V' denotam os componentes longitudinal e transversal de velocidade do estuário, respectivamente, definidos em relação à direção do canal estuarino a partir do norte (D) por:

$$U' = V.\cos D \tag{2}$$

$$V' = (-U).\operatorname{sen} D \tag{3}$$

O estabelecimento do CDM neste estudo foi realizado para detectar graficamente áreas com intensidades e direções de correntes particulares ao longo do tempo, sendo plotado na forma de mapas residuais para períodos de quadratura e sizígia. A Tabela 3 apresenta a classificação de cada elemento da grade numérica a partir do CDM:

Tabela 3. Classificação do coeficiente de dominância da maré

Coeficiente de Dominância da Maré	**Forçante predominante**
CDM $>$ 0	Domínio de maré enchente
CDM $<$ 0	Domínio de maré vazante
CDM $\rightarrow$ 0	Área neutra ou domínio transversal

7 RESULTADOS

7.1 Modelos digitais das ondas de areia

Os modelos digitais as ondas de areia com sombreamento de relevo, azimute de 50°, ângulo de elevação de 60° e exagero vertical de 4 vezes estão representados nas Figura 19, Figura 20 e Figura 21 referentes ao período de maio/2011 a março/2012.

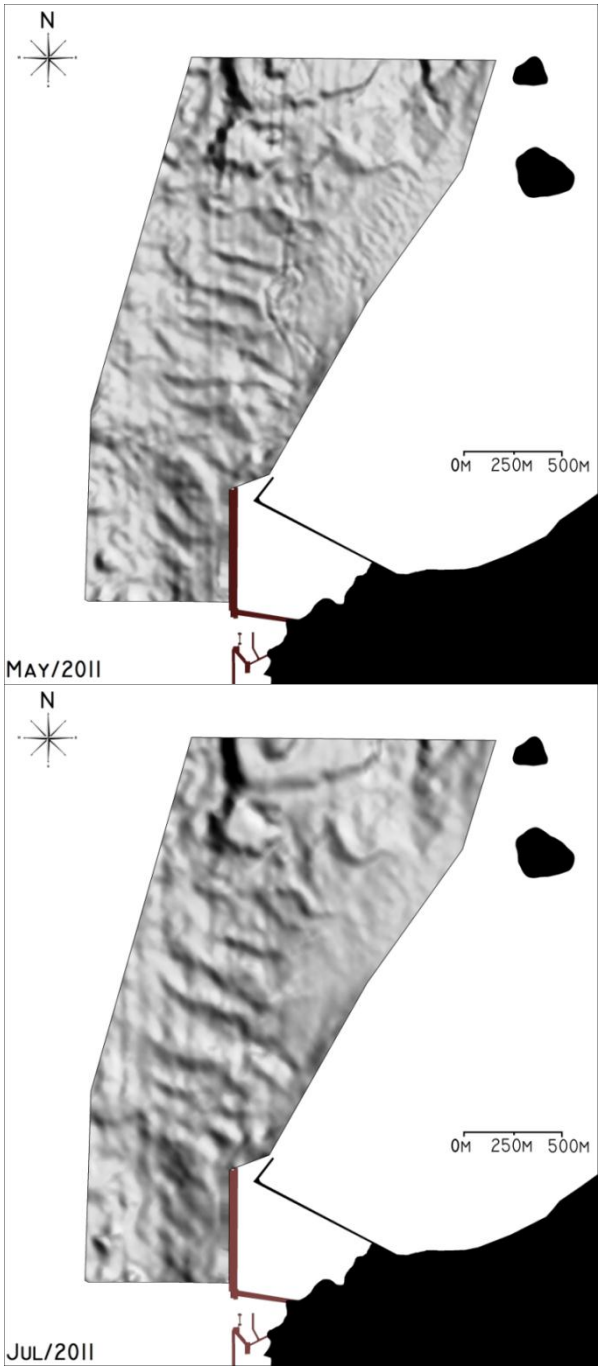

Figura 19. Modelos de relevo sombreado das ondas de areia junto ao Terminal Ponta da Madeira na Baía de São Marcos, em maio/2011 (sup.) e julho/2011 (inf.).

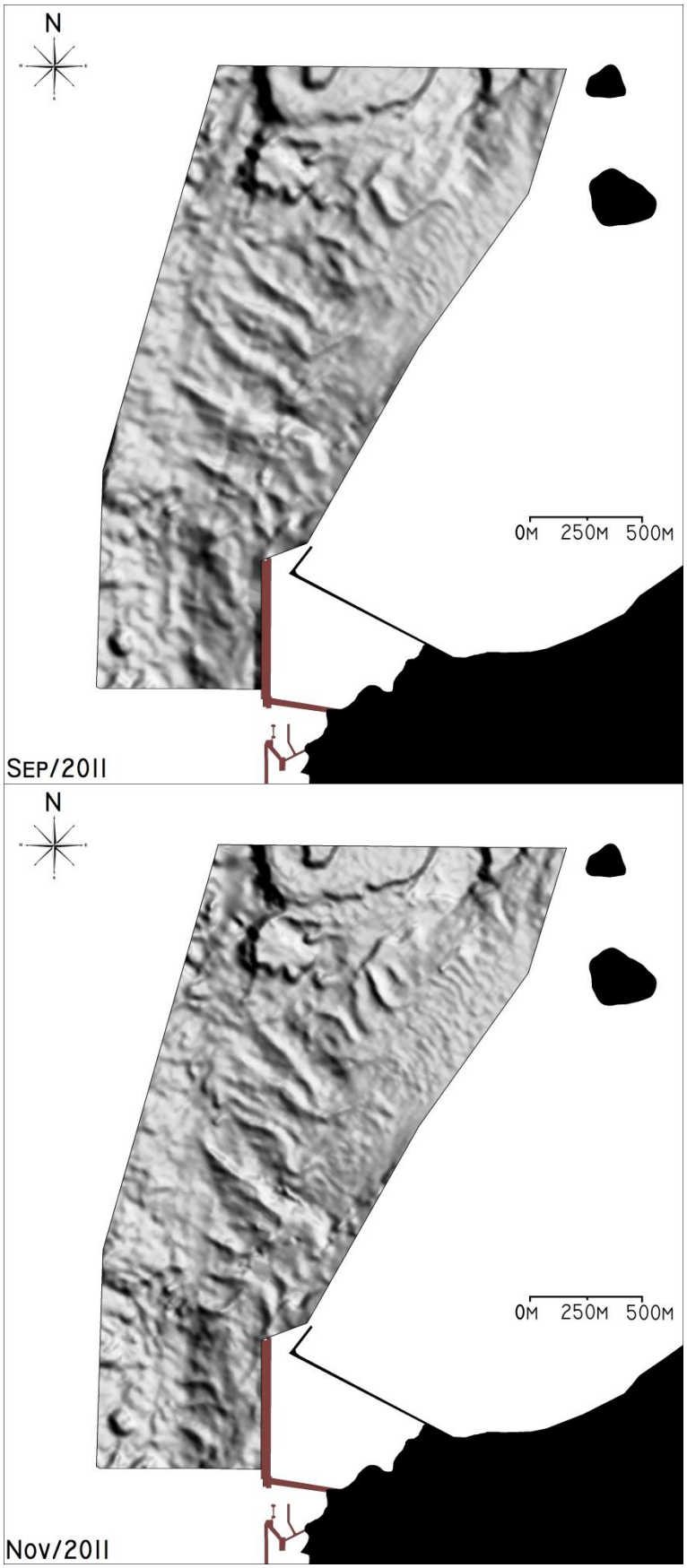

Figura 20. Modelos de relevo sombreado das ondas de areia junto ao Terminal Ponta da Madeira na Baía de São Marcos, em setembro/2011 (sup.) e novembro/2011 (inf.).

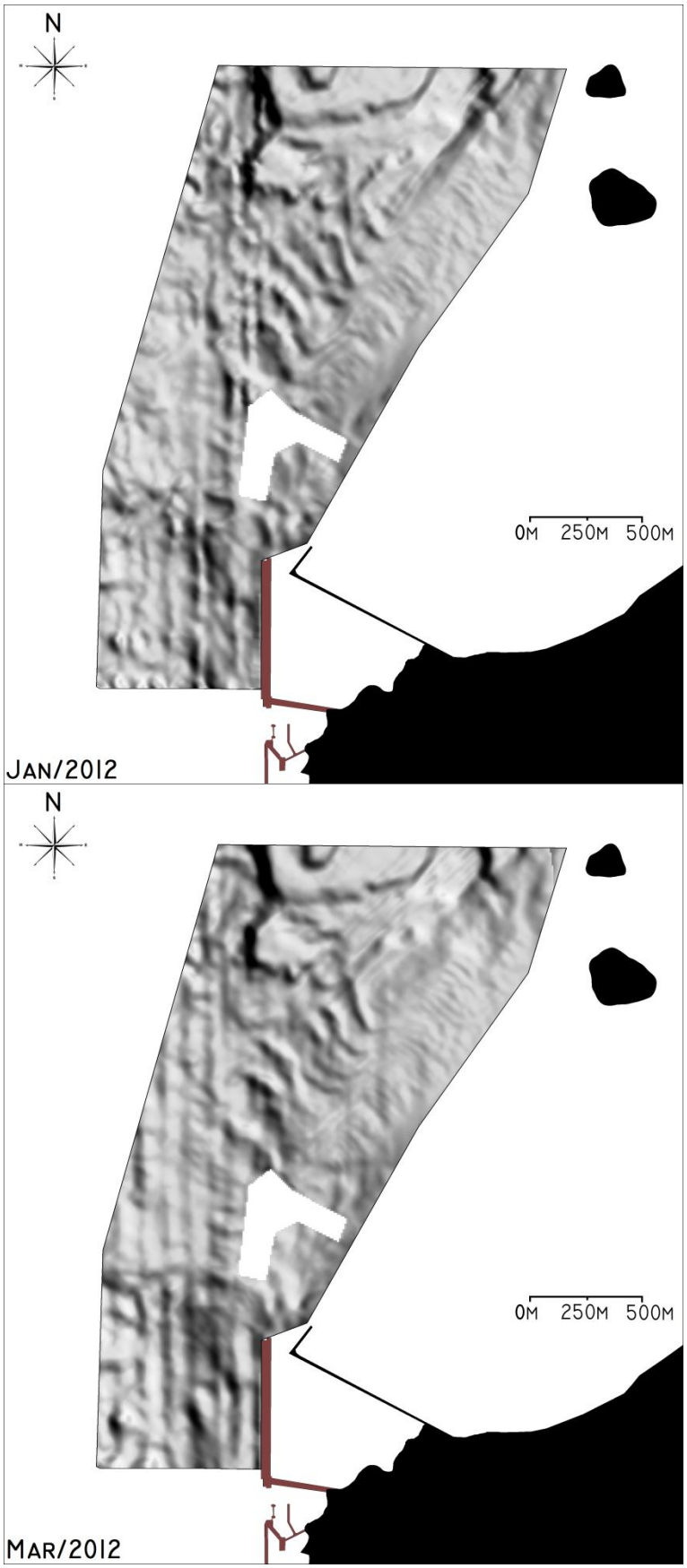

Figura 21. Modelos de relevo sombreado das ondas de areia junto ao Terminal Ponta da Madeira na Baía de São Marcos, em janeiro/2012 (sup.) e maio/2012 (inf.).

7.2 Morfologia e migração nos eixos longitudinais

Ao longo dos transectos longitudinais foram registrados o comprimento de onda e altura das ondas de areia com altura acima de 0.3 m, totalizando 168 registros. Tabela 4 e Tabela 5 apresentam os valores de comprimento de onda e altura das feições de fundo na região de interesse. Observa-se que a variação foi de 27.0 m a 342.2 m e de 0.3 m a 6.3 m respectivamente para comprimento de onda e altura.

Tabela 4. Comprimentos de onda característicos das feições de fundo observadas nos transectos A1, a A3, B1 a B3 e C1.

Comprimento de Onda (m)			
Transecto	***Médio***	***Máximo***	***Mínimo***
A1	79.7	151.8	27.0
A2	117.5	257.5	52.4
A3	112.0	188.1	66.3
B1	113.9	185.5	65.5
B2	134.1	308.0	36.6
B3	124.3	342.2	63.5
C1	121.0	234.4	34.1

Tabela 5. Alturas características das feições de fundo observadas nos transectos A1, a A3, B1 a B3 e C1

Altura (m)			
Transecto	***Média***	***Máxima***	***Mínima***
A1	0.6	1.5	0.3
A2	1.6	4.3	0.4
A3	2.2	5.4	0.4
B1	1.7	5.3	0.3
B2	2.4	5.9	0.4
B3	2.7	6.3	0.3
C1	1.2	3.3	0.3

A evolução das ondas de areia em transectos longitudinais digitalizados ao longo da margem leste da Baía de São Marcos é apresentada em forma de perfis batimétricos bimestrais ao longo do período de Maio de 2011 a Março de 2012 para os transectos A1 (Figura 22), A2 (Figura 23), A3 (Figura 24), B1 (Figura 25), B2 (Figura 26), B3 (Figura 27) e C1 (Figura 28).

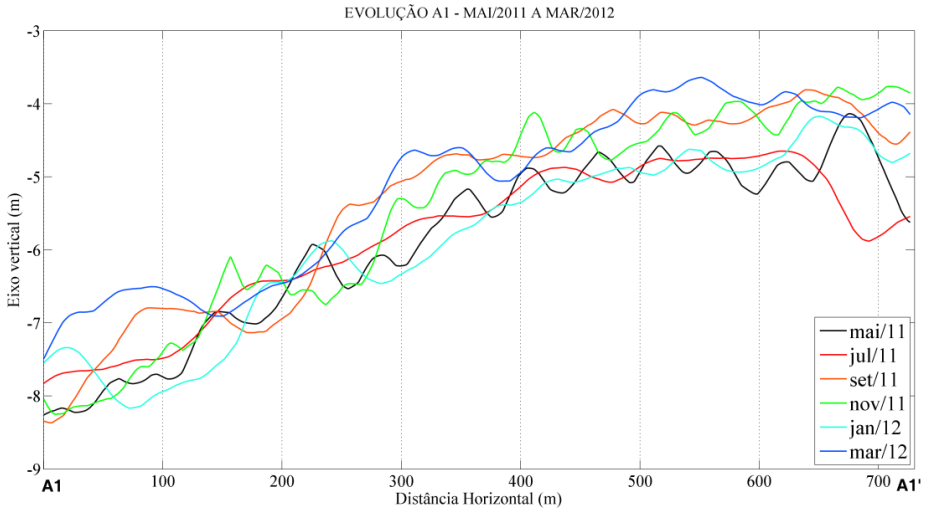

Figura 22. Evolução das ondas de areia no transecto A1 de maio/2011 a março de 2012.

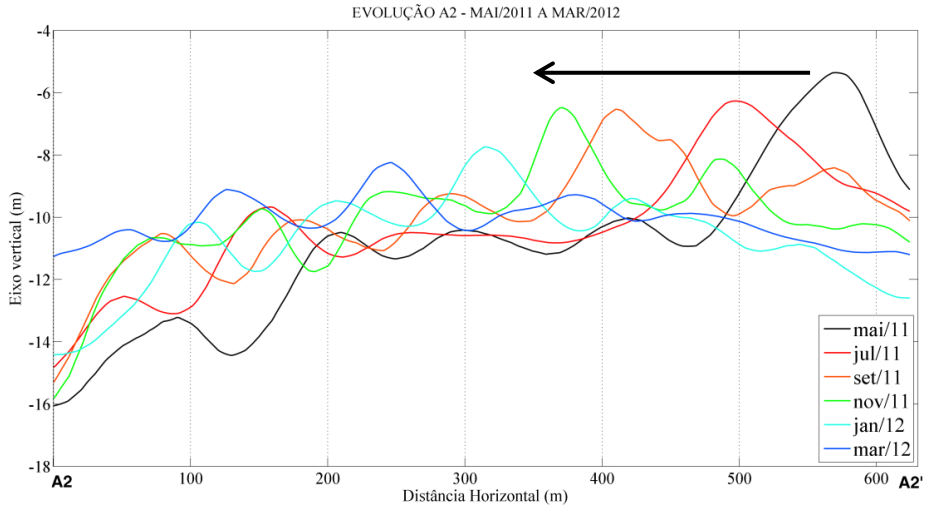

Figura 23. Evolução das ondas de areia no transecto A2 de maio/2011 a março de 2012. As setas indicam sentido de migração pronunciada das ondas de areia

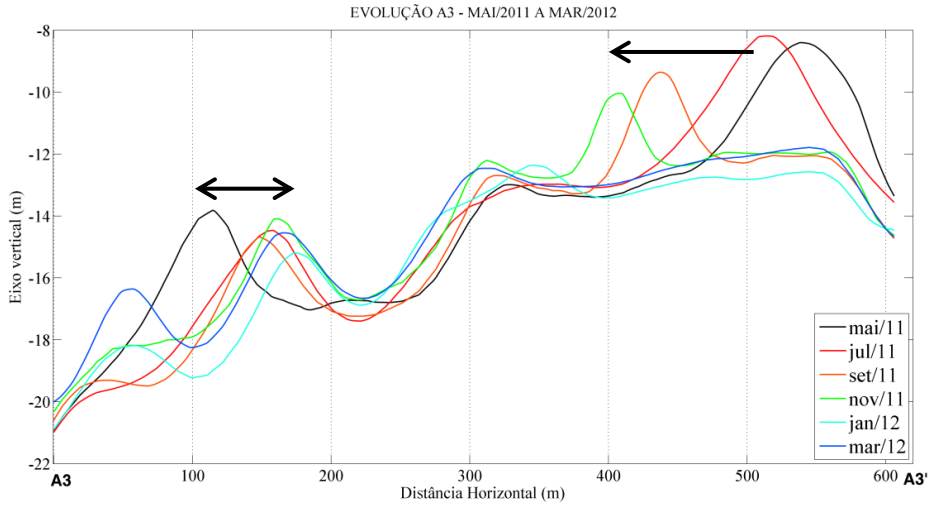

Figura 24. Evolução das ondas de areia no transecto A3 de maio/2011 a março de 2012. As setas indicam sentido de migração pronunciada das ondas de areia

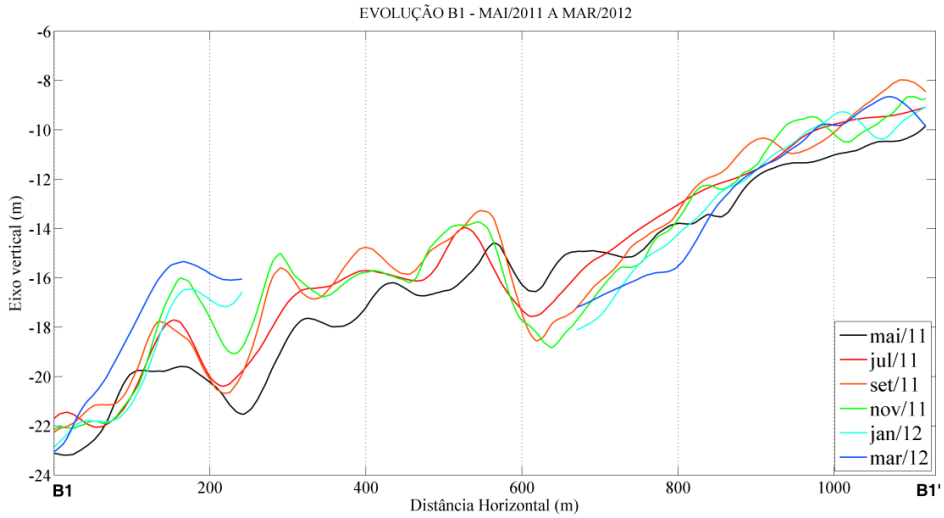

Figura 25. Evolução das ondas de areia no transecto B1 de maio/2011 a março de 2012.

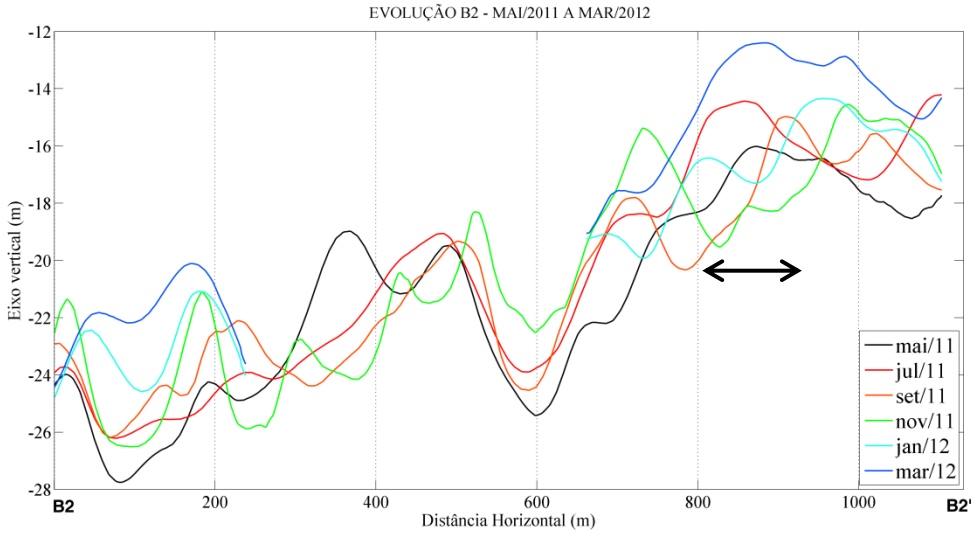

Figura 26. Evolução das ondas de areia no transecto B2 de maio/2011 a março de 2012.

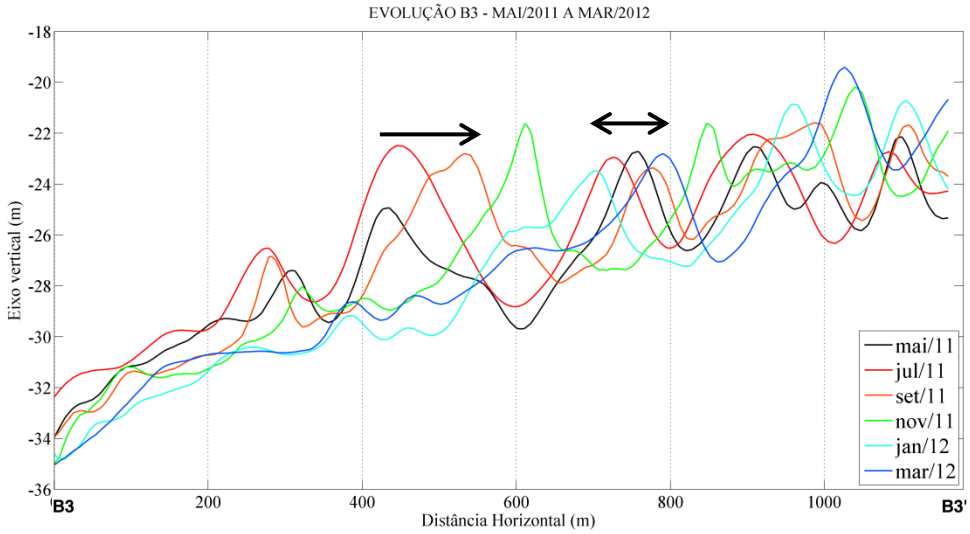

Figura 27. Evolução das ondas de areia no transecto B3 de maio/2011 a março de 2012. As setas indicam sentido de migração pronunciada das ondas de areia

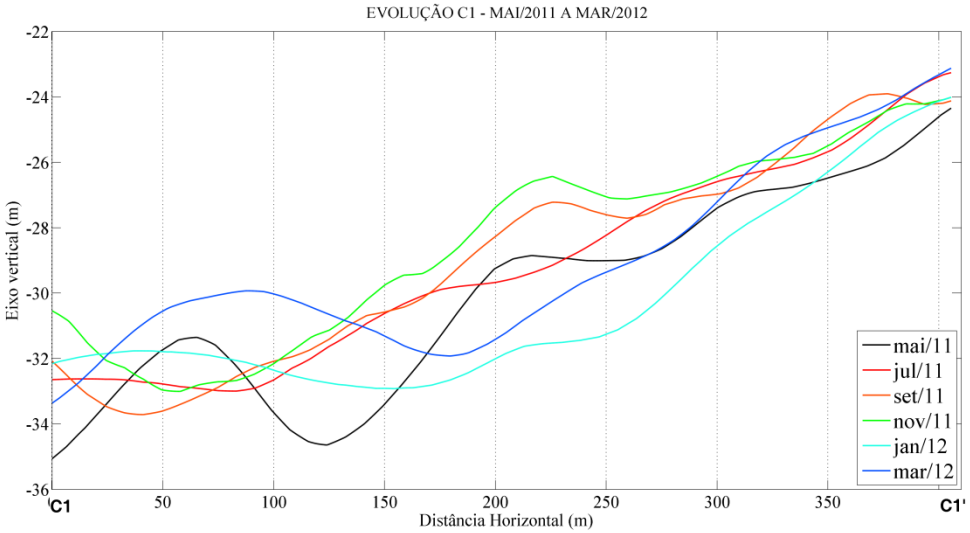

Figura 28. Evolução das ondas de areia no transecto C1 de maio/2011 a março de 2012.

7.3 Evolução temporal das cristas

Para avaliar quantitativamente a magnitude da migração das ondas de areia de maio/2011 a janeiro/2012, foram computadas as diferenças horizontais entre a posição das cristas nas feições que possibilitaram fácil identificação nos levantamentos subsequentes. Devido à altura das ondas e as características dinâmicas, a movimentação de feições presentes nos transectos A2-A3 (Tabela 6) e B2-B3 (Tabela 7) pôde ser analisada ao longo do período completo dos levantamentos (Figura 29).

Tabela 6. Migração bimestral das cristas (m), calculadas nos transectos A3 e A2. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente.

A2 - Migração (m)		
Tempo		Onda 1
mai/11	jul/11	73
jul/11	set/11	89
set/11	nov/11	38
nov/11	jan/12	56
jan/12	mar/12	69

A3 - Migração (m)			
Tempo		Onda 1	Onda 2
mai/11	jul/11	27	-44
jul/11	set/11	78	9
set/11	nov/11	29	-11
nov/11	jan/12	64	-15
jan/12	mar/12	29	9

Tabela 7. Migração bimestral das cristas (m), calculadas nos transectos B2 e B3. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente.

B2 - Migração (m)						
Tempo		Onda 1	Onda 2	Onda 3	Onda 4	Onda 5
mai/11	jul/11	x	1	x	24	X
jul/11	set/11	x	-29	x	-27	X
set/11	nov/11	-28	-90	-19	-35	X
nov/11	jan/12	x	13	60	x	X
jan/12	mar/12	x	-29	-61	x	X

B3 - Migração (m)						
Tempo		Onda 1	Onda 2	Onda 3	Onda 4	Onda 5
mai/11	jul/11	17	3	25	23	38
jul/11	set/11	-25	-85	-47	-78	-9
set/11	nov/11	-77	-56	-76	-76	-38
nov/11	jan/12	-55	-62	-105	-90	x
jan/12	mar/12	61,0	79,0	86,0	x	x

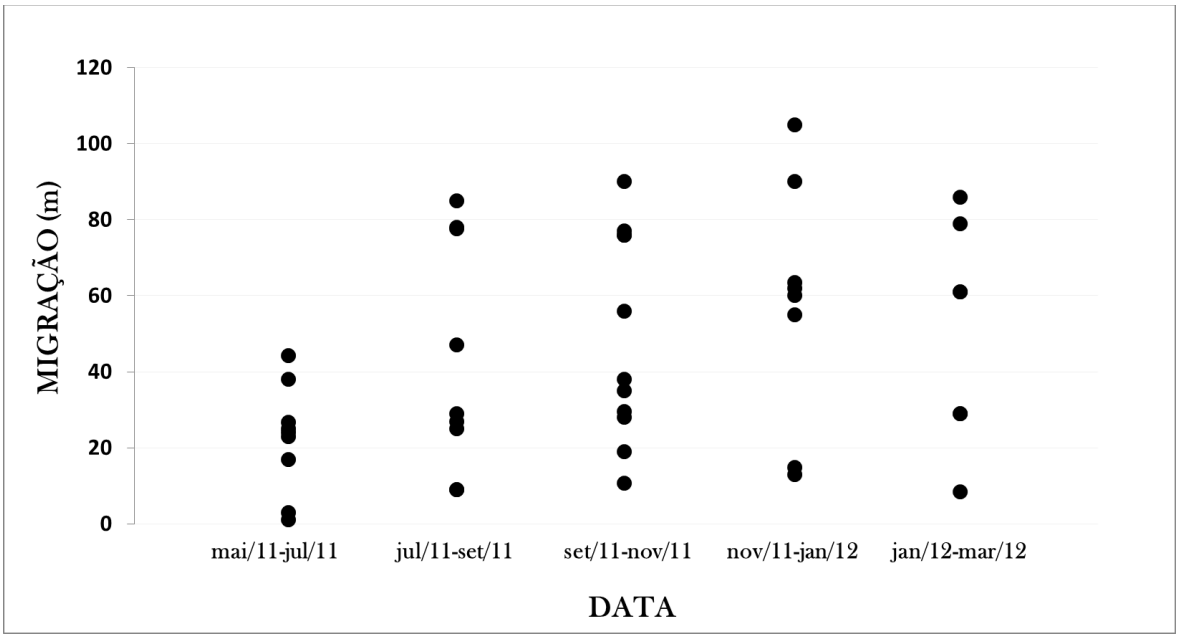

Figura 29. Evolução da migração bimestral das ondas de areia, no período de maio de 2011 a março de 2012.

Levando em consideração as datas dos levantamentos, a migração horizontal diária foi computada para os transectos A2, A3, B2 e B3 (Tabela 8).

Tabela 8. Migração diária média das cristas (m), calculadas nos transectos A2 e A3. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente.

A2 - Migração (m/dia)		
Tempo		Onda 1
mai/11	jul/11	1,2
jul/11	set/11	1,4
set/11	nov/11	0,6
nov/11	jan/12	0,9
jan/12	mar/12	1,2

A3 - Migração (m/dia)			
Tempo		Onda 1	Onda 2
mai/11	jul/11	0,4	-0,7
jul/11	set/11	1,2	0,1
set/11	nov/11	0,5	-0,2
nov/11	jan/12	1,1	-0,2
jan/12	mar/12	0,5	0,1

Tabela 9. Migração diária média das cristas (m), calculadas nos transectos B2 e B3. Sentidos enchente e vazante são indicados por valores positivos e negativos, respectivamente.

B2 - Migração (m/dia)						
Tempo		Onda 1	Onda 2	Onda 3	Onda 4	Onda 5
mai/11	jul/11	X	0,0	X	0,4	X
jul/11	set/11	X	-0,5	X	-0,4	X
set/11	nov/11	-0,5	-1,5	-0,3	-0,6	X
nov/11	jan/12	X	0,2	1,0	X	X
jan/12	mar/12	X	-0,5	-1,1	x	X

B3 - Migração (m/dia)						
Tempo		Onda 1	Onda 2	Onda 3	Onda 4	Onda 5
mai/11	jul/11	0,3	0,0	0,4	0,4	0,6
jul/11	set/11	-0,4	-1,3	-0,7	-1,2	-0,1
set/11	nov/11	-1,3	-0,9	-1,3	-1,3	-0,6
nov/11	jan/12	-0,9	-1,0	-1,8	-1,5	X
jan/12	mar/12	1,1	1,4	1,5	X	X

A variação horizontal das cristas e a comparação batimétrica entre os levantamentos é apresentada para os períodos de mai/2011 a set/2011 (Figura 30) e nov/11 a mar/2012 (Figura 31).

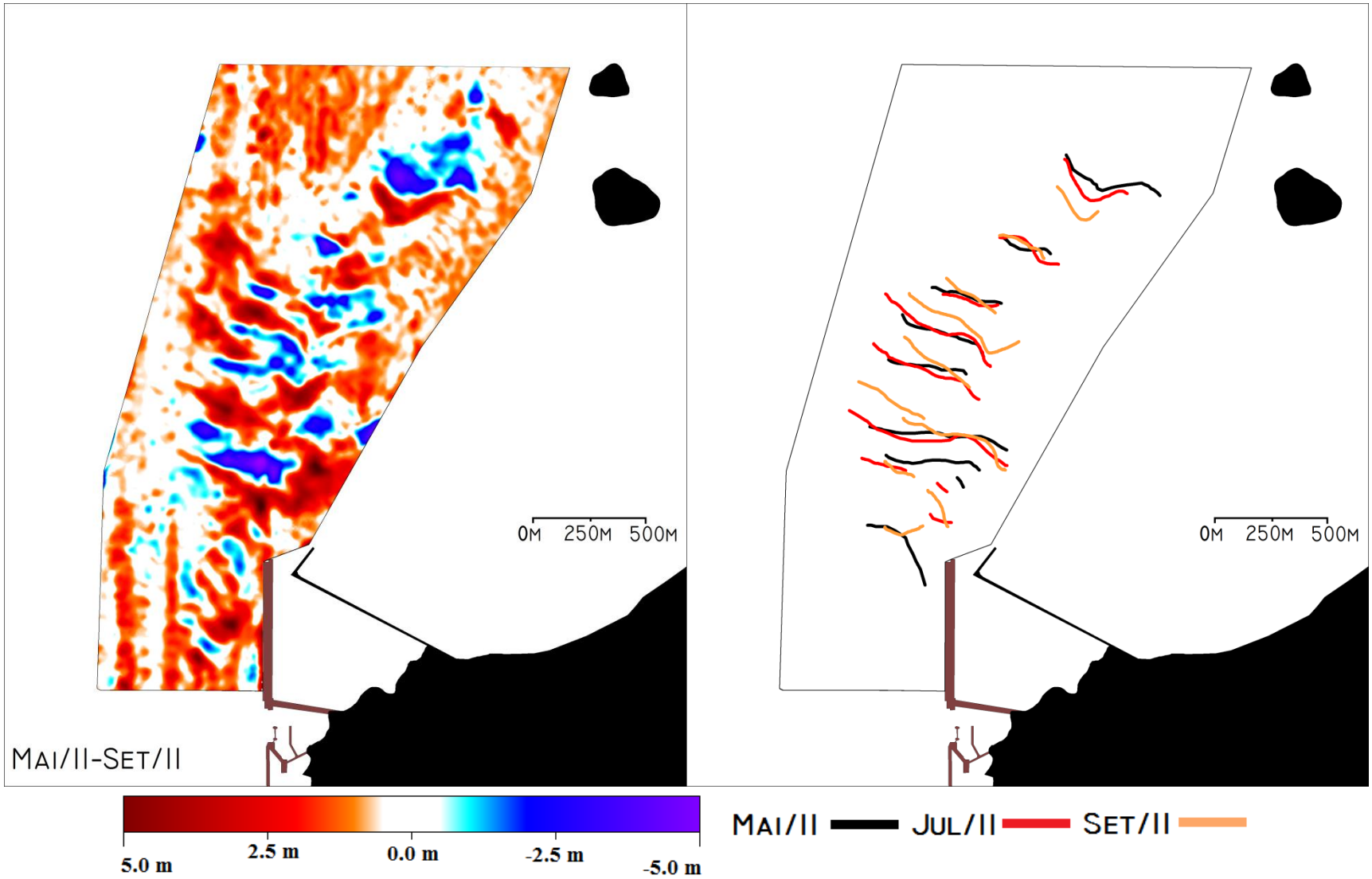

Figura 30. Variação batimétrica entre maio/2011 e setembro/2011 (esq.) e evolução das cristas de maio/2011 a setembro/2011 (dir.).

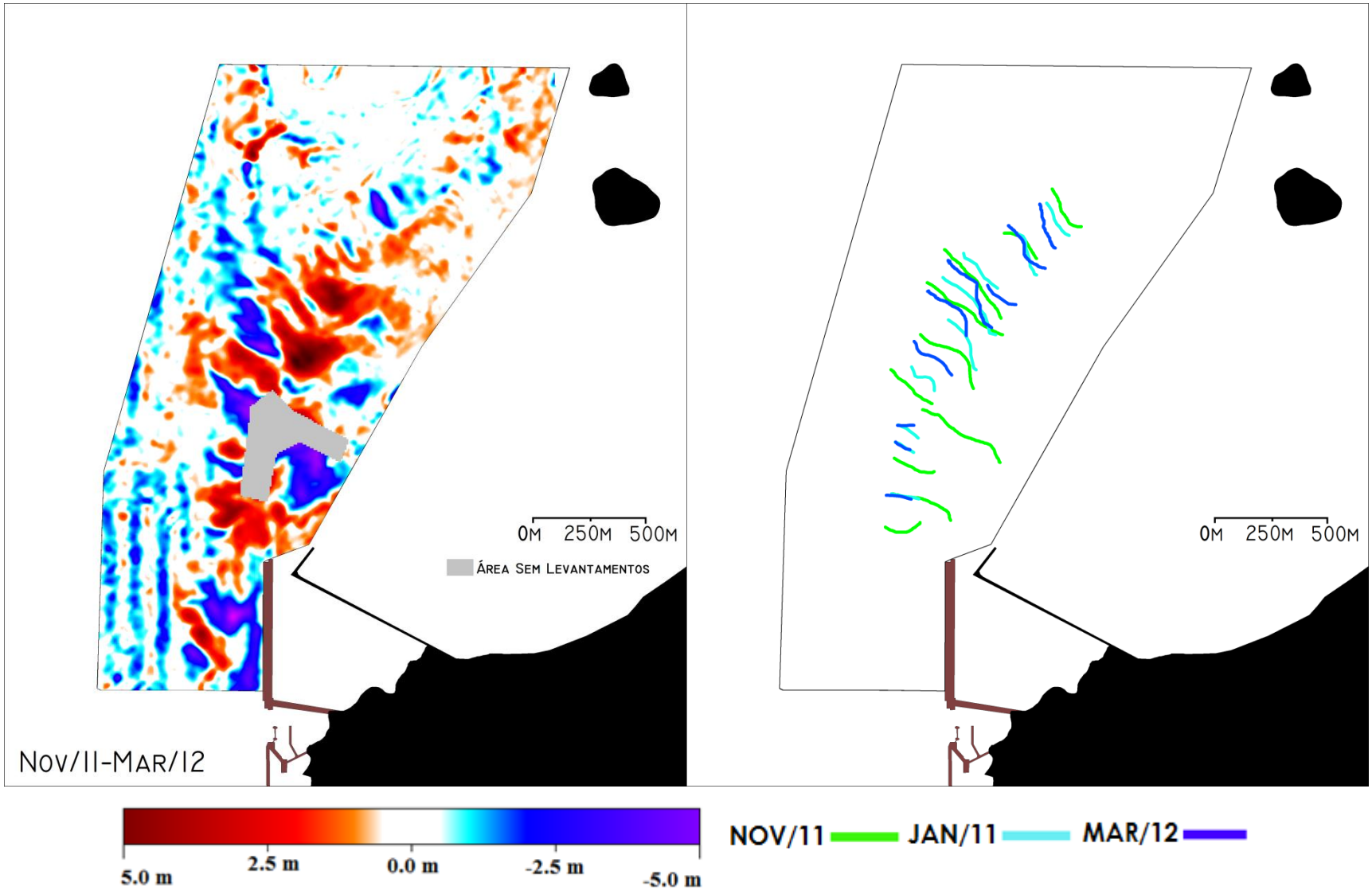

Figura 31. Variação batimétrica entre novembro/2011 e março/2012 (esq.) e evolução das cristas de novembro/2011 a março/2012 (dir.).

7.4 Calibração e validação do modelo numérico

Visando reproduzir os processos hidrodinâmicos locais, a variação espacial da rugosidade de fundo do modelo - expressa pelo coeficiente de Chézy – e da intensidade do fluxo do sistema fluvial interior, representaram inicialmente os principais parâmetros de ajuste fino nas simulações. Então, para o parâmetro de vazão final foi especificado valor constante de 10.000 m^3/s como condição de contorno, visto que as simulações indicaram baixa influência das variações da descarga fluvial na hidrodinâmica da região de interesse. Considerando valores altos de vazão fluvial, houve piora na qualidade de reprodução da hidrodinâmica pelo modelo, indicando que no período comparado a vazão fluvial não exerceu muita influência.

Portanto, a variação do coeficiente de Chézy representou o principal parâmetro de calibração local da direção e intensidade das correntes sobre o campo de ondas de areia estudado. Após variados testes e simulações, a distribuição espacial final confirmou a tendência inicial especificada no modelo, definindo-se valores proporcionais à profundidade nas áreas distantes da região de interesse (Figura 32).

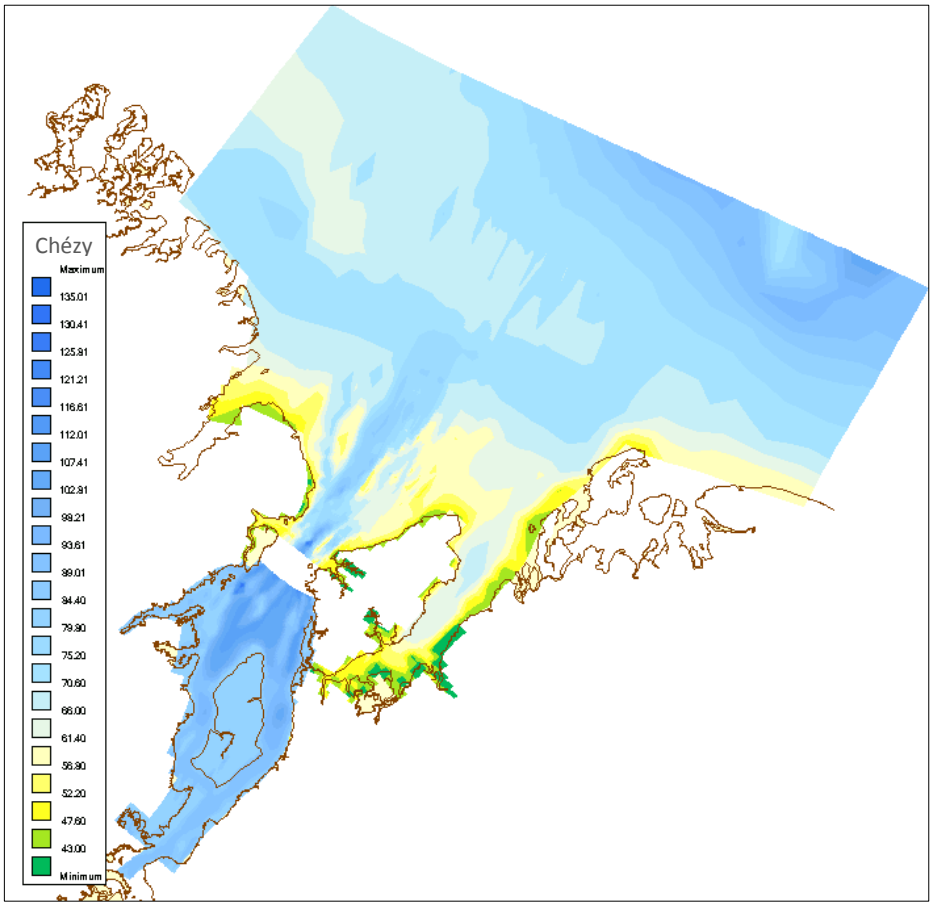

Figura 32. Variação espacial do coeficiente de Chézy no subdomínio regional.

Seguindo esta distribuição inicial, localmente foram definidos valores menores do coeficiente de Chézy próximo à região portuária de atracação dos navios, na qual estão presentes obras de engenharia que podem reduzir o fluxo na coluna d'água. Valores maiores do coeficiente próximo ao Canal do Boqueirão produziram os melhores resultados na calibração do modelo, simulando corretamente os volumes de enchente e vazante que fluem por esta região de extrema importância para os processos que governam a dinâmica sobre o campo de ondas de areia (Figura 33).

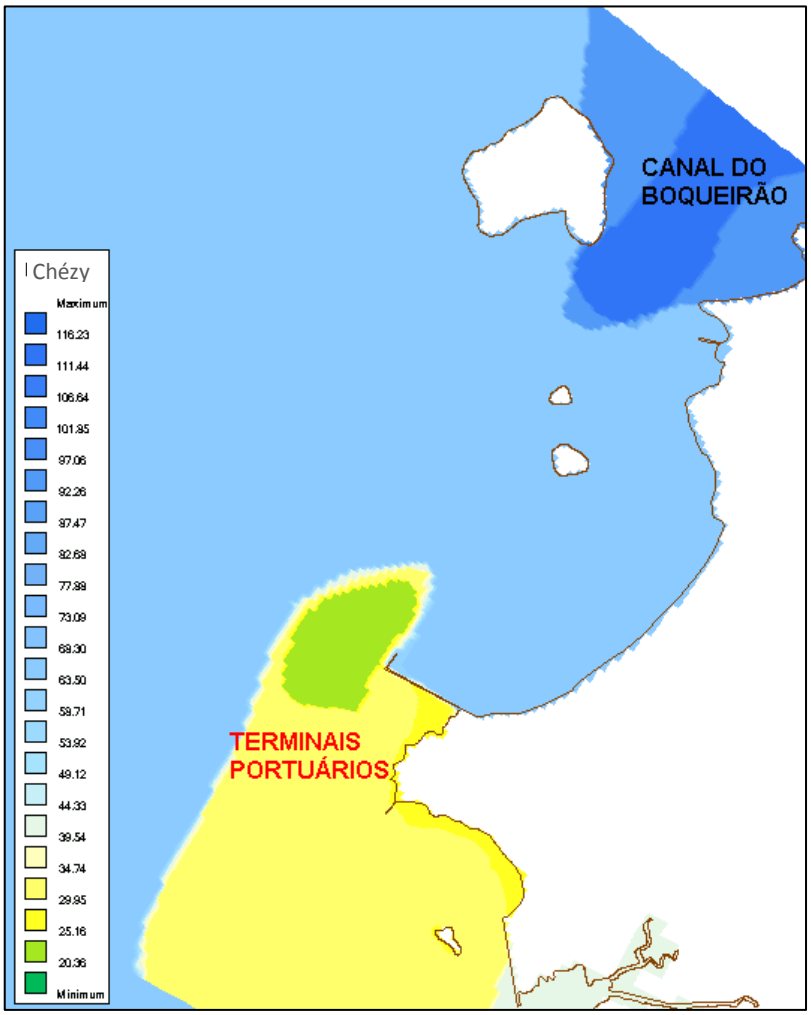

Figura 33. Variação espacial do coeficiente de Chézy próximo à área de interesse no subdomínio local. Menores valores são observados nos terminais portuários e maiores valores no Canal do Boqueirão. Nas demais áreas os valores são proporcionais à profundidade local.

Utilizando a longa série temporal de elevação do nível do mar (22/01/12 a 08/06/13) medidas próximo à Ponta da Espera, foi possível calcular as principais constantes harmônicas descritoras da onda de maré que adentra a Baía de São Marcos

(Tabela 10), obtendo nível médio (Z0) de 3.27 m. Foram determinadas então as condições de contorno aberto no oceano a partir destes valores, sendo possível avaliar a calibração da variação da série temporal de maré no modelo (Figura 34).

Tabela 10. Constantes harmônicas calculadas a partir de série temporal de elevação do nível do nível mar medida na estação maregráfica da Ponta da Espera, São Luís/MA.

Constante Harmônica	Amplitude (m)	Fase (graus)
M2	2.02	204
S2	0.55	250
N2	0.36	188
K2	0.17	234
O1	0.1	207
K1	0.1	250

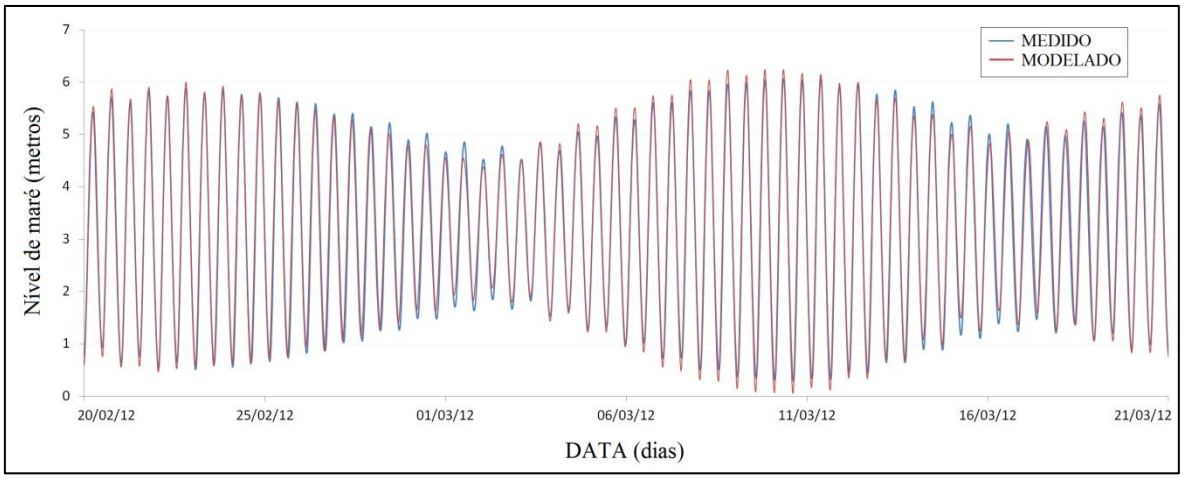

Figura 34. Comparação do nível de maré medido em campo (azul) e modelado no Delft3D (vermelho) para o período de 30 dias.

A partir da comparação entre as velocidades modeladas e medidas nos pontos de monitoramento 15H (Figura 35, Figura 36 e Figura 37), P16 (Figura 38, Figura 39 e Figura 40) e P19 (Figura 41, Figura 42 e Figura 43) foi possível apontar o nível de confiabilidade do modelo. Esta comparação foi ainda utilizada para os cálculos dos parâmetros de RMAE e ARMAE, registrando numericamente o nível de calibração do modelo.

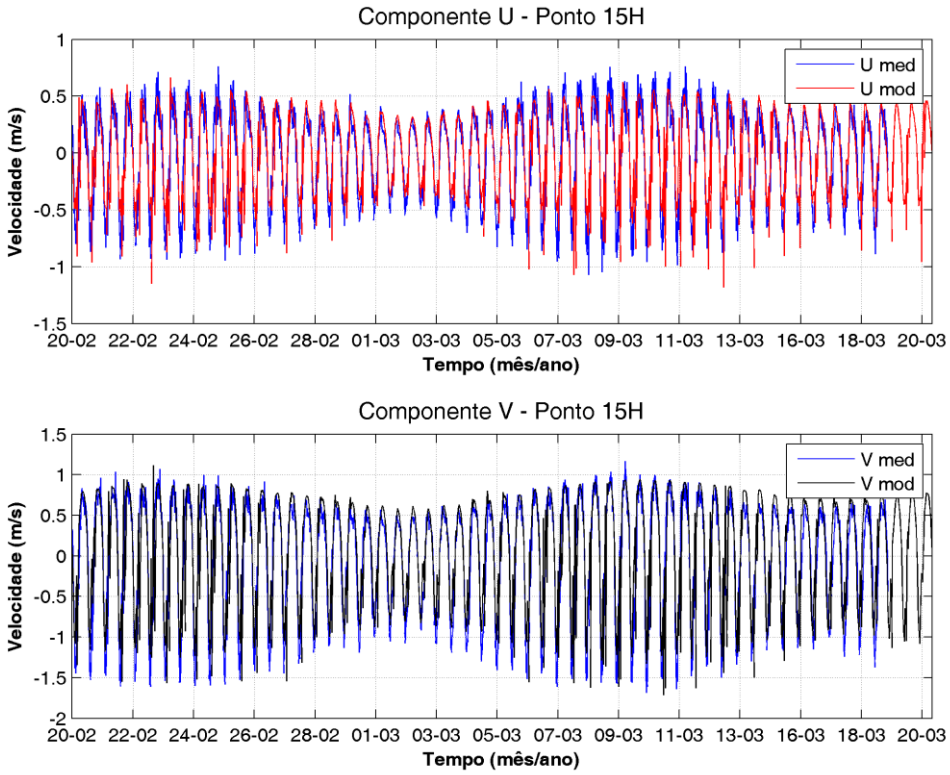

Figura 35. Componentes de velocidade u e v medidos e modelados para o ponto 15H.

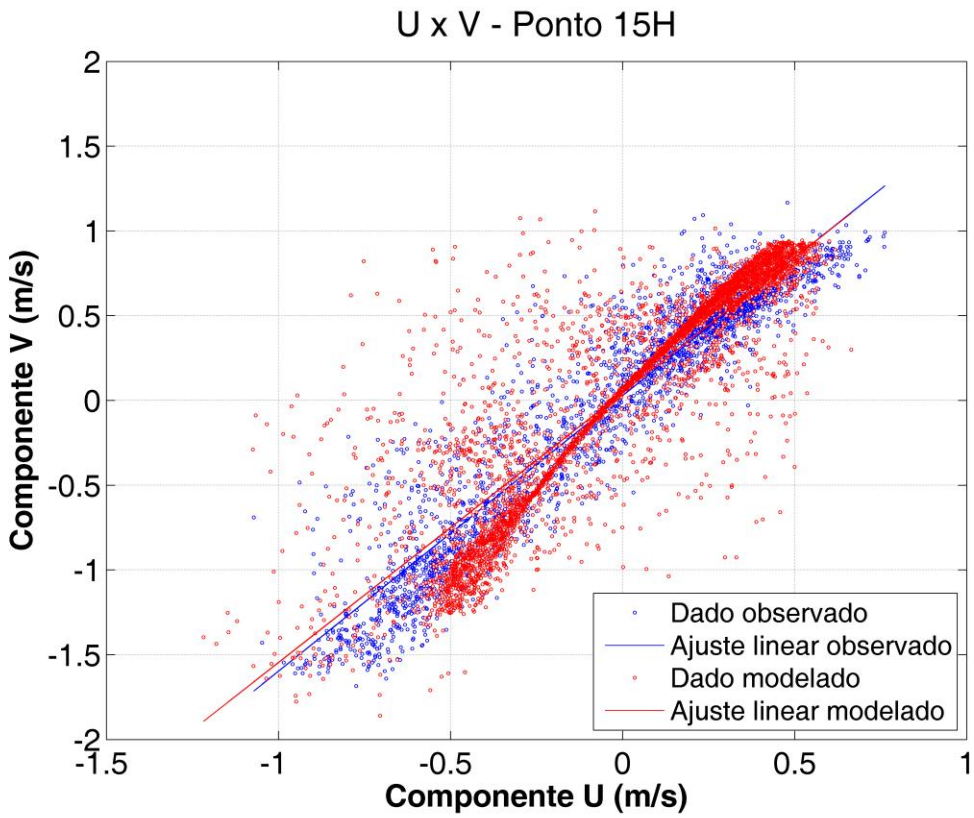

Figura 36. Ajuste linear dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto 15H.

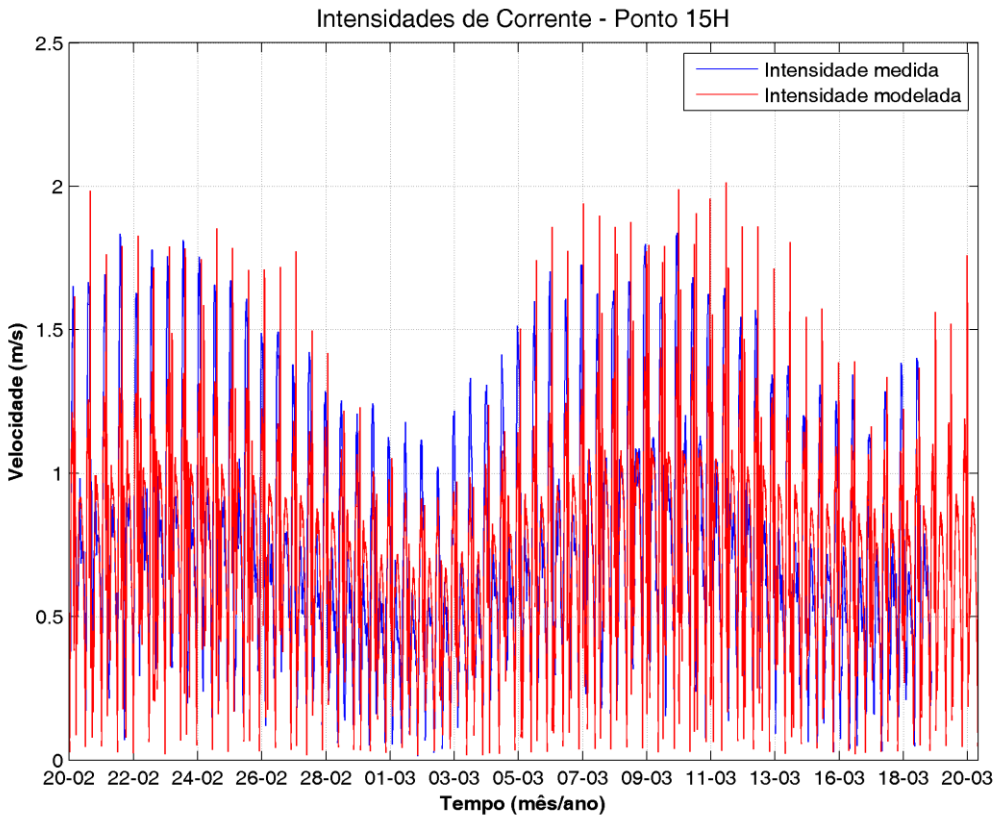

Figura 37. Série temporal da intensidade de correntes para o ponto 15H.

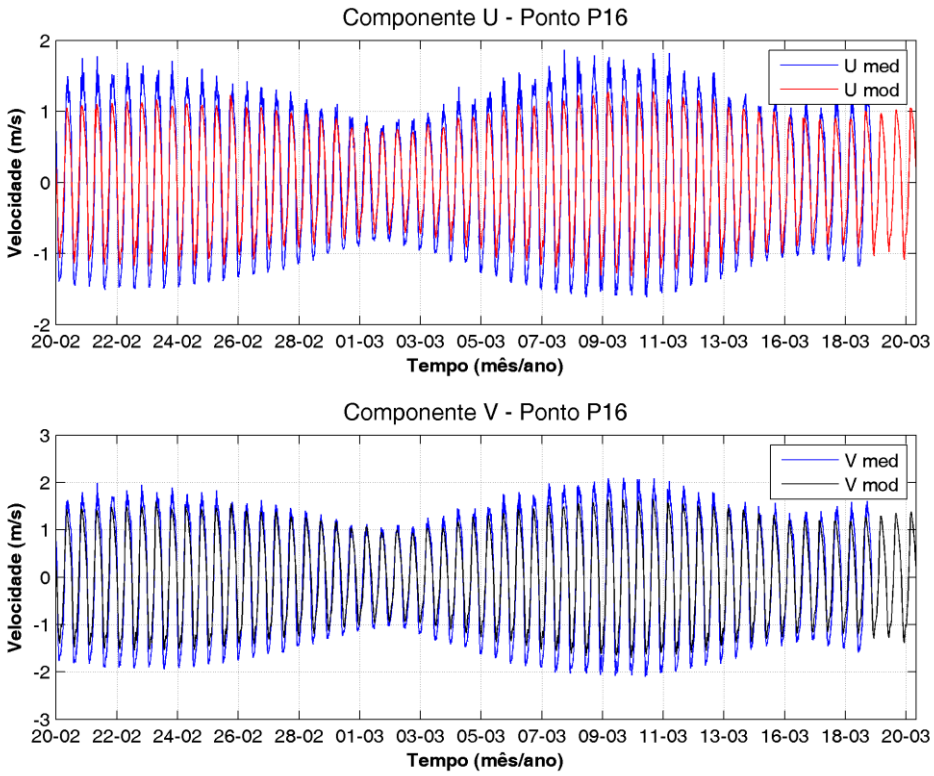

Figura 38. Séries temporais dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto P16.

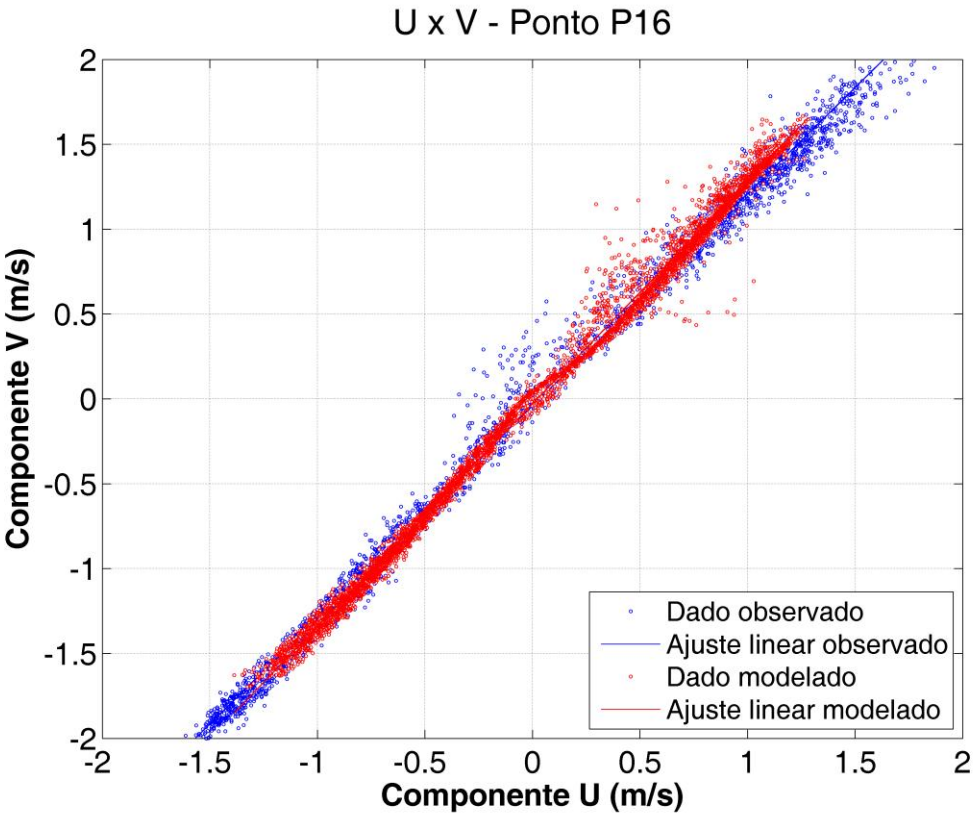

Figura 39. Ajuste linear dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto P16.

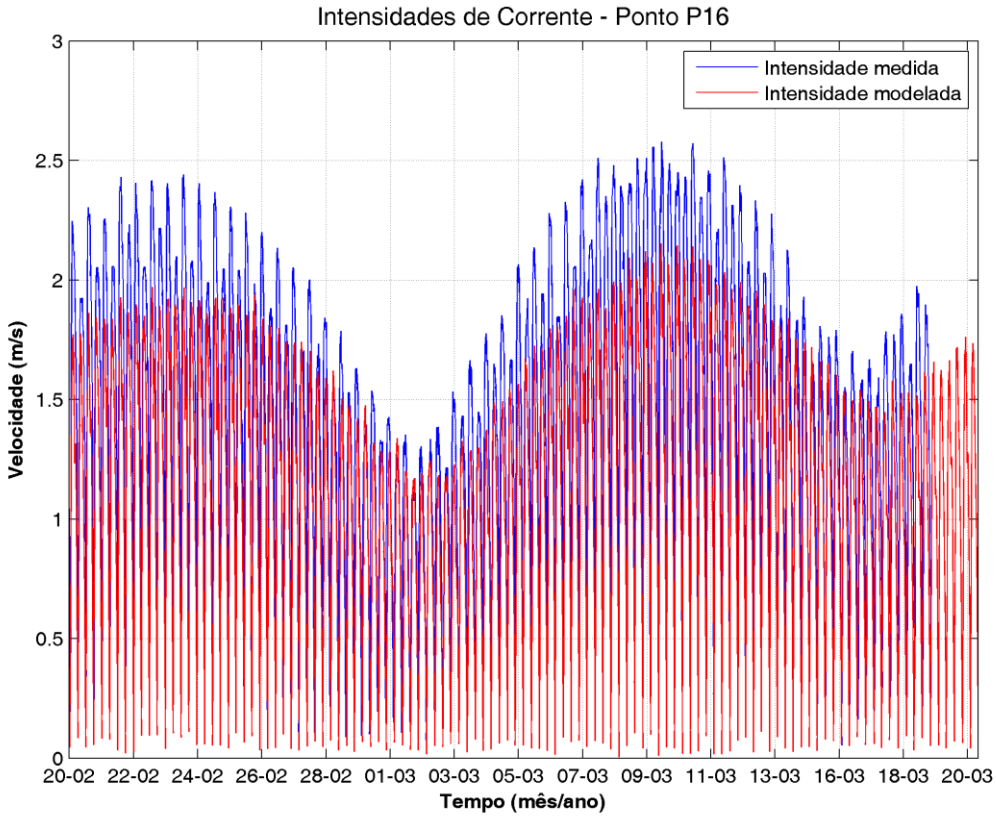

Figura 40. Série temporal da intensidade de correntes para o ponto P16.

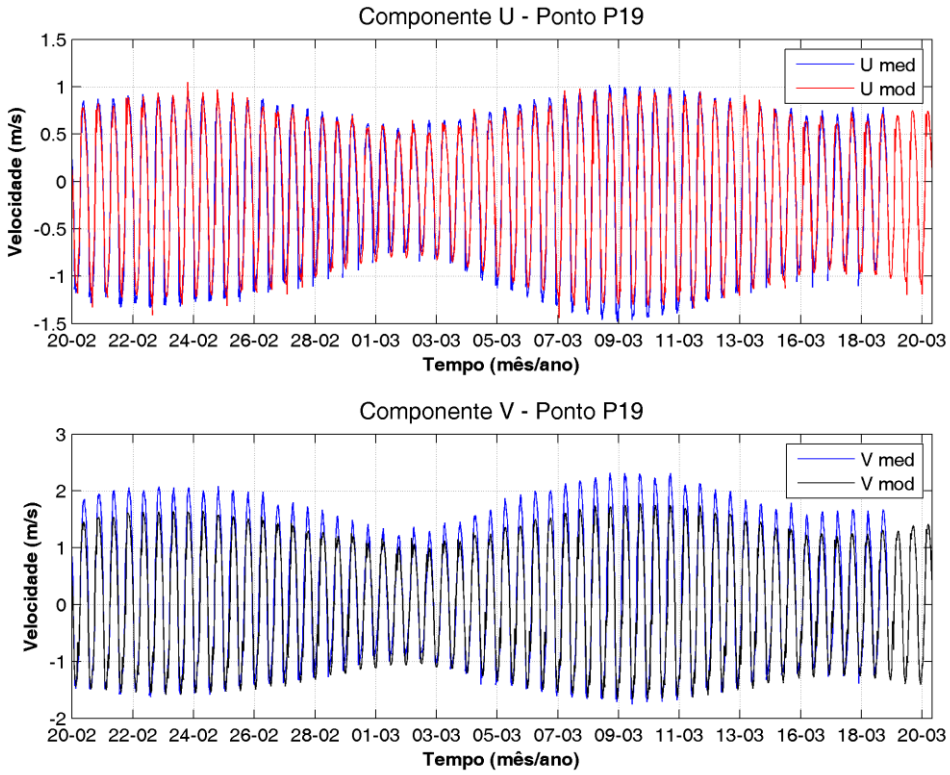

Figura 41. Componentes de velocidade u e v medidos e modelados para o ponto P19.

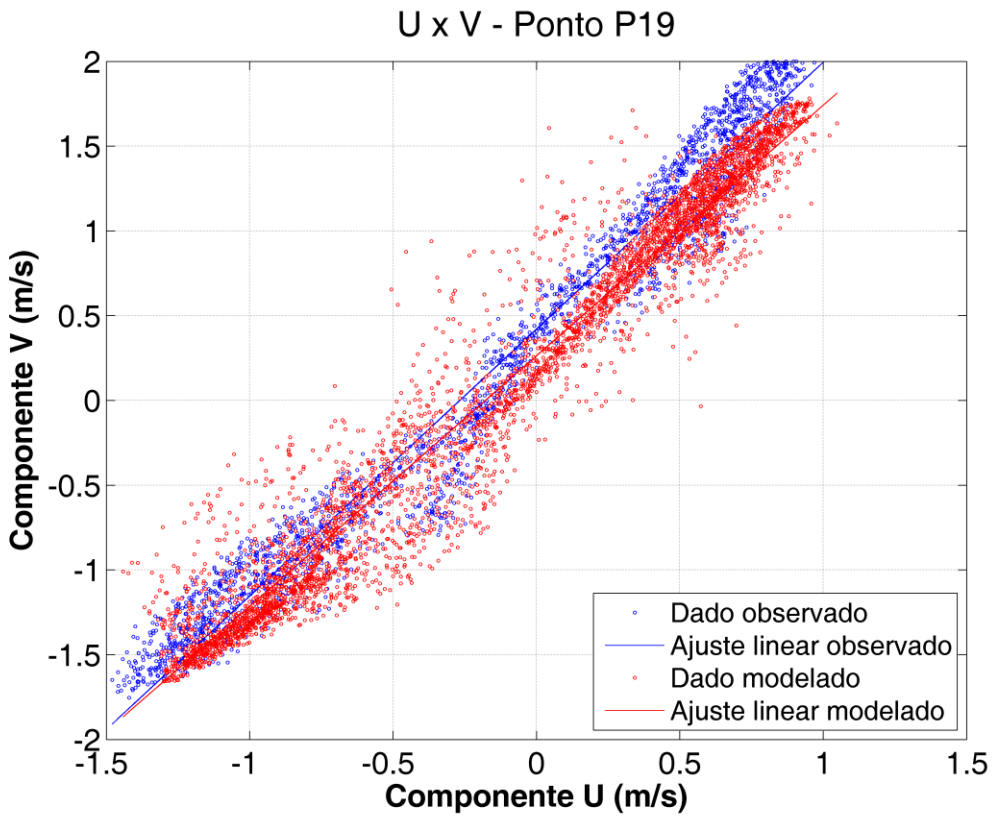

Figura 42. Ajuste linear dos componentes u e v medidos e modelados para o ponto P19.

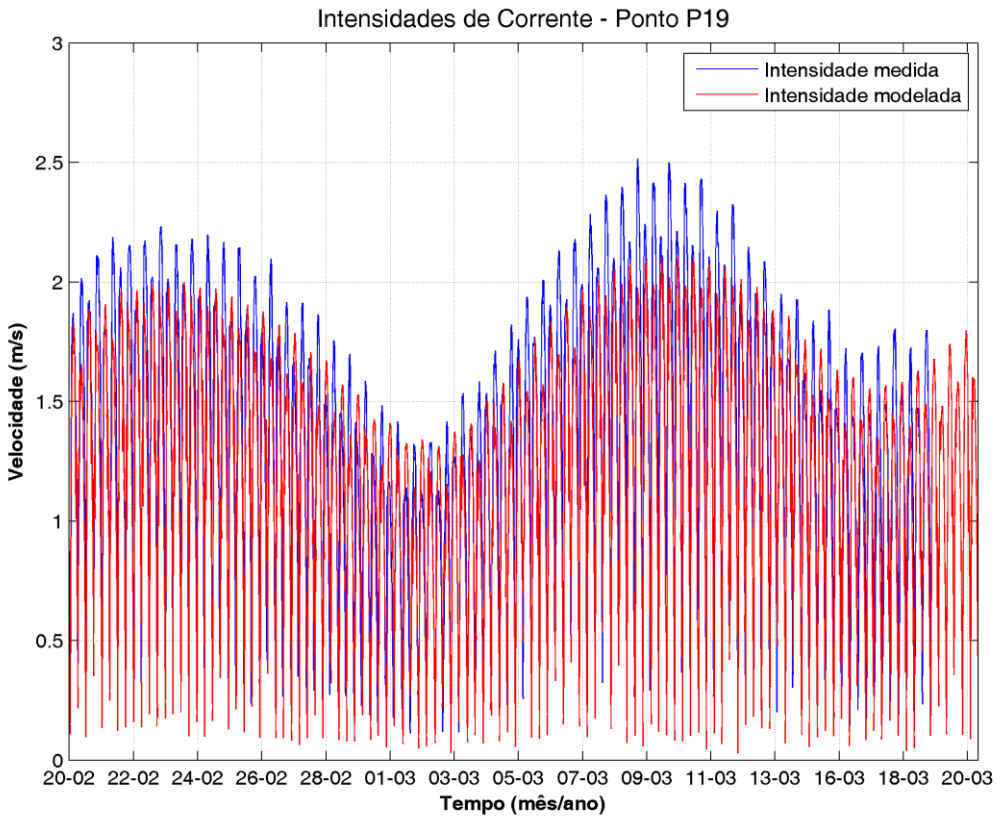

Figura 43. Série temporal da intensidade de correntes para o ponto P19.

Para analisar comparativamente as magnitudes das correntes de enchente e vazante e as direções de fluxo, foram utilizados os componentes longitudinais e transversais das velocidades, expressos por u e v, respectivamente. O modelo numérico reproduz bem a direção predominante dos fluxos locais, claramente dominados pela influência da onda de maré no estuário. Priorizou-se a calibração do ponto 15H por este estar localizado muito próximo ao campo de ondas, para o qual foi obtido um ótimo nível de reprodução das intensidades e direções de correntes.

A Tabela 11 apresenta os parâmetros estatísticos RMAE e ARMAE, indicando quantitativamente o nível de calibração do modelo nos pontos 15H, P16 e P19. Observa-se que a calibração do modelo foi obtida com alto grau de confiabilidade para o período simulado com valores excelentes/bons para os pontos de monitoramento de correntes. A descrição quantitativa da variação das intensidades de correntes para os pontos P16, P19 e 15H é apresentada na Tabela 12.

Tabela 11. Parâmetros Relative Mean Adjusted Error (RMAE) e Adjusted Relative Mean Absolute Error (ARMAE) para os pontos de calibração 15H, P16 e P19.

Ponto	RMAE	ARMAE
15 H	0.025	0.027
P16	0.240	0.167
P19	0.107	0.079

Cor	Classificação	RMAE	ARMAE
	Excelente	< 0.1	< 0.2
	Bom	0.1 – 0.3	0.2 – 0.4
	Regular	0.3 – 0.5	0.4 – 0.7

Tabela 12. Intensidades de corrente médias, máximas, mínimas e desvio padrão dos dados medidos em campo nos pontos de monitoramento 15H, P16 e P19.

Velocidades (m/s)				
Ponto	Média	Máxima	Mínima	Desv. Padrão
15 H	0.71	1.84	0.01	0.38
P16	1.41	2.58	0.05	0.62
P19	1.30	2.52	0.11	0.57

Os resultados das simulações numéricas evidenciaram que o modelo computacional reproduz bem os padrões de variação das velocidades em todos os pontos e a variação do nível de água foi bastante semelhante aos dados medidos. A calibração dos níveis de maré na área de interesse por meio dos ajustes nas constantes harmônicas no contorno aberto do modelo promoveu bons resultados, visto que os desvios associados à influência de marés meteorológicas é pouco significativo na região e os valores de velocidades gerados pelas correntes de maré foram bem representados.

Para adequar as correntes de enchente e vazante na região de interesse do modelo foi necessário promover principalmente o ajuste da rugosidade do modelo no Canal do Boqueirão e na região portuária. Neste sentido, melhores resultados foram obtidos aumentando-se o volume de entrada de água na condição de enchente pelo canal e reduzindo o fluxo de vazante próximo à região portuária, gerando resultados de calibração excelentes para o ponto 15H, localizado sobre o campo de ondas de areia.

Os valores de velocidade nos pontos P16 e P19 atingiram as velocidades máximas em condições de maré de quadratura, em torno de 1.2 m/s. Em condições de marés de maior amplitude, os valores máximos não foram atingidos nas simulações ficando em geral em torno de 0.5 m/s abaixo dos valores máximos de aproximadamente 2.5 m/s . No ponto 15H, foi possível atingir as velocidades máximas tanto em condições de maré de quadratura (~ 1.2 m/s) quanto em maré de sizígia (~ 1.8 m/s).

7.5 Intensidades de correntes em sizígia e quadratura

Considerando o modelo numérico calibrado e validado, a sua aplicação possibilitou verificar a magnitude das correntes na área de interesse. Destaques para os períodos de quadratura e sizígia, respectivamente, estão graficamente ilustrados para o ponto 15H na Figura 44 e Figura 45.

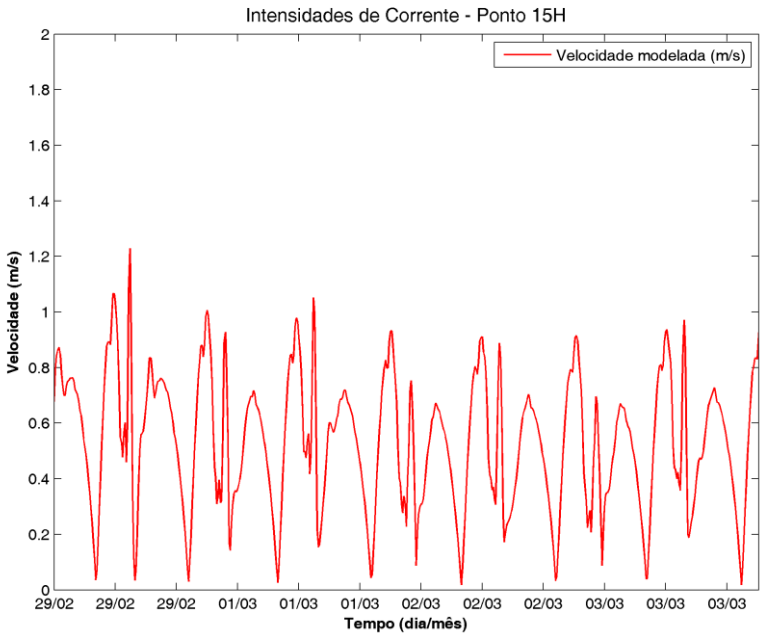

Figura 44. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de quadratura sobre o campo de ondas de areia no ponto 15H.

A variação da magnitude das correntes é mais pronunciada em condição de maré maré enchente no ponto 15H do modelo, possivelmente devido à formação de giros e células de circulação com maior efeito na direção das correntes simuladas neste local. Comparando-se os picos de velocidades máximas, observou-se que ocorre assimetria entre as intensidades de vazante e enchente neste local, sendo que as correntes de enchente são dominantes em ambos os períodos. Em média, as velocidades máximas de enchente foram 27.8% e 42.8% maiores que as de vazante em condições de quadratura e sizígia, respectivamente.

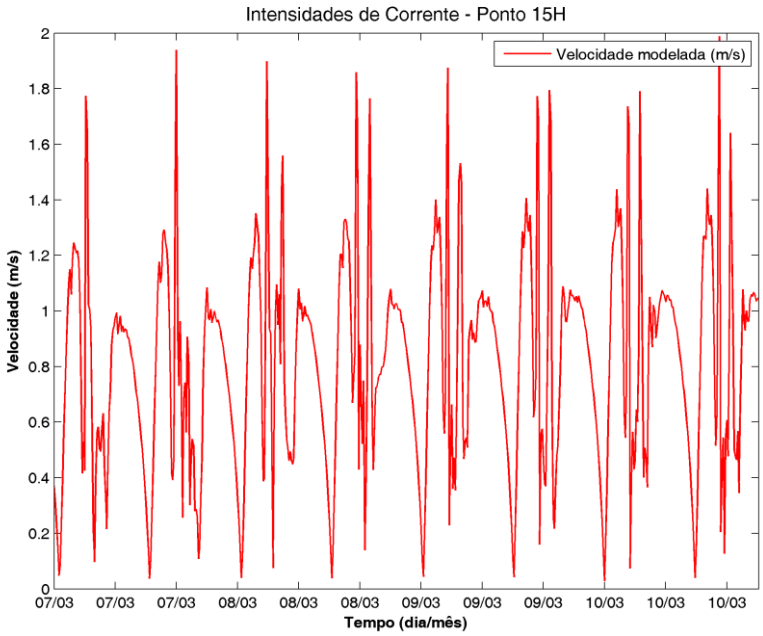

Figura 45. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de sizígia sobre o campo de ondas de areia (ponto 15H)

Destaques para os períodos de quadratura e sizígia, respectivamente, estão graficamente ilustrados para o ponto P16 na Figura 46 e Figura 47.

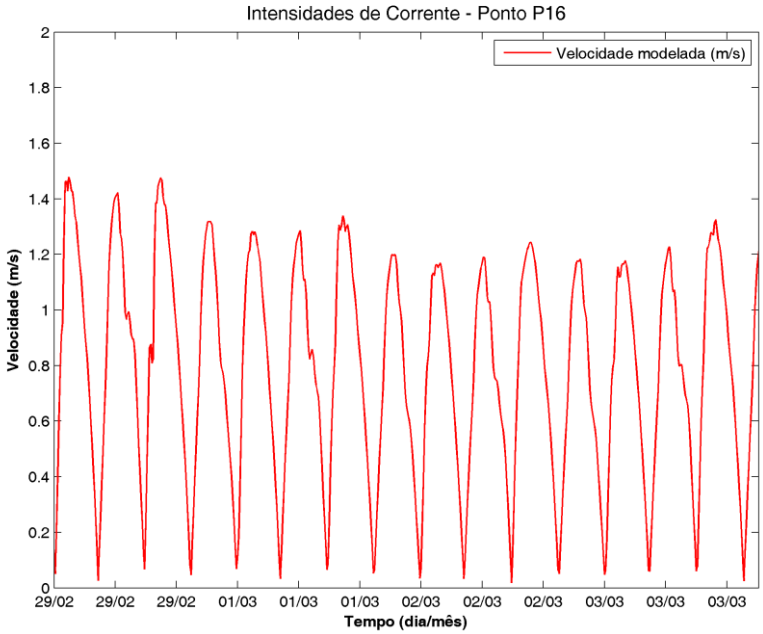

Figura 46. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de quadratura no ponto P16.

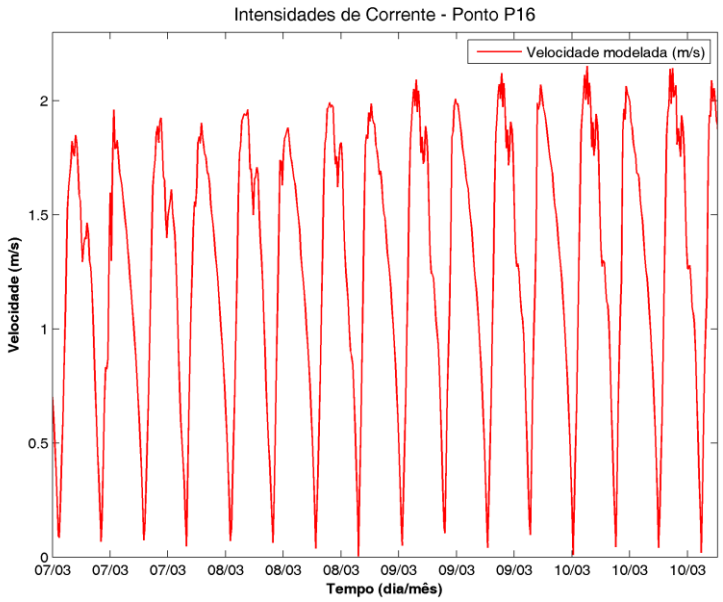

Figura 47. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de sizígia no ponto P16.

No ponto P16 ocorreu leve dominância das correntes de vazante na sizígia (1,86%), enquanto em quadratura os valores máximos das velocidades foram semelhantes. É importante citar que o modelo subestimou as intensidades de enchente na quadratura e, deste modo, a dominância destas não ficou evidente. Os valores residuais não foram afetados significativamente por este resultado, pois são mais fortemente influenciados pelas intensidades de sizígia. Destaques para os períodos de quadratura e sizígia, respectivamente, estão graficamente ilustrados para o ponto P19 na Figura 48 e Figura 49.

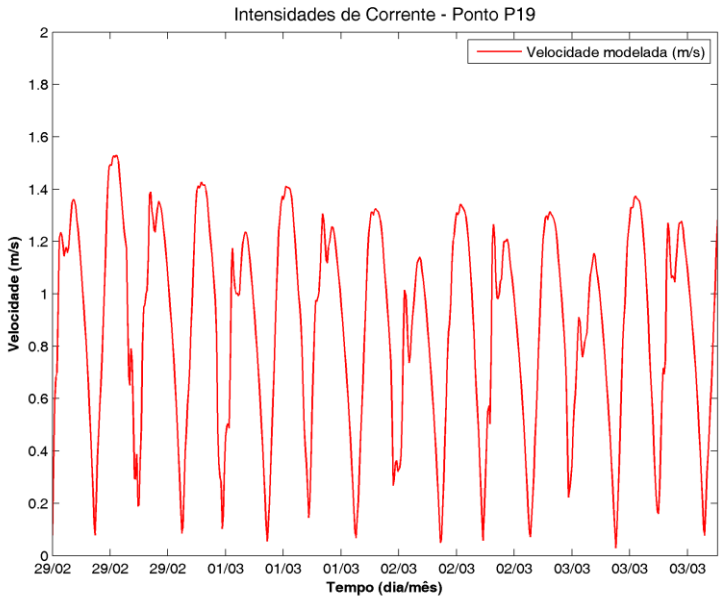

Figura 48. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de quadratura no ponto P19.

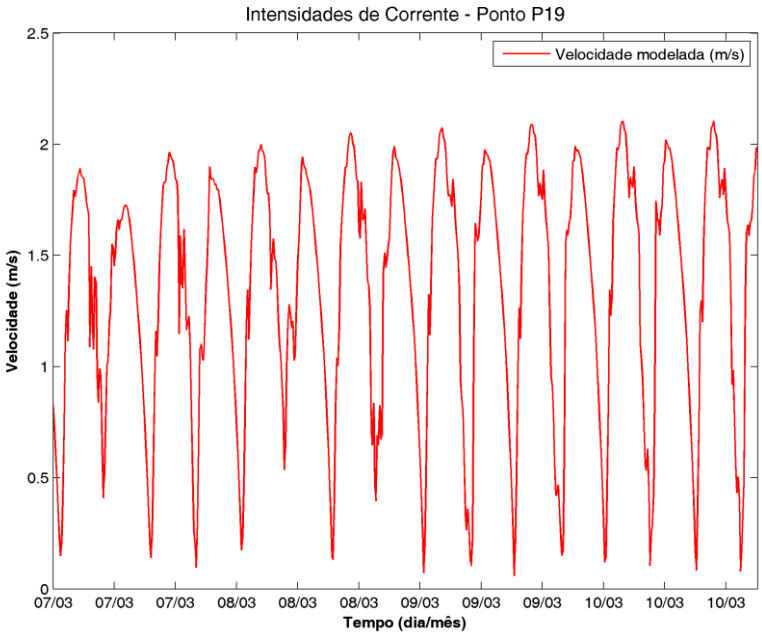

Figura 49. Magnitude das correntes simuladas em condição de maré de sizígia no ponto P19.

Comparando-se os picos de velocidades máximas, observou-se que ocorre assimetria entre as intensidades de vazante e enchente neste local, sendo que as correntes de vazante são dominantes em ambos os períodos. Em média, as velocidades máximas de vazante foram 8.8% e 5.0% maiores que as de enchente em condições de quadratura e sizígia, respectivamente.

7.6 Campos vetoriais de correntes

Foram destacados 2 períodos de simulação para expressar a evolução das correntes próximo à área de interesse. Séries temporais do campo vetorial de correntes sobre as ondas de areia são ilustradas para o período de sizígia (Figura 50) e quadratura (Figura 51).

Velocidades mais intensas foram observadas nos canais principais da baía e no Canal do Boqueirão, sendo que nas áreas mais rasas a leste ocorrem as velocidades menos intensas. A batimetria local determina ainda a forma das áreas de maiores velocidades no canal principal da baía, modificadas por regiões mais profundas e bancos de areia mais rasos que deslocam as direções e modificam as intensidades.

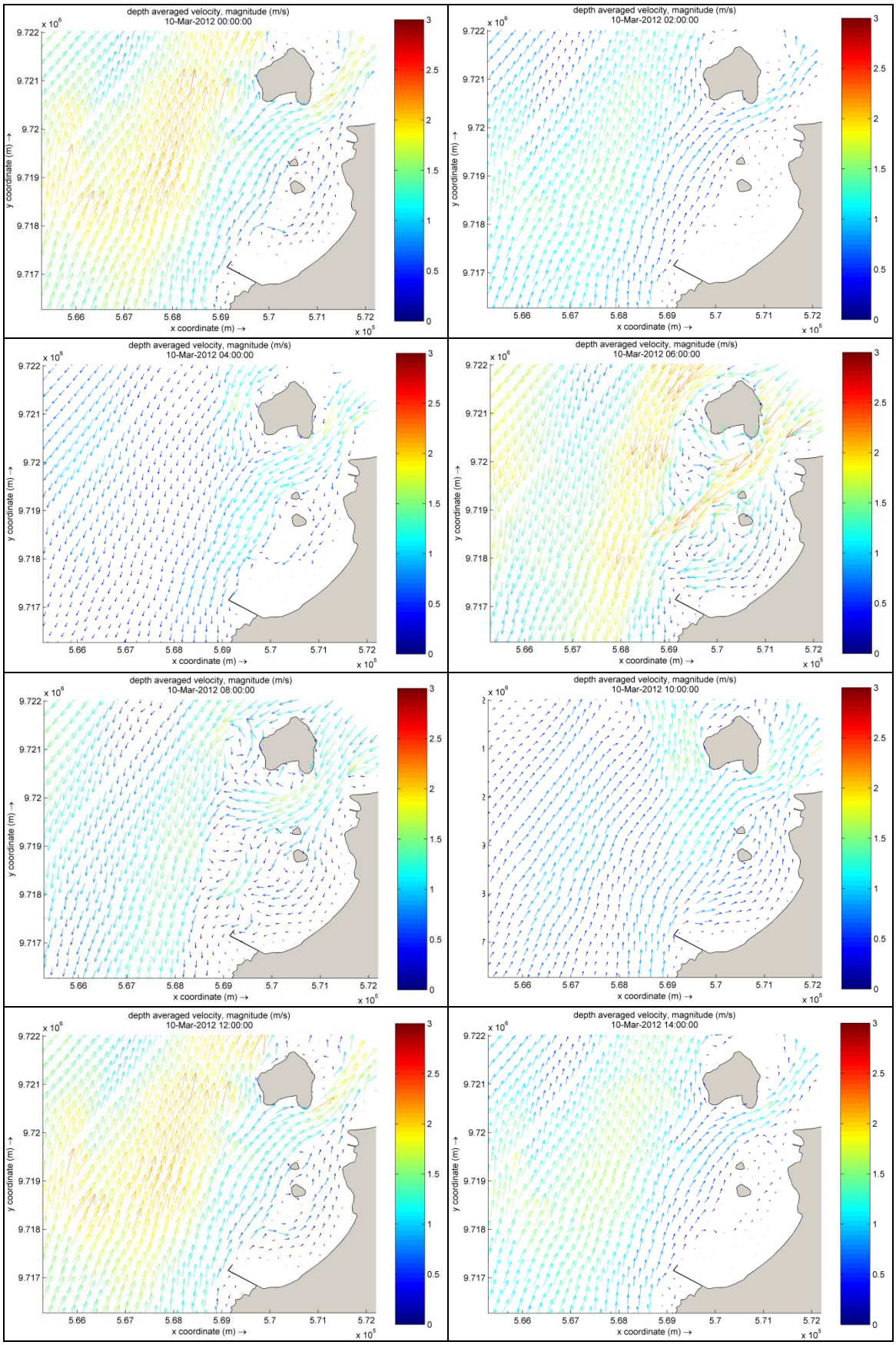

Figura 50. Série temporal do campo vetorial de correntes sobre as ondas de areia da margem leste da Baía de São Marcos/MA, em condição de maré de sizígia.

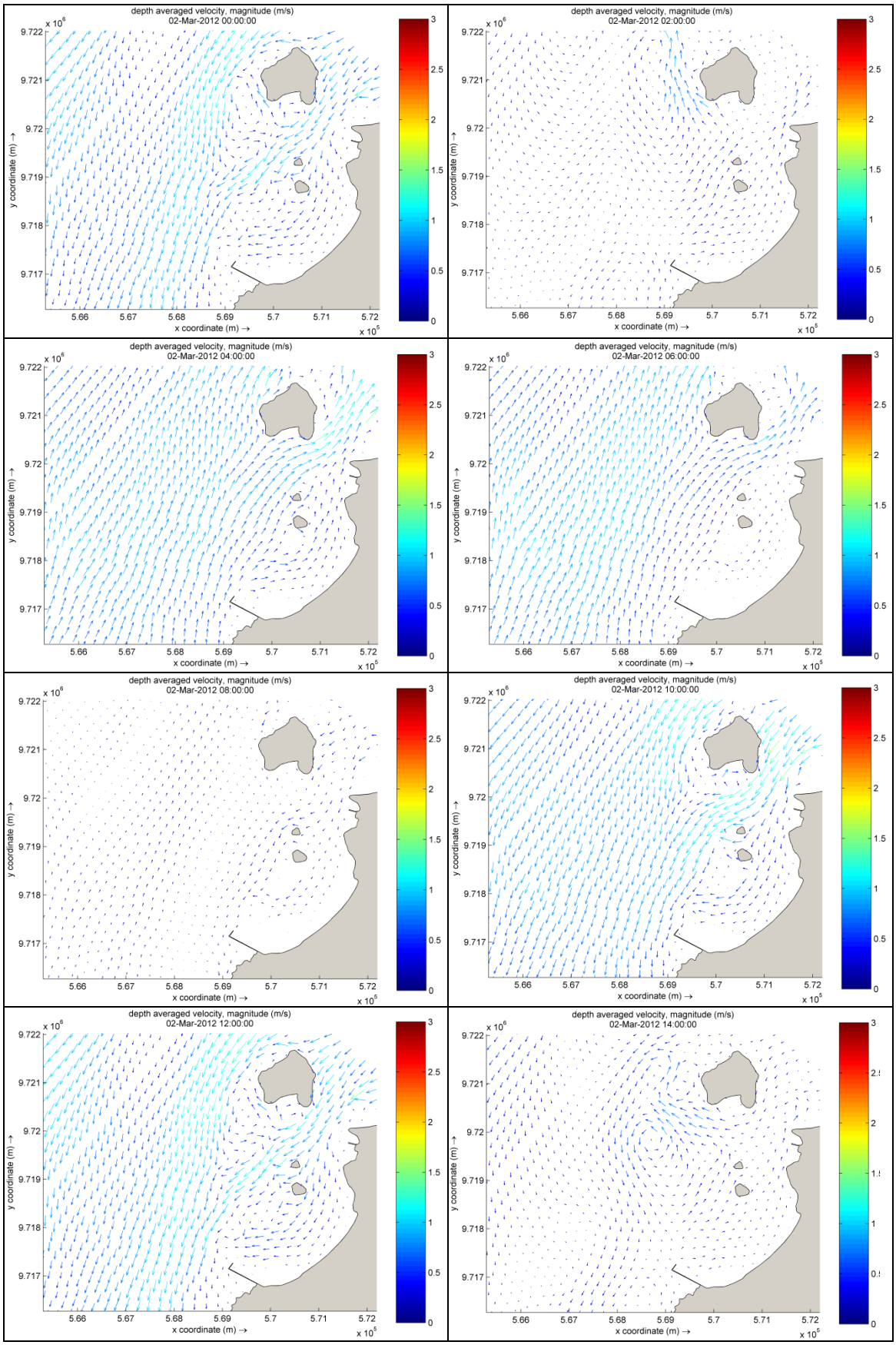

Figura 51. Série temporal do campo vetorial de correntes sobre as ondas de areia da margem leste da Baía de São Marcos/MA, em condição de maré de quadratura.

A influência média da hidrodinâmica local na migração das ondas de areia foi analisada com base no mapa residual de intensidade e direção de correntes para o período de um mês (Figura 52).

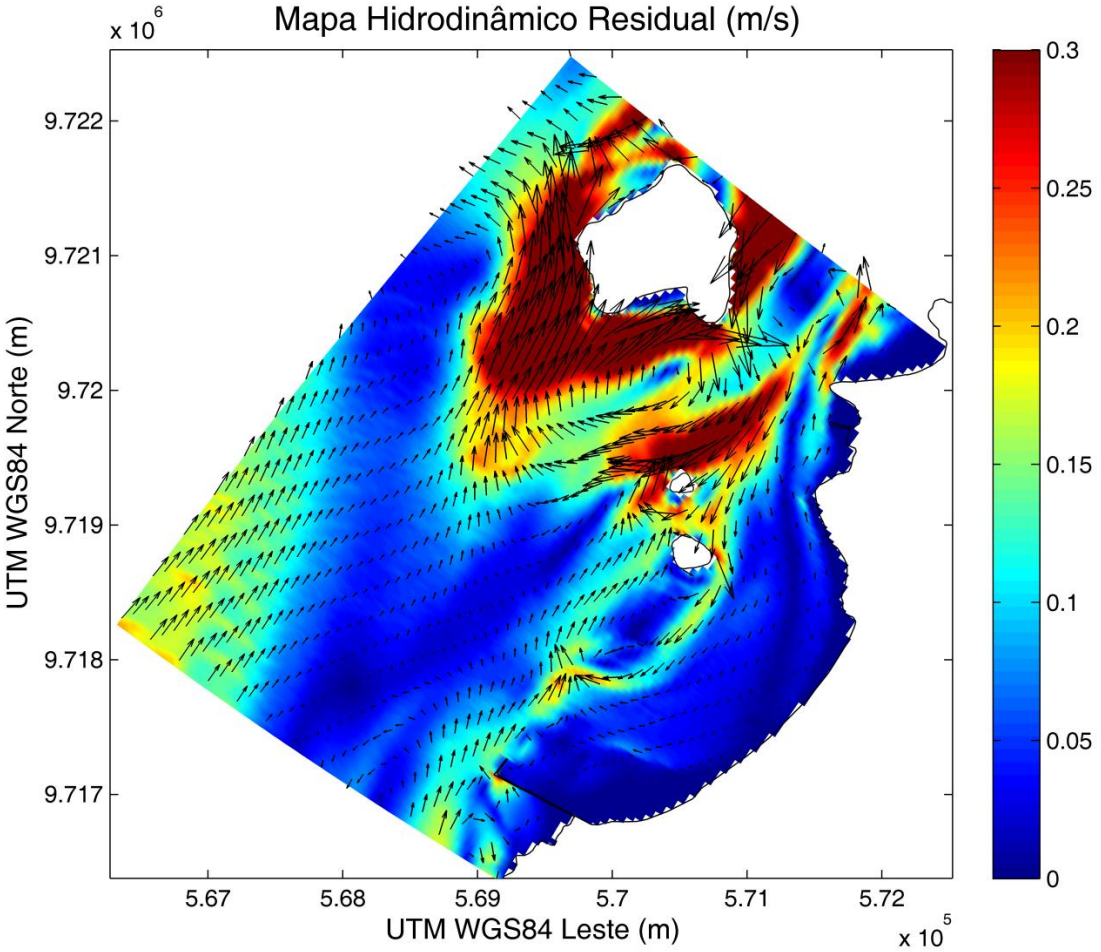

Figura 52. Mapa de velocidades residuais, calculadas a partir dos resultados do modelo para o período de dois ciclos de maré de sizígia e dois ciclos de maré de quadratura (~ 1 mês de simulação). Os vetores e as cores indicam respectivamente a magnitude e direção das correntes residuais na área de interesse.

Com o estabelecimento do mapa de velocidades residuais, foi interessante definir perfis transversais ao canal para observar o comportamento bidirecional das correntes dominantes. Foram definidos 6 perfis ao longo do campo de ondas de areia e à nordeste da área de interesse (R1 a R6), os quais representaram as direções dominantes em cada setor (Figura 53).

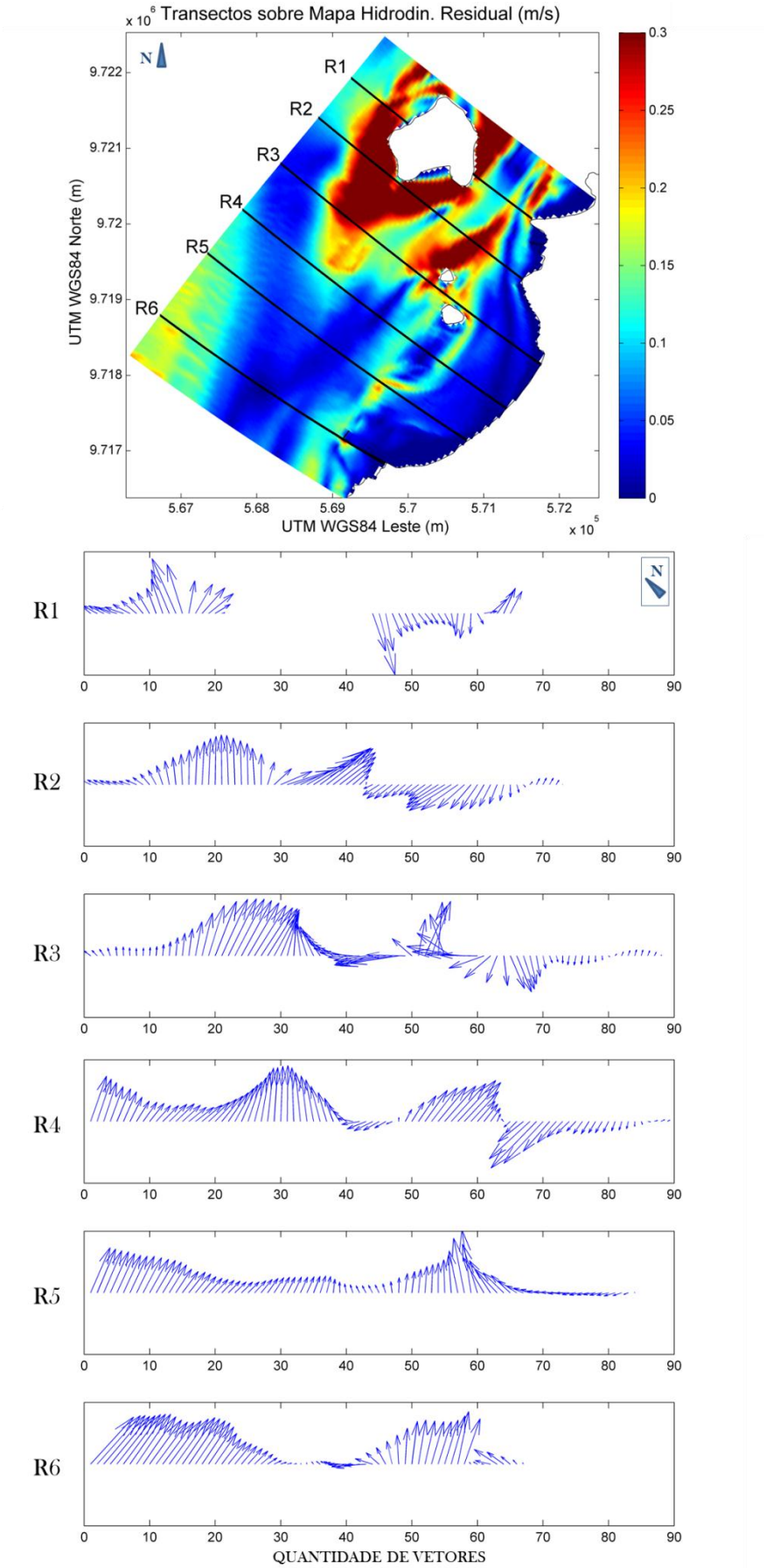

Figura 53. Perfis transversais indicando a direção das correntes dominantes na área de interesse.

Para avaliar a dominância relativa das marés enchentes e vazantes, foram elaborados mapas da variação espacial do Coeficiente de Dominância da Maré para os períodos de sizígia (Figura 54) e quadratura (Figura 55).

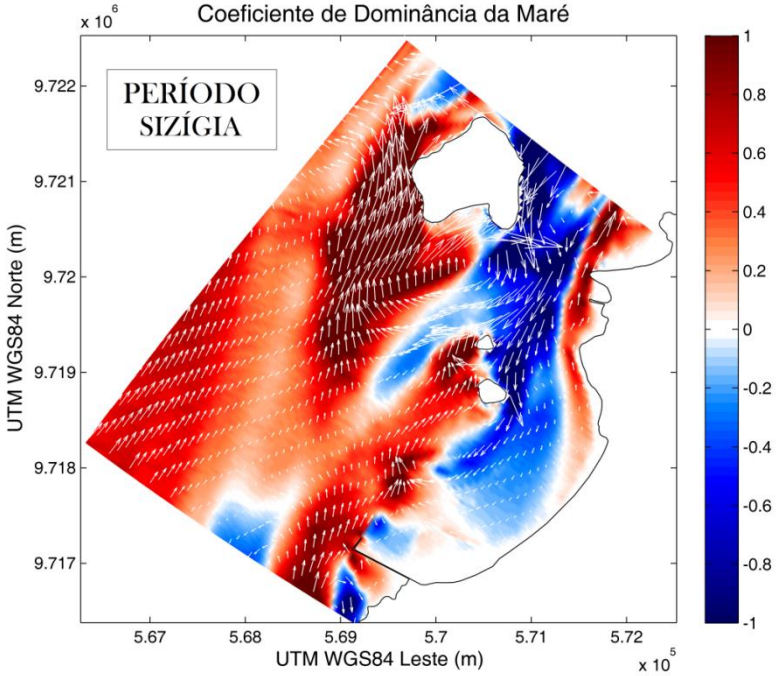

Figura 54. Distribuição residual do Coeficiente de Dominância da Maré para o período de sizígia. Os vetores representam a velocidade residual neste intervalo de tempo.

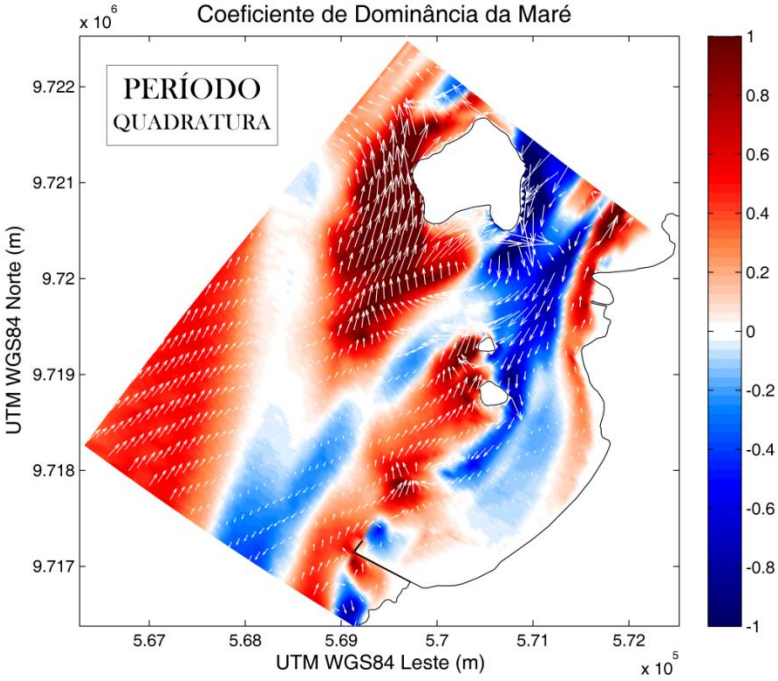

Figura 55. Distribuição residual do Coeficiente de Dominância da Maré para o período de quadratura. Os vetores representam a velocidade residual neste intervalo de tempo.

8 DISCUSSÕES

8.1 Geomorfologia de fundo

A análise geomorfológica baseada nas campanhas batimétricas sequenciais se mostrou fundamental para o entendimento de base da dinâmica sedimentar de fundo. Por levar em consideração dados medidos em campo, forneceu resultados confiáveis acerca da movimentação das ondas de areia na região e permitiu inferir as direções predominantes de migração, magnitude de movimentação, além de definir áreas de baixa estabilidade e indicar possíveis forçantes locais predominantes no equilíbrio dinâmico do sistema costeiro.

Pela análise sequencial dos modelos digitais com relevo sombreado pode-se observar que a região de estudo compreende um sistema de alta dinâmica de fundo, pois ocorre a intensa migração de feições de fundo de grande magnitude. A análise visual evidencia fortemente o movimento bidirecional destas, no sentido de enchente próximo ao Canal do Boqueirão e no sentido de vazante a partir da aproximação com o canal principal da baía. Notar este comportamento por meio desta simples técnica orientou os trabalhos e permitiu a detecção rápida de possíveis forçantes controladoras do sistema sedimentar.

Uma feição importante detectada nos modelos batimétricos foi o Cabeço do Mearim (Figura 56), uma região de menor profundidade a sul da Ilha do Medo que praticamente não apresenta variação batimétrica ao longo do tempo. Somado à configuração geomorfológica desta região da baía, esta feição acentua a divisão entre os canais principais centrais e o Canal do Boqueirão. Notou-se, portanto, que o regime hidrodinâmico dividido pelo Cabeço poderia ter comportamento bastante oposto.

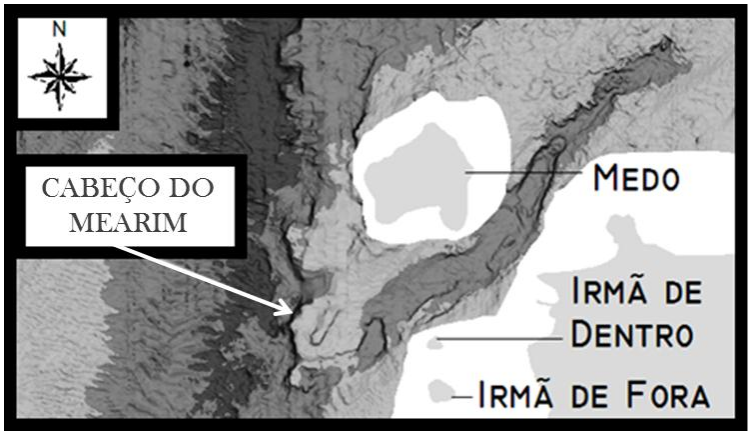

Figura 56. Localização do Cabeço do Mearim a sul da Ilha do Medo.

Em relação à dimensão das ondas de areia, observou-se que as maiores feições estão localizadas ao longo dos transectos B, seguidos pelo transecto A. Comprimento de onda e altura máximos ocorreram no transecto B3, com valores de 342.2 m e 6.3 m respectivamente, semelhantes às encontradas na porção central da Baía de São Francisco (altura máxima de 6.9 m) por Barnard et al. (2012). Comparativamente, observou-se que os transectos mais interiores (A1, B1) e o transecto C, mais distante do Canal do Boqueirão, apresentaram feições de fundo menores. De fato, as áreas de correntes mais intensas representadas pelos canais de maré na região determinam a existência de maiores feições de fundo, pois a mesma ordem de grandeza das feições pode ser observada no canal principal da baía (Figura 57).

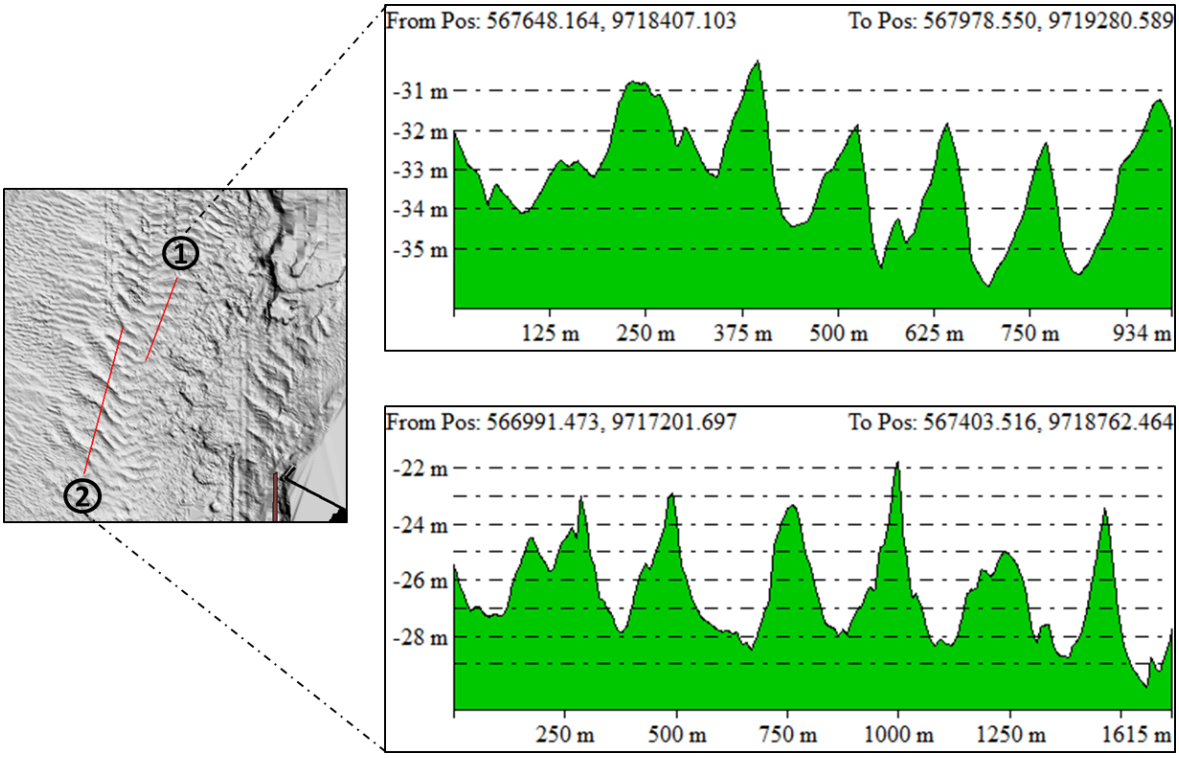

Figura 57. Ondas de areia no canal principal da baía, nos transectos 1 e 2.

Neste contexto, somado ao fato da homogeneidade nos sedimentos de fundo da região de interesse, observa-se que a hidrodinâmica complexa formada pelas intensas correntes de maré é a principal responsável por controlar os padrões morfológicos e migratórios das feições de fundo na região de estudo. Ainda, são observadas feições de altura semelhante às encontradas nos transectos A3 e B3 (4m a 6m), mas em profundidades maiores (até 35m), indicando que a limitação do crescimento das feições causado pela

profundidade local desempenha papel secundário no controle da geomorfologia de fundo na área de interesse. Corroborando estas indicações, Flemming (2000) indica que a morfologia das ondas possuir valores dependentes da profundidade local não deve ser seguida como regra, apesar desta dependência já ter sido documentada por Allen (1963) para altura de onda e por Jackson (1976) para comprimento de onda.

Observa-se que as alturas e comprimentos de onda máximos para a granulometria de areia fina ficam em torno de 10 m e 150 m, respectivamente. Comparados à este conjunto de dados, as ondas de areia observadas no Canal do Boqueirão estão situados dentro dos limites estabelecidos, mas apresentam altura menores e comprimento de ondas maiores. As dimensões horizontais de comprimento de onda superiores podem ser explicados devido ao posicionamento sobre taludes, com grandes inclinações que promovem maiores comprimentos entre as cristas das feições. Alturas de onda de até 9,5 m já foram reportadas na região de interesse por FCTH (2013). Pode-se afirmar, portanto, que mesmo com a geomorfologia e hidrodinâmica complexas, o conjunto de dados observados em campo na margem leste da Baía de São Marcos pode ser comparado a bases de dados globais e denota padrões de comportamento das feições de fundo já afirmados por outros autores.

8.2 Movimentação horizontal das feições

As seções verticais representadas para cada transecto permitem a identificação clara de movimentações predominantes ao longo do período de análise. Nos transectos A2 e A3 (Figura 23 e Figura 24) ficou evidente a movimentação preferencial das ondas no sentido da maré enchente. Conforme as feições se aproximam do canal principal, como no início do transecto A3 e nos transectos B2 e B3 (Figura 26 e Figura 27), ocorrem movimentos bidirecionais. De fato, esta análise corroborou a ideia de dominância de transporte de fundo no sentido de maré vazante no canal principal da baía e de enchente no Canal do Boqueirão. Esta característica de dominância bidirecional na área de interesse pode ser observada na Figura 53.

Na direção oeste para leste, a partir do canal principal da baía, nota-se claramente a mudança brusca de dominância nas correntes. Após a passagem do Cabeço do Mearim, a influência do Canal do Boqueirão com as correntes de enchente torna-se visível, como pode ser observado no perfil transversal R2 (Figura 53). Nota-se ainda a zona de sombra para correntes de enchente formada pela Ilha Irmã de Fora, evidenciada pelo padrão

particular estabelecido no perfil transversal R3, no qual a dominância de vazante ocorre também em uma curta faixa após o Canal do Boqueirão. A evidência de correntes bidirecionais é máxima no perfil R1, no qual as correntes são opostas na Ilha do Medo. Conforme se afastam da influência do Canal do Boqueirão, as direções preferenciais de enchente diminuem até praticamente cessarem nos perfis transversais R5 e R6 (Figura 53).

Observou-se as maiores diferenças batimétricas ao longo do eixo das ondas de areia, por meio da análise das comparações batimétricas. Ao longo dos transectos de maior movimentação ocorreram as maiores diferenças batimétricas, superiores a 5 m. A análise da evolução das cristas de ondas de areia permitiu notar-se um possível ponto de inflexão da movimentação de fundo (Figura 58) que ocorre bidireccionalmente na junção entre os canais do Boqueirão e o canal principal da baía.

Próximo desta área, está associado um canal submerso na região mais rasa próximo à linha de costa da cidade de São Luís (Figura 59). O canal transversal, localizado no sentido leste próximo à linha de costa de São Luís, pode ser responsável por transporte de volume e sedimentos na direção oeste. Desta forma, o comportamento bidirecional de movimentação das ondas na junção entre os canais principais e o Canal do Boqueirão pode ser enfraquecido pelos fluxos oriundos deste canal transversal.

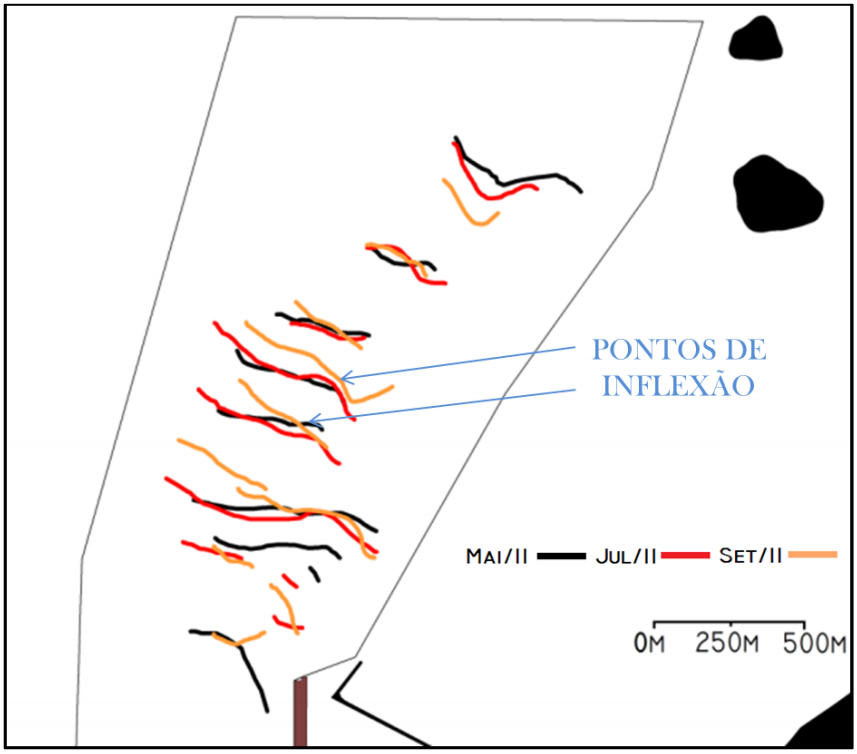

Figura 58. Posição das cristas de ondas de areia no meses de maio a setembro de 2011, com destaque para os pontos de inflexão da movimentação bidirecional.

Portanto, a dinâmica atuante nesta feição pode atuar como molhe hidráulico para os sistemas de correntes bidirecionais que fluem no eixo dos canais principais, além de contribuir para a existência de giros ou células de circulação local nas áreas mais rasas da região de estudo. O fluxo preferencial no canal transversal é no sentido de enchente, ou seja, atua prioritariamente no aporte de material sedimentar ou energia no campo de ondas de areia. Apesar de apresentar correntes de magnitude menor do que as observadas nos canais longitudinais da baía, esta influência pode ser importante a longo termo para o equilíbrio dinâmico sedimentar da região.

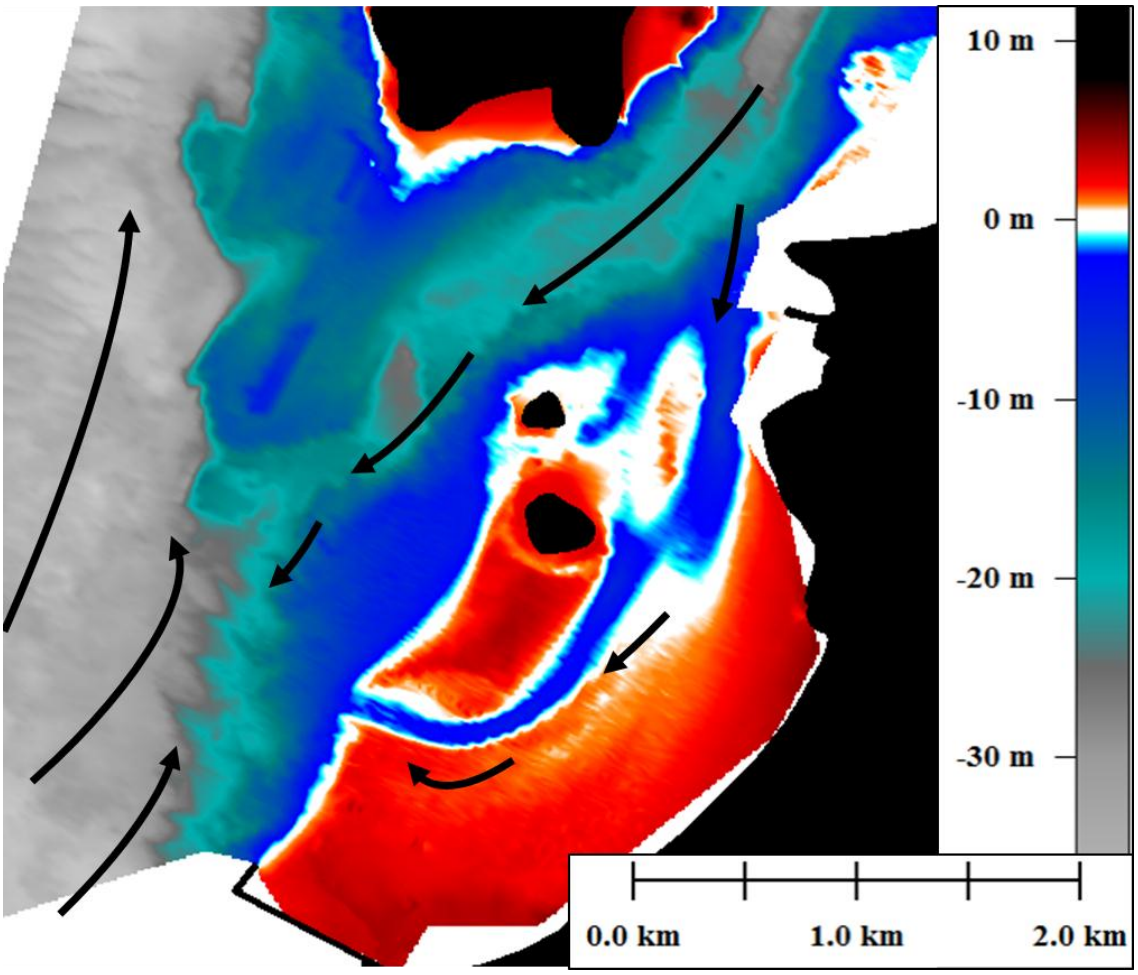

Figura 59. Mapa de cotas batimétricas e direções preferenciais de migração baseadas em análise morfológica, indicando possíveis corredores de transporte sedimentar de fundo. O canal transversal representa um possível componente importante na dinâmica local, podendo atuar como molhe hidráulico.

Neste contexto, a análise geomorfológica indicou a associação dos sistemas de correntes bidirecionais, do canal submerso transversal e da configuração das ilhas e linhas

de costa locais atuando no equilíbrio dinâmico do sistema sedimentar de fundo. Portanto, observa-se a existência de 3 possíveis fatores atuantes na dinâmica das ondas de areia na região: (i) movimentação no sentido de enchente na saída do Canal do Boqueirão; (ii) movimentação no sentido de vazante nas proximidades do canal principal da baía; (iii) canal transversal na região mais rasa a leste do campo de ondas de areia associado ao ponto de inflexão das cristas.

Os valores de migração computados nos transectos batimétricos A2-A3-B2-B3 buscaram, além de caracterizar a magnitude das movimentações de fundo, indicar algum comportamento peculiar ao longo do ano. Foram registrados valores de até 1.5 m/dia (B2) e 1.8 m/dia (B3), sendo o transecto B3 o que novamente apresentou os valores mais intensos, os quais foram em geral bem distribuídos, sendo observado em um mesmo período variadas magnitudes de migração. Neste contexto, espera-se que o controle das taxas de migração horizontal das feições de fundo ocorra por efeitos locais da batimetria, transporte de sedimentos e padrões de fluxo em menor escala, sendo que as variações anuais hidrodinâmicas desempenham papel importante porem secundário neste controle.

8.3 Hidrodinâmica e distribuição espacial das correntes residuais

Por meio da aplicação de um modelo numérico hidrodinâmico, ficou evidente a influência que a complexa geomorfologia da região exerce nas correntes de vazante e enchente, não apenas próximo à estofa de maré mas também nos momentos de velocidade máxima. Ocorre a formação de giros ao redor das ilhas e áreas menos profundas da baía em grande parte dos períodos de maré de quadratura, sendo que este padrão se repete a sul da Ilha do Medo em condições de maré enchente mesmo no período de sizígia. Este comportamento é observado também próximo às estruturas de proteção como os molhes da região, nos quais o impedimento do fluxo das correntes implica na formação de células de circulação.

A comparação das séries temporais simuladas com as medidas em campo, evidenciou a importância da variação periódica do nível do mar nos valores de intensidade e direção das correntes nos pontos de monitoramento. No modelo numérico, parâmetros estatísticos excelentes e bons foram obtidos a partir dos ajustes na rugosidade. Observou-se, portanto, que na região de interesse a vazão do sistema fluvial teve papel significativamente menor que as correntes de maré na hidrodinâmica no sistema, indicando que o papel da drenagem continental no controle das correntes sobre o campo de ondas de

areia é secundário. É importante citar, entretanto, que as variações anuais da drenagem continental ligadas à precipitação podem ser de maior importância no controle da disponibilização de sedimentos para o equilíbrio dinâmico ao longo do ano, não só na região de estudo, mas em toda extensão da Baía de São Marcos.

A competência das correntes locais no controle do transporte de fundo fica ainda mais evidente se compararmos as velocidades observadas aos estudos de Hudjström (1936) e Sundborg (1975), os quais indicam que a região de estudo dominada por areia fina possui velocidade crítica de erosão e transporte em torno de 0,2 m/s, sendo que as velocidades médias e máximas integradas na coluna d´água calculadas no presente estudo sobre o campo são de 0.71 m/s e 1.84 m/s. Se considerarmos uma diferença de 50% nas intensidades de correntes integradas na coluna d'água para os valores de fundo, uma suposição bastante conservadora para estuários bem misturados de macromaré, observaremos valores superiores à velocidade crítica de transporte para este ambiente.

Analisando as correntes residuais (Figura 52), nota-se claramente a contribuição das fortes correntes de vazante do canal central da Baía de São Marcos, atingindo a Ilha do Medo, além das intensas velocidade de enchente oriundas do Canal do Boqueirão. Os maiores valores de intensidade de correntes dominantes (superiores a 0.3 m/s) foram observados a sul da Ilha do Medo no Cabeço do Mearim e no Canal do Boqueirão próximo à Ilha Irmã de Fora. A assimetria das correntes, calculadas nos pontos de monitoramento, corroborou o mapa residual de velocidades. As maiores diferenças entre vazante e enchente ocorreram no ponto 15H, ressaltando o papel da geomorfologia local em indicar as direções predominantes de transporte sobre o campo de ondas de areia.

O mapa de velocidades residuais aliado aos perfis transversais, ainda indica uma zona de quebra das cristas de ondas de areia, que se movimentam preferencialmente no sentido do fluxo residual. Esta segregação das cristas é possivelmente causada por estes movimentos dominantes em sentidos opostos. A identificação deste processo pode ser obtida nos perfis R1 a R4, nos quais o domínio de enchente e vazante muda de forma brusca ao longo do perfil transversal.

Este padrão evidencia o papel da Ilha do Medo em atuar como divisor dos processos hidrodinâmicos locais, barrando as correntes de enchente no Cabeço do Mearim, gerando correntes dominantes no sentido de enchente. Conforme se aproximam da região leste da ilha, as correntes formam um grande giro ao encontrarem a intensa entrada de água

no sentido enchente no Canal do Boqueirão. No sentido oeste, retornam ao canal principal da baía fluindo no sentido exterior do Golfão Maranhense.

Observa-se no canal principal da baía, a dominância dos fluxos de vazante na região leste da Figura 52 e próximo ao molhe norte do complexo portuário. Conforme este canal se aproxima da saída do Canal do Boqueirão, esta dominância de correntes diminui, chegando a ocorrer pontos de velocidade neutra, indicando a igualdade de competência dos fluxos de vazante vindos de norte com os fluxos de enchente oriundos do canal principal. Neste sentido, o canal transversal na área rasa detém correntes residuais de enchente mais intensas, evidenciando seu papel importante na dinâmica do sistema.

Próximo à Ilha Irmã de Fora, o padrão de fortes correntes de enchente coincide com as área de intensa migração no mesmo sentido das ondas de areia, referenciadas aos transectos A2 e A3. Os resultados da simulação confirmam, portanto, a hipótese de que o Canal do Boqueirão é uma importante forçante hidrodinâmica para a movimentação de ondas de areia, dominado por correntes de enchente, e que pode ainda fornecer quantidades importantes de material sedimentar para o sistema estudado.

A análise dos mapas residuais do CDM (Figura 54 e Figura 55) corroboram as interpretações anteriores, definindo as áreas de dominância de maré enchente e vazante. Conforme observamos as diferenças de quadratura para sizígia, nota-se que em condições de maré de quadratura processos hidrodinâmicos locais começam a possuir maior importância na condição residual de velocidades. Fica claro que o aumento da intensidade da maré, comparando o período de quadratura com o de sizígia, contribui para ressaltar a divisão entre os domínios de maré enchente (Canal do Boqueirão) e maré vazante (canal principal da baía).

Neste âmbito, a identificação de duas principais direções de transporte (no sentido nordeste à sul do campo de ondas e no sentido sudestes à norte do campo de ondas) e a identificação do canal transversal foram estabelecidas por meio de análise morfológica. A identificação da dominância do Canal do Boqueirão, do canal principal da baía e a atuação marcante do canal transversal foram obtidas por meio da aplicação de um modelo numérico. Portanto, o modelo conceitual de corredores de transporte estabelecido neste estudo é produto de resultados concordantes obtidos por meio de duas ferramentas complementares, fato que implica maior confiabilidade às conclusões obtidas.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A abordagem de estudos hidrossedimentológicos utilizando modelos numéricos promoveu grandes avanços em estudos de caracterização da dinâmica ambiental, considerando regiões estuarinas e costeiras. Adicionalmente, cruzar as informações das análises geomorfológicas advindas de monitoramento de campo extensivo possibilita que os resultados obtidos em ambiente computacional possam ser validados com maior confiabilidade, produz novas técnicas de interpretação ambiental e contribui para o completo entendimento dos processos costeiros, evidenciando o caráter complementar destas ferramentas.

Neste estudo, conjuntos de dados de seis campanhas de batimetria bimestral e intensidades de velocidade medidas continuamente durante dois meses do ano de 2012 foram utilizados para determinar os principais aspectos da hidrodinâmica e migração de ondas de areia no ambiente de complexa geomorfologia, sedimentos arenosos e intensas correntes da Baía de São Marcos. O posicionamento horizontal e vertical nos conjuntos sequenciais de batimetria foram digitalizados em transectos longitudinais, metodologia largamente utilizada em estudos de ondas de areia. Posteriormente calculou-se as diferenças batimétricas entre campanhas, cujos resultados concordaram com os obtidos por meio de modelos baseados em processos calibrados com dados de variação de maré e velocidades locais, gerando as seguintes conclusões principais:

- Foram registradas ondas de areia com comprimento e altura superiores a 342 m e 6 m, respectivamente. Nestas formações, observou-se valores de migração horizontal superiores a 1,8m/dia que ocorreram nos transectos de monitoramento mais próximos ao canal principal da Baía de São Marcos ao largo da costa oeste do município de São Luís. As máximas intensidades de corrente foram de 1.84 m/s sobre o campo de ondas de areia e de 2.58 m/s nos canais adjacentes que influenciam a dinâmica das feições de fundo estudadas. A assimetria das correntes nos pontos de monitoramento corroborou o mapa residual de velocidades.

- O Cabeço do Mearim e a Ilha do Medo são os principais responsáveis pela divisão dos regimes hidrodinâmicos opostos que ocorrem entre os canais principais centrais da baía e o Canal do Boqueirão. Na direção oeste para leste, a partir do canal

principal da baía, nota-se claramente a mudança brusca de dominância nas correntes, sendo que após a passagem do Cabeço do Mearim, a influência do Canal do Boqueirão com as correntes de enchente torna-se visível.

- As feições geomorfológicas emersas da região, representadas principalmente pelas Ilha do Medo, representam zonas de sombra locais para as correntes de enchente e vazante. Apesar de atuarem em ambas as faces das ilhas, estas correntes tendem a ser dominantes no lado que recebe os efeitos das maré, sendo menos influentes na face protegida. Este efeito de sombra para correntes é ainda notado na Ilha Irmã de Fora, que barra a dominância de enchente do Canal do Boqueirão em uma curta extensão.

- Observou-se que a hidrodinâmica complexa formada pelas intensas correntes de maré é a principal responsável por controlar os padrões morfológicos e migratórios das feições de fundo na região de estudo. Foram observadas ondas de areia de altura semelhante em locais com profundidades diferentes, indicando que a profundidade local não limita o crescimento das feições, corroborando os estudos de Flemming (2000). De acordo com o diagrama clássico de Hujstrom-Sundborg, as velocidades médias locais são suficientes para erodir e transportar os sedimentos compostos por areia fina dominantes na região, mesmo considerando a atenuação das correntes da superfície para o fundo.

- Por meio da aplicação de um modelo numérico, foi obtido excelente nível de concordância na comparação de intensidade de correntes simuladas e medidas sobre o campo de ondas de areia. Verificou-se que a vazão do sistema fluvial teve papel significativamente menor que as correntes de maré na hidrodinâmica no sistema, indicando que o papel da drenagem continental no controle das correntes na área de interesse é secundário. Ressalta-se, no entanto, que as variações anuais da descarga fluvial podem ser controlar a disponibilidade de sedimentos para o equilíbrio dinâmico ao longo do ano em toda extensão da Baía de São Marcos, tornando-se elementos importantes para futuros estudos na região.

- A movimentação preferencial das ondas de areia foi evidente nos canais, em sentidos bidirecionais. Conforme as feições se aproximam do canal principal, ocorrem movimentos no sentido de enchente e de vazante ao longo do ano. A análise geomorfológica corrobora a ideia de dominância de transporte de fundo no sentido de maré

vazante no canal principal da baía e de enchente no Canal do Boqueirão. Observou-se ainda uma zona de quebra das cristas de ondas de areia, associada à região na qual os domínios de enchente e vazante mudam de forma brusca ao longo do perfil transversal.

- Os mapas residuais de velocidade aliados ao Coeficiente de Dominância de Maré demonstraram a dominância das forçantes principais do sistema, as quais são mais intensas nos canais e ao sul da Ilha do Medo e menos pronunciadas nas planícies rasas do sistema estuarino. As variações de quadratura para sizígia reforçaram o papel das variações periódicas do nível da água em dividir os regimes hidrodinâmicos principais da região, ao passo que a diminuição da forçante maré implica na maior importância dos efeitos locais da batimetria e geomorfologia no controle hidrodinâmico.

- As técnicas utilizadas neste estudo possibilitaram o estabelecimento de um modelo conceitual de corredores de transporte que rege o equilíbrio dinâmico do sistema local, formado principalmente por 3 elementos principais: (i) o canal principal da Baía de São Marcos localizado na porção oeste das feições submersas, predominando o transporte no sentido exterior da baía forçado pelas correntes de vazante; (ii) o Canal do Boqueirão localizado na confluência formada pela Ilha do Medo e a Ilha de São Luís, no qual predominam as correntes de maré enchente; (iii) o canal transversal situado a leste das ondas de areia, responsável por fluxos principalmente de maré enchente que podem atuar como molhe hidráulico ou carrear sedimentos para o sistema de canais principais.

O modelo conceitual de corredores de transporte, resultante deste estudo, pode ainda auxiliar o planejamento consciente para atividade efetivas de uso e exploração dos sedimentos na Baía de São Marcos. O manejo das atividades urbanas a fim de minimizar impactos no ambiente costeiro demanda o conhecimento basal do comportamento dinâmico das regiões exploradas, as quais se encontram em estágio avançado de stress e, portanto, carecem de planejamento em pequena escala para evitar impactos ambientais e intervenções socioeconomicamente prejudiciais.

10 LIMITAÇÕES

No escopo do estudo foram identificadas algumas lacunas ou limitações nas ferramentas e métodos utilizados, as quais foram consideradas na interpretação dos resultados obtidos. Esta prática é importante para a interpretação das conclusões fornecidas e na evolução de estudos futuros em dinâmica de ondas de areia. As limitações identificadas foram:

- Processamento e edição dos dados batimétricos: para facilitar o processamento e edição dos extensos conjuntos de dados batimétricos, optou-se por trabalhar com os dados de batimetria multifeixe mapeados com espaçamento de 7 metros em detrimento dos conjuntos brutos de raio 1. Pela característica das intensas migrações observadas e devido ao interesse nas feições de grande porte da baía de São Marcos, este procedimento representou pouco impacto nos resultados apresentados no estudo. Outras etapas do processamento que podem auxiliar a identificação mais precisa das cristas de ondas de areia em ambientes arenosos, são os tratamentos com filtros de passa-baixa, os quais podem retirar as pequenas ondulações e ressaltar os sinais de baixa frequência como as feições de grande porte encontradas na Baía de São Marcos.

- Cálculo de migração diária das cristas: para computar a migração média diária das cristas, foram consideradas as datas finais dos levantamentos de campo. No entanto, para cobrir toda a extensão do campo de ondas de areia, as campanhas batimétricas duraram entre 3 e 5 dias no total. Esta duração pode acarretar pequenas diferenças nos valores de migração, pois um dado batimétrico num determinado ponto pode ter sido registrado dentro deste período, enquanto no mês subsequente o registro ocorreu em um dia diferente dentro da campanha. Nos casos de migrações intensas (> 1,5 m/dia) a margem de erro pode ser de até 0,2 m/dia, enquanto que nas migrações menos intensas essa limitação praticamente não influencia nos resultados apresentados. Outro fato que reduz ainda mais a probabilidade de ocorrência da maior margem de erro, ocorre devido à regularidade na ordem das linhas percorridas na operação das campanhas batimétricas.

- A implementação do modelo numérico ocorreu sem levar em consideração a construção da ponte de acesso ao Píer IV do TMPM, em estágio avançado no início de

2012. Como a ponte é composta por estacas espaçadas em 250 metros e localiza-se em área de baixa intensidade de correntes, o efeito no campo de ondas de areia é bastante reduzido, porém deve ser levado em consideração em estudos futuros de longo período. Com a calibração excelente do ponto 15H e a observação de baixas intensidades de correntes na área rasa a leste do campo de ondas de areia, o efeito desta limitação foi praticamente nulo no presente estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alfredini, P.; Souza, O. J.; Amaral, R. F. 2003. Caracterização hidrossedimentológica das ondas de areia do canal de acesso do complexo portuário do Maranhão. Boletim Técnico da Escola Politécnica da USP, São Paulo. n. 112.

Alfredini, P.; Arasaki, E. 2009. Obras e Gestão de Portos e Costas - A técnica aliada ao enfoque logístico e ambiental. 2ª edição. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 776 p.

Allen, J. R. L. 1968. Current Ripples. North Holland Publishers Company. Amsterdam, The Netherlands. 433 pp.

Allen, J. R. L.; Collinson, J.D. 1974. The superimposition and classification of dunes formed by unidirectional aqueous flows. Sed. Geol. 12: 169-178.

Allen, J. R. L. 1984. Development in Sedimentology. Elsevier.

Ashley, G. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. J. Sediment. Petrol., v. 60., p. 160-172.

Amaral, R. F. 2006. Caracterização hidrossedimentológica do canal de acesso do complexo portuário do Maranhão. Tese (Doutorado). Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. São Paulo. 1996.

Amaral, R.F.; Alfredini, P. 2010. Modelação hidrossedimentológica no Canal de Acesso do Complexo Portuário do Maranhão. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 15, p. 5-14.

Barnard, P.L.; Erikson, L.H.; Kvitek, R.G. 2011. Small-scale sediment transport patterns and bedform morphodynamics: new insights from high-resolution multibeam bathymetry. Geo-Mar. Lett., v. 31, n. 4, p. 227-236.

Barnard, P.L.; Hanes, D.M.; Erikson, L.H.; Rubin, D.M.; Dartnell, P.; Kvitek, R.G. 2012. Analyzing bedforms mapped using multibeam sonar to determine regional bedload sediment transport patterns in the San Francisco Bay coastal system. In: Li, M., Sherwood, C., and Hill, P. (Eds.), International Association of Sedimentologist's Special Publication Book on Shelf Sedimentology, 33 pp.

Bartholdy J, Bartholomae A. and B.W. Flemming 2002. Grainsize control of large compound flow-transverse bedforms in a tidal inlet of the Danish Wadden Sea. Mar. Geol. 188: 391–413.

Bartholomä A.; Ernstsen, V. V.; Flemming, B. W.; Bartholdy, J. Bedform dynamics and net sediment transport paths over a flood-ebb tidal cycle in the Grådyb channel (Denmark), determined by high-resolution multi-beam echosounding. Dan. J. of Geograp., v. 104, n. 1, p. 45-55.

Bartholomä A, Schrottke K, Winter C, 2008. Sand wave dynamics: Surfing between assumptions and facts. In: Parsons, D., T. Garlan and J. Best (eds) Marine and River Dune Dynamics, p. 17-24.

Belderson, R.H.; Johnson, M.A.; Kenyon, N.H. 1982. Bedforms. In: Stride AH (ed) Offshore tidal sands, processes and deposits. Chapman and Hall, London, pp 27–57.

Besio, G.; Blondeaux, P.; Frisina, P. 2003. A note on tidally generated sand waves. J.Fluid Mech., v. 485, p. 171–190.

Besio, G.; Blondeaux, P.; Brocchini, M.; Vittori, G. 2004. On the modeling of sand wave migration, J. Geophys. Res., v. 109 (C04018), p. 1-13.

Besio, G.; Blondeaux, P.; Brocchini, M.; Hulscher, S.J.M.H.; Idier, D.; Knaapen, M.A.F.; Németh A.A.; Roos, P.C.; Vittori, G. 2008. The morphodynamics of tidal sand waves: A model overview. Coast. Eng., v. 55, p. 657-670.

Blondeaux, P. 1990. Sand ripples under sea waves. Part 1: Ripple formation, J. Fluid Mech., v. 218, p. 1-17.

Blondeaux, P.; Vittori, G. 2011. The formation of tidal sand waves: Fully three-dimensional versus shallow water approaches. Cont. Shelf Res., v. 31, p. 990-996.

De Swart, H. E.; Hulscher, S. J. M. H. 1995. Nonlinear dynamics and pattern formation in the natural environment. Longman, London, p. 315–331.

Elias, W. P. L. 2000. Hydrodynamic validation of Delft3D with field measurements at Edmond. In: Proc. 27th ICCE. Sydney, Australia.

Engelund, F. 1970. Instability of erodible beds, J. Fluid Mech., v. 42, p. 225-244.

Ernstsen, V. B.; Noormets, R.; Winter, C.; Bartholomä, A.; Flemming, B.W.; Bartholdy, J. 2005. Development of subaqueous barchanoid dunes due to lateral flow and grain size variability in a tidal inlet channel of the Danish Wadden Sea. J. Geophys. Res., v. 110 (F04S08), p. 1-15.

Ernstsen, V.B., Becker, M., Winter, C., Bartholomä, A., Flem-ming, B.W. and J. Bartholody 2007. Bedload transport in an inlet channel during a tidal cycle. In: Dohmen-Janssen & Hulscher (eds) River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. Taylor & Francis Group, London.

Feitosa, A. C. 1996. Dinâmica dos processos geomorfológicos da área costeira a nordeste da Ilha do Maranhão. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, São Paulo. 1996.

Feitosa, A. C. 2013. A zona costeira e o litoral na ilha do Maranhão, estado do Maranhão – Brasil. In: Anales del XIV Encuentro de Geógrafos de América Latina 2013, Lima, Peru. v. 1, p. 1-12.

Flemming, B.W. 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: Trentesaux, A. and Garlan, T. (Eds) Marine Sandwave Dynamics Proc.. Lille, France. p. 55-60.

FCTH, Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica, 2013. Estudos de sedimentação do Terminal Marítimo de Ponta da Madeira – Análise da sedimentação e operações de dragagem – julho de 2013. *Relatório Técnico*. São Paulo.

Fracken, F.; Warte, S.; Parker, R.; Taverniers, E. 2004. Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. Geo-Mar Lett., v. 24, p. 14–21.

Garcia, P. D. 2007. Caracterização hidrossedimentológica das correntes de maré e transporte de sedimentos associado à área portuária do Maranhão. Tese (Doutorado). Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. São Paulo. 2007.

Gerkema, T., 2000. A linear stability analysis of tidally generated sand waves. J. Fluid Mech. 417, 303-322.

Hjulström, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Bull. Geol. Inst. Uppsala, v. 25., p. 221-527.

Hulscher, S. J. M. H. 1996. Tidal-induced large-scale regular bed form patterns in a three dimensional shallow water model. J. Geophys. Res. v. 101. p. 727-744.

Klein, M. D.; Elias, E. P. L.; Stive, M. J. F.; Walstra, D. J. R. 2001. Modelling inner surf zone hydrodynamics at Egmond, The Netherlands. In: Proc. 4th Int. Conf. on Coastal Dynamics. ASCE, Reston, p. 500–509.

Knaapen, M. A. F. 2005. Sandwave migration predictor based on shape information. J. Geophys. Res., v 110 (F04S11), p. 1-9.

Komarova, N.L.; Hulscher, S. J. M. H. 2000. Linear instability mechanism for sand wave formation. J. Fluid Mech., v. 413, p. 219-246.

Kubo, Y.; Soh., W.; Machiyama, H.; Tokuyama, H. 2004. Bedforms produced by the Kuroshio Current passing over the northern Izu Ridge. Geo-Mar Lett., v. 24, n. 1, p. 1–7.

Langhorne, D.N. 1982. A study of the dynamics of a marine sandwave. Sedimentology. 29:571–594.

Levin, D. R., W. J. Lillycrop, and M. P. Alexander. 1992. Sand wave shoaling in navigation channels. Hydraulics Laboratory Technical Report HL-90-17. Vicksburg, MS: U.S. Army Engineer Waterways.

Luijendijk, A. P., 2001. Validation, calibration and evaluation of Delft3D-FLOW model with ferry measurements. Dissercação (Mestrado). Delft University of Technology. Delft, The Netherlands.

Nemeth, A. A., Hulscher, S. J. M. H.; de Vriend, H. J. 2002. Modelling sand wave migration in shallow shelf seas. Cont. shelf res. 22: 2795-2806.

Nemeth, A. A., Hulscher, S. J. M. H.; Vriend, H. J. 2003. Offshore sand wave dynamics, engineering problems and future solutions. Pipeline and gas journ., v. 230, p. 67-69.

Nemeth, A. A., Hulscher, S. J. M. H.; van Damme, R. M. J. 2007. Modelling offshore sand wave evolution. Cont. shelf res. 27(5), 713-728.

Paolo, F. S.; Mahiques, M. M. 2008. Utilização de métodos acústicos em estudos de dinâmica costeira: exemplo na desembocadura lagunar de Cananéia. Rev. Bras. geof., v. 26, p. 211-225.

Pereira, J.E.R. & Harari, J. 1995. Modelo numérico tri-dimensional linear da plataforma continental do Estado do Maranhão. Bol. Inst. oceanogr., 43(1):11-26.

Perk, L.M., 2006. Itapocú Inlet, Brazil - A study of the hydrodynamics and morphology. Dissertação (Mestrado). Universidade Tecnológica de Delft, Holanda. 133 p.

PORTOBRÁS, 1988. Parecer técnico quanto aos aspectos hidráulicos e sedimentológicos referentes às alternativas de solução para implantação do Porto do Itaqui. v. 1, p. 1-51.

Siegle, E.; Schettini, C.A.F.; Klein, A.H.F.; Toldo Jr., E.E., 2009. Hydrodynamics and suspended sediment transport in the Camboriú estuary - Brazil: pre jetty conditions. Braz. j. oceanogr., 57(2), 123-135.

Sleath, J. F. M. (1976), On rolling grain ripples. J. Hydraul. Res., v. 14, p. 69-81.

Soulsby, R.L. and Damgaard, J.S. 2005. Bedload sediment transport in coastal waters. Coast. eng. 52 (8): 673-689.

SUDENE, Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, 1976. Pesquisas dos recursos pesqueiros da plataforma continental maranhense. Relatório Técnico. Recife, Pernambuco. n. 6, p. 15-67.

Suguio, K. 1973. Introdução a sedimentologia. São Paulo: Ed. Edgard Blücher. 317p.

Sundborg, Å., 1956. The river Klarälven. A study of fluvial processes. Geogr. Ann., v. 38., p. 127-316.

Tessler, M. G.; Souza, L. A. P. S. 1998. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. Braz. j. oceanogr., São Paulo, 46(1), 69-83.

Van den Berg, J. H. 1987. Bedform migration and bed load transport in some rivers and tidal environments. Sedimentology, v. 34, p. 681-689.

Van den Berg, J. 2007. Non-linear sand wave evolution. Tese (Doutorado). Universidade de Twente. Holanda. 103 p.

Van Rijn, L. C.; Walstra, D. J. R.; Grasmeijer, B.; Sutherland, J.; Pan, S.; Sierra, J. P. 2003 The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coast. Eng.*, v. 47, n. 3, p. 295-327.

Walstra, D. J. R.; Roelvink, J. A.; Groeneweg, J., 2000. Calculation of wave-driven currents in a 3D mean flow model. In: Proc. 27th Int. Conf. on Coastal Engineering. ASCE. New York, pp. 1050-1063.

Walstra, D. J. R.; Van Rijn, L. C., Boers, M., Roelvink, J. A. 2003. Offshore sand pits: verification and application of hydrodynamic and morphodynamic models. In: Proc. 5th Int. Conf. on Coastal Sediments. ASCE, Reston, Virginia.

Xu, J. P.; Wong, F. L.; Kvitek, R.; Smith, D. P.; Paull, C. K. 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. Mar. geol., v. 248, p. 193-212.