

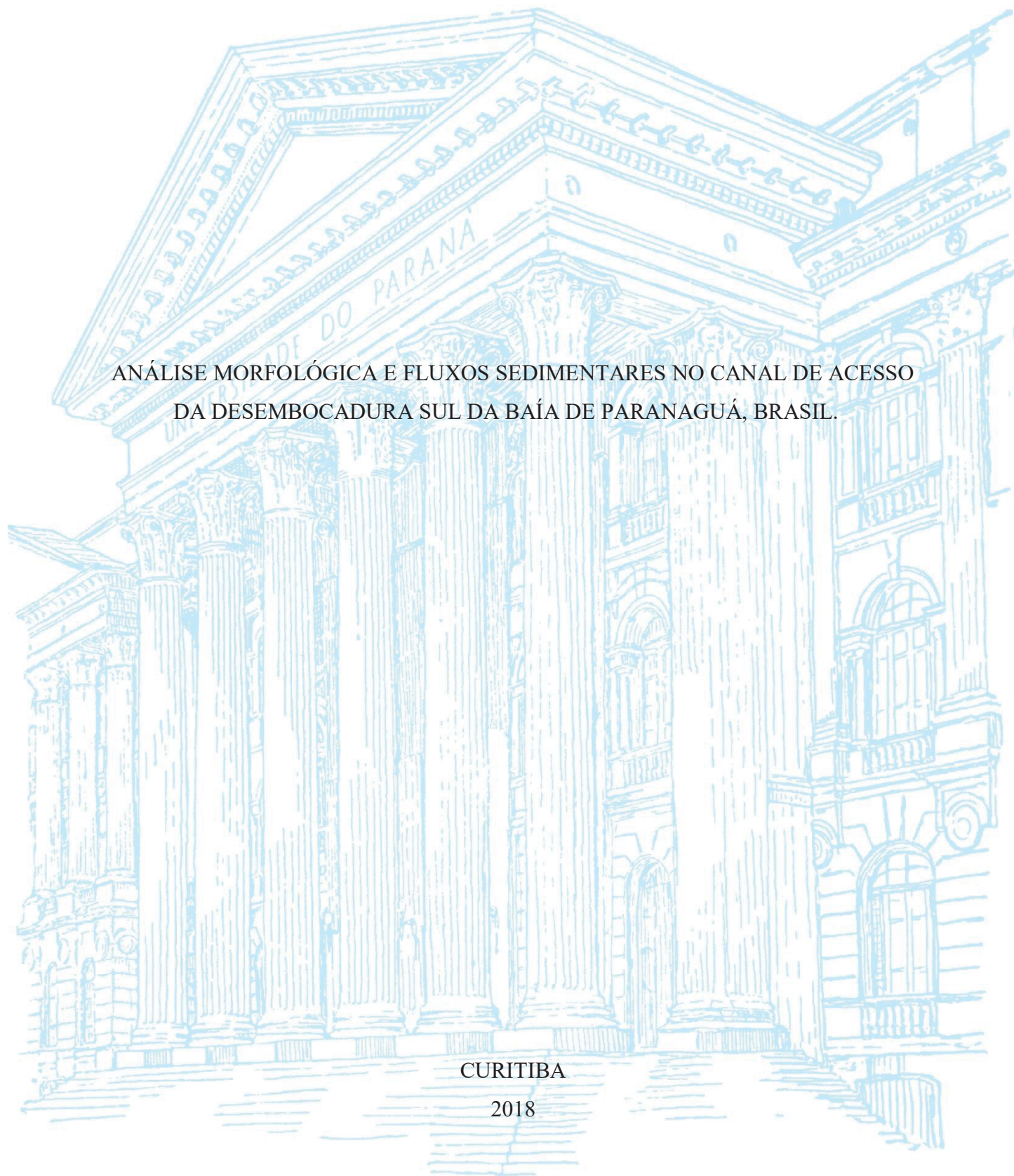
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GUILHERME DE OLIVEIRA CRUZ

ANÁLISE MORFOLÓGICA E FLUXOS SEDIMENTARES NO CANAL DE ACESSO  
DA DESEMBOCADURA SUL DA BAÍA DE PARANAGUÁ, BRASIL.

CURITIBA

2018



GUILHERME DE OLIVERIRA CRUZ

ANÁLISE MORFOLÓGICA E FLUXOS SEDIMENTARES NO CANAL DE ACESSO DA  
DESEMBOCADURA SUL DA BAÍA DE PARANAGUÁ, BRASIL.

Dissertação apresentada como requisito parcial  
à obtenção do grau de mestre, no Curso de  
Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e  
Oceânicos, Setor de Ciências da Terra, da  
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Almeida  
Noernberg

CURITIBA

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE:  
UFPR / SiBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar  
Elda Lopes Lira – CRB 9/1295

Cruz, Guilherme de Oliveira  
C955a Análise morfológica e fluxos sedimentares no canal de acesso da desembocadura sul  
da  
Baía de Paranaguá, Brasil. / Guilherme de Oliveira Cruz. – Curitiba, PR, 2018.  
38 f.: il.; 29 cm.

Orientador: Profº. Dr. Mauricio Almeida Noernberg

Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e  
Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná.

1. Oceanografia. 2. Transporte Sedimentar. 3. Dunas Estuarinas. I. Título. II.  
Noernberg, Mauricio Almeida. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.46



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO SISTEMAS COSTEIROS  
E OCEÂNICOS

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em SISTEMAS COSTEIROS E OCEÂNICOS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **GUILHERME DE OLIVEIRA CRUZ** intitulada: **Análise Morfológica e dos Fluxos Sedimentares no Canal de Acesso da Desembocadura Sul da Baía de Paranaguá, Brasil**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Pontal do Paraná, 27 de Março de 2018.

MAURICIO ALMEIDA NOERNBERG  
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

MARIA CRISTINA DE SOUZA  
Avaliador Externo (UFPR)

JARBAS BONETTI FILHO  
Avaliador Externo (UFSC)

TOBIAS BERNWARD BLENINGER  
Avaliador Externo (UFPR)

*“ Medo.  
De não ser,  
de não chegar,  
e de não me realizar.  
Penso,  
racionalizo,  
e analiso,  
atrás da minha rota de fuga.  
Como vou escapar, se sou eu quem o criou,  
e assim, de geração para geração,  
te sustentei,  
e encorajei.  
Tanto anos de conhecimento, agora transformado em ignorância.  
Não se procura a liberdade, ela não está em lugar algum!  
Ela só existe quando não há obrigação,  
quando não há de existir a servidão.  
Ou simplesmente quando o outro não há! “*

Escrevo essa dedicatória para todos aqueles que de alguma forma contribuíram na minha formação acadêmica e pessoal, aos que ainda estão presentes e aos que conheci.

## RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo analisar a morfologia de fundo, a gênese das feições de fundo e os padrões de fluxos de corrente e sedimentar da porção interna da desembocadura sul da Baía de Paranaguá, Paraná. Através de um modelo numérico hidrodinâmico e sedimentar em conjunto com levantamentos de sonar de varredura lateral, estimou-se a direção e magnitude do transporte sedimentar, os tipos das formas de fundos e os fluxos de corrente residual. Os padrões de transporte sedimentar foram analisados durante um ciclo quinzenal de maré no mês de dezembro de 2015. No canal principal o fluxo preferencial é de entrada, sendo 57% maior que os fluxos de saída. Observou-se também dois vórtices de circulações residuais próximo às margens de Pontal do Sul e da Ilha do Mel, com direção para a plataforma continental. Dunas grandes foram avistadas nas áreas com maior magnitude de transporte por carga de fundo chegando a ter 76 m de comprimento de onda médio, com aproximadamente 1,65 m de altura média. O vórtice de circulação residual é responsável pelo formato triangular das dunas grandes próximas a margem de Pontal do Sul: na enchente o material sedimentar é conduzido estuário adentro, formando pequenas ondulações e acumulando material sedimentar sobre as dunas grandes; na vazante essas ondulações supostamente são destruídas e anexadas às dunas grandes ou à coluna d'água. Já as formas de fundos do Saco do Limoeiro, são formadas devido aos efeitos da onda de maré ao adentrar a desembocadura e pelo confinamento da massa d'água na região até o próximo instante de estofa.

**Palavras-Chaves:** Transporte sedimentar, dunas estuarinas, modelagem numérica.

## ABSTRACT

The present work had as objective to analyze the bottom morphology, the genesis of the bottom features and the patterns of current and sedimentary flows of the internal portion of the south mouth of Paranaguá Bay, Paraná. A sedimentary hydrodynamic model was used to calculate the direction and magnitude of the sedimentary transport, the types of bottom forms and the residual current flows. The sedimentary transport patterns were analyzed during a fortnightly tidal cycle in the month of December of 2015. In the main channel the preferential flow is inflow, being 57% larger than the outflows. It was also observed two vortices of residual circulations near the shores of Pontal do Sul and Ilha do Mel, with direction towards the continental shelf. Large dunes were sighted in the areas with the highest transport magnitude per bottom load reaching 76 m of average wavelength, with approximately 1.65 m of average height. The residual circulation vortex is responsible for the triangular shape of the large dunes near the Pontal do Sul margin: in the flood the sedimentary material is conducted estuary inside, forming small undulations and accumulating sedimentary material on the large dunes; in the ebb, these ripples are supposedly destroyed and attached to the large dunes or to the water column. On the other hand, the forms of bottom of the Saco do Limoeiro are formed due to the effects of the tide wave when entering the mouth and the confinement of the water mass in the region until the next moment of padding.

**Palavras-Chaves:** Sediment Transport, Estuarine Dunes, Numerical Modelling.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da área de estudo, com as varreduras feitas pelo sonar de varredura. ... 16
- Figura 2. Grade computacional utilizada no modelo por Krelling et al. (2017) com a área de inserção em vermelho (A). Distribuição espacial das faixas de reflectância obtidas pelo sonar de varredura lateral, a grade computacional gerada nesse estudo e a localização do canal dragado. .... 20
- Figura 3. Distribuição espacial do comprimento de onda das dunas na desembocadura sul do CEP. .... 23
- Figura 4. Distribuição espacial da altura das dunas na desembocadura sul do CEP e seção batimétrica longitudinal do canal dragado. .... 24
- Figura 5. Variedades das formas de fundos encontradas. (A) Dunas grandes passando longitudinalmente em pequenas ondulações, e lateralmente em áreas planas. (B) Pequenas ondulações de direção SE. (C) Dunas médias e simples com direção NO. (D) Pequenas ondulações de direção N sobrepostas sobre dunas grandes com direção NO/O. .... 25
- Figura 6. Direção e magnitude da circulação residual calculados durante um ciclo quinzenal de maré, entre 15 e 29 de Dezembro de 2015. .... 26
- Figura 7. Transporte sedimentar por carga de fundo ( $m^3/s/m$ ) durante o máximo de corrente na enchente – 26 de dezembro de 2015, às 12:30 PM (B) – e vazante – 26 de dezembro de 2015, às 18:30 PM (C). (A) Direção de migração inferida através das cristas das formas de fundos, pequenas ondulações, dunas médias e dunas grandes, modificado de (Angulo 1999). .... 27
- Figura 8. (A) Oscilação do nível do mar nos pontos WL1, em vermelho, e WL2, em preto. De 29/12/15, às 20:30 PM até 30/12/15, às 03:00 AM. (B) Gráfico de superfície da oscilação da maré sobre toda a grade computacional, localização em lat e lon vs variação do nível do mar, no instante 29/12/15 às 21:00PM. (C) Magnitude e direção das correntes nos pontos WL1 e WL2 ao decorrer do tempo. De 29/12/15, às 13:00 PM até 30/12/15, às 02:00 AM. .... 29
- Figura 9. Transporte sedimentar por carga de fundo ( $m^3/s/m$ ) durante o máximo de corrente na enchente – 26 de dezembro de 2015, às 16:00 PM – e vazante – 26 de dezembro de 2015, às 21:00 PM. Às figura da esquerda exibem a área de inserção do quadrado vermelho, com os mapas de reflectância do fundo marinho sobreposto pelos vetores de transp. por carga de fundo. .... 29



Figura 10. Transporte sedimentar na desembocadura sul no ponto de observação PO (Figura 2). (a) Fluxo sedimentar cumulativo de entrada e saída. (b) Quantidade de material sedimentar retido em relação aos fluxos sedimentares de entrada e saída..... 30

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$ – Nível de referência	(m)
$c$ – Concentração	(-)
$c_a$ – Concentração no nível de referência	(-)
$\bar{u}$ – Velocidade média em relação a profundidade	(m s <sup>-1</sup> )
$h$ – Profundidade do fluxo	(m)
$F$ –	
$Z'$ – Número de suspensão adimensional	(-)
$s$ – Densidade relativa (p <sub>s</sub> /p)	(-)
$D_{50}$ – Tamanho médio da partícula	
$D_*$ – Parâmetro adimensional da partícula	(-)
$T_m^{2.1}$ –	
$g$ – Aceleração da gravidade	(m s <sup>-2</sup> )
$\Delta$ – Altura das formas de fundos	(m)
$\lambda$ – Comprimento de onda das formas de fundos	(m)
$k_s$ – Rugosidade de fundo equivalente	(m)
$k_{sr}$ – Rugosidade de fundo em relação as dunas pequenas	(m)
$k_{sm}$ – Rugosidade de fundo em relação as dunas grandes	(m)
$q_{s,c}$ – Transporte por carga em suspensão em relação as correntes	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
$q_{b,c}$ – Transporte por carga de fundo em relação as correntes	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
$\gamma_r$ – Fator de presença de pequenas ondulações ( $\gamma_r = 1$ para pequenas ondulações, e $\gamma_r = 0.7$ para pequenas ondulações sobrepostas )	(-)
$\gamma_m$ – Fator de forma das dunas	(-)

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	12
2. ÁREA DE ESTUDO.....	15
2.1. CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA.....	16
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	17
3.1. SIMULAÇÃO NUMÉRICA .....	<b>ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.</b>
3.2. TRANSPORTE POR CARGA DE FUNDO.....	20
3.3. TRANSPORTE POR CARGA EM SUSPENSÃO .....	21
4. RESULTADOS .....	22
4.1. DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAS DE FUNDOS.....	22
4.2. DINÂMICA DE FUNDO E CIRCULAÇÃO RESIDUAL .....	26
4.3. TRANSPORTE SEDIMENTAR MODELADO EM RELAÇÃO ÀS DUNAS .....	27
5. DISCUSSÃO .....	30
6. CONCLUSÃO.....	33
7. REFERÊNCIAS .....	35

## 1. INTRODUÇÃO

Regiões estuarinas, um dos ambientes mais dinâmicos e habitados do planeta, agem como uma interface entre o continente e a plataforma continental, comportando-se como uma fonte, filtro ou canal de sedimento e outros materiais para o oceano. Processos oceanográficos e hidrodinâmicos definem a sua morfologia, bem como o aporte/transporte de sedimentos em escalas de tempo que vão de horas a séculos. Devido a essas flutuações em sua morfologia e hidrodinâmica, observações oceanográficas e o contínuo estudo dessas regiões são essenciais para a previsão e mitigação das perturbações causadas pela evolução morfológica (Kulgemeyer *et al.*, 2016; Murray e Thielner, 2004).

Movimentos de areia devido às correntes dentro do estuário levam ao desenvolvimento de ondulações com alturas variando de centímetros a metros. As ondulações com altura na escala de decímetros ao metro são comumente chamadas dunas ou megadunas. Os estudos sobre as formas de fundos em canais aluviais começaram em 1960, com cada autor usando sua própria terminologia e classificação, gerando diversas nomenclaturas muitas vezes confusas e duplicadas. Boersma *et al.*, (1968) mostraram a importância das correntes na formação e direção de propagação das dunas. Em áreas mais rasas, as ondulações apresentam ângulo agudo em relação à corrente dominante. Nas camadas mais profundas, as dunas apresentam ângulo perpendicular ao da corrente dominante. “*Megaripples*” foi o termo utilizado para descrever tais ondulações, porém os fatores agindo sobre as dunas são mais complexos e amplos, e a ação dos fluxos hidrodinâmicos não é suficiente para explicar de forma correta a sua gênese. Knebel (1989) analisou as feições das dunas para reconstruir o transporte sedimentar no Holoceno, entretanto, o termo utilizado foi “*Sand Waves*” ou “*Sand Ribbons*”. Outros exemplos de nomenclatura podem ser encontrados no estudo de Dalrymple e Rhodes, (1995).

Essa variabilidade de nomenclatura e classificação motivou o simpósio intitulado “*Clasificación das formas de fundos de fluxos de grande escala*” (“Classification of Large-Scale Flow-Transverse Bedforms”) – realizado em 1987 em Austin, Texas –, com o objetivo de examinar tais classificações e recomendar mudanças. A nova terminologia considera o tamanho da duna (pequena, média, grande e muito grande), a presença ou ausência de superposição e o tamanho médio do grão (*Tabela 1*).

Descritores de primeira ordem:					
	<u>Termo</u>	<u>Pequeno</u>	<u>Médio</u>	<u>Grande</u>	<u>Muito gra</u>
Tamanho:	Espaçamento (m)	0.6 -5	5-10	10-100	>100
	Altura (m)	0.05-0.25	0.25-0.5	0.5-3	>3
Descritores de segunda ordem:					
Superposição:	<b>Simples -</b>	Sem dunas sobrepostas			
	<b>Composto -</b>	Pequenas sustentações, dunas sobrepostas			
Característica Sedimentar:		Tamanho do grão e grau de seleção			

Tabela 1. Classificação das formas de fundos proposta pelo Simpósio SEPM (1987) em Austin, Texas. Retirado e modificado do artigo de Ashley e Chairperson, (1990).

A variedade morfológica de padrões e interações que as diversas formas de fundos apresentam estão diretamente relacionadas à dinâmica de fluídos e sedimentar. Consequentemente, esses padrões armazenam de forma indireta mecanismos para estimar a magnitude e a direção do transporte sedimentar. As partículas ao iniciar o movimento formam pequenas ondulações ou dunas até um ponto de equilíbrio, e após certa distância são destruídas, enquanto novas são criadas. As pequenas ondulações se ajustam mais rapidamente em relação as forças do fluído do que as dunas com maior altura, por isso a taxa de transporte pode ser dividida em duas partes: uma relacionada ao tamanho do grão para fundos planos e outra à geometria das formas de fundos. O transporte sedimentar tem uma forte dependência com o tipo de fundo que normalmente é gerado pelo material sedimentar sendo transportado. Além do mais, as configurações de fundo não são constantes; as formas de fundos variam com as condições de fluxo (Rijn., 1993) portanto, a rugosidade do fundo aparente é essencial para se estimar corretamente a direção e a magnitude dos fluxos sedimentares. Além disso, dois tipos de transporte sedimentar podem ocorrer em um fluxo estuarino: quando as velocidades de corrente são maiores que as forças de resistência, a partícula salta e pode se manter em suspensão pelas forças de turbulência – o que é denominado como carga em suspensão; e, quando as partículas saltam, rolam ou deslizam sobre o leito do estuário, ocorre o transporte por carga de fundo.

Southard e Boguchwal, (1990) analisaram dados de 39 canais aluviais a fim de desenvolver boas aproximações entre as diferentes configurações de fundo que o canal pode apresentar (ondulações, dunas, antidunas e fundo plano), com a velocidade de fluxo, tamanho do grão e profundidade. Os autores determinaram que a velocidade mínima de corrente para a

formação de dunas é de 0.5m/s, com tamanho de grão de pelo menos 0.13mm, limite entre areia fina e areia média. Não há limite de profundidade para o desenvolvimento de pequenas ondulações, desde que as velocidades de corrente sejam superiores a ~ 0.3m/s.

Profundidade, velocidade da corrente e tamanho do grão são os principais fatores que contribuem para a formação das dunas. Porém, a quantidade de material, coesão dos sedimentos e a presença de agentes de ligação também podem influenciar na gênese das dunas e das pequenas ondulações. Pouco aporte de areia em substratos mais duros pode dificultar a formação de dunas e a presença de silte, argila, ou atividade biológica pode impedir a movimentação do sedimento, e, por consequência, o desenvolvimento de ondulações. Além disso, estuários com água mais clara são menos propensos a formar dunas do que estuários mais turvos devido à falta de material suspenso na coluna d'água (Dalrymple and Rhodes, 1995).

Uma alternativa para obter mapas com alta resolução do fundo marinho é o mapeamento com Sonares de Varredura Lateral (SVL), onde faixas de retroespalhamento do fundo são obtidas, permitindo a determinação de fácies sedimentares, distribuição de sedimento, tendências de transporte e atividade biológica. Este método tem a vantagem de cobrir 100% do fundo marinho na escala de centímetros e com baixo esforço amostral. Mapas do fundo marinho feito com SVL permitem estudos mais aprofundados nas dunas, visto que parâmetros como comprimento de onda, altura, orientação e extensão do campo de dunas podem ser facilmente identificados e quantificados. Exemplos do uso desse equipamento para a análise das feições de fundo em ambientes costeiros são encontrados nos estudos de Flocks et al., 2015; Hanes, 2012; Kubicki et al., 2016; Kulgemeyer et al., 2016; Mielck et al., 2015; Moscon and Bastos, 2010; Murray and Thieler, 2004; Wynn and Stow, 2002; Xu et al., 2008.

Simulações realizadas a partir de modelos numéricos fornecem alternativas para analisar as forças hidrodinâmicas agindo na mobilização do fundo e na forma das dunas. Quando devidamente calibrado e testado com dados de campo, o modelo proporciona uma visão sinóptica de toda a área de estudo. Exemplos do uso da modelagem numérica em conjunto com evidências geológicas são vistos nos seguintes estudos: em Chu et al., (2009) para determinar o comportamento morfológico da desembocadura do estuário de Yangtze, China; em Zhang et al., (2015) para examinar as tendências de transporte ao redor do Delta do Rio Amarelo, China; e em Bonaldo et al., (2014), Fraccascia et al., (2016) e Kubicki et al.,

(2016) para averiguar os processos atuando na gênese das formas de fundos e os padrões de fluxo sedimentar e de corrente.

O presente estudo propõe estimar os fluxos de corrente residual, e a direção e magnitude do transporte sedimentar sobre as diferentes características de fundo na região próxima à desembocadura sul do CEP. As análises foram feitas durante um ciclo quinzenal de maré no mês de dezembro de 2015. Através de um modelo numérico combinado aos mapas de alta resolução do fundo da baía, afim de, quantificar e identificar as variações morfológicas da região, avaliar como o fluído influencia nos fluxos sedimentares, e providenciar uma possível explicação sobre a gênese das formas de fundo identificadas. A atividade portuária na região é intensa com a presença de dois portos, em Paranaguá e Antonina. Sendo que o primeiro é considerado o maior porto graneleiro da América Latina e o segundo mais importante do Brasil (APPA, 2013). Além disso, um novo empreendimento está em fase de licenciamento ambiental, o Terminal Portuário Porto Pontal (TPPP), onde será realizado atividades de transbordo e carregamento de cargas e contêiners. O TPPP planeja se instalar próximo a região da Ponta do Poço e tomar proveito da profundidade natural da área (~24 metros), o que permitiria a atracagem de navios com maior calado. Dessa forma, esse estudo pode auxiliar os engenheiros e os órgãos ambientais na implantação e mitigação da atividade portuária

## **2. ÁREA DE ESTUDO**

O CEP (*Figura 1*) é um extenso sistema estuarino subtropical, dividido em dois eixos: um eixo Leste-Oeste e outro no sentido Norte-Sul. Grande parte de sua população, estimada em aproximadamente 155.000 habitantes, está ao longo do eixo Leste-Oeste. A parte Norte-Sul é habitada principalmente por comunidades pesqueiras (Lana *et al.*, 2001; Noernberg *et al.*, 2006). A planície costeira que cerca o CEP tem aproximadamente 90 km de comprimento por 55 km de largura até o pé da Serra do Mar (Angulo, 1992).

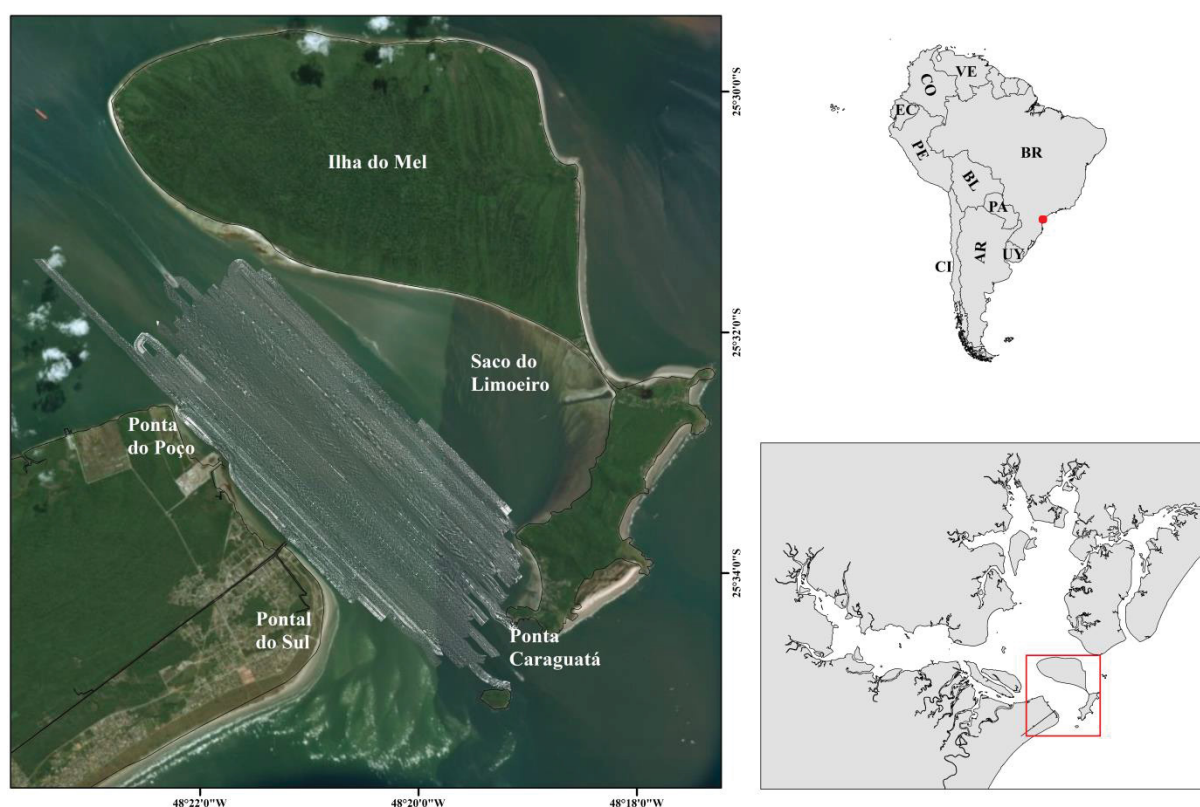


Figura 1. Localização da área de estudo, com as varreduras feitas pelo sonar de varredura.

Áreas próximas à desembocadura do CEP, que sofrem influência do ambiente marinho, são compostas por areias médias e finas (0,125-0,500 mm), moderadamente para muito bem selecionadas. Siltes, areia fina e muito fina (0,00-0,125 mm), pobremente selecionados, são encontrados na região central. Nas cabeceiras de rio e/ou perto das margens das baías, a composição sedimentar varia entre argilas e siltes (0,004 - 0,062 mm), e nas bocas de rios predominam areias fluviais (Lamour *et al.*, 2005)

Na região da Ponta do Poço, próximo à desembocadura sul (48°23'W, 25°32'S), as profundidades são as maiores do CEP e alcançam até os ~ 23 m com uma área de ~ 2,3 km<sup>2</sup>. A composição sedimentar é relativamente uniforme (> 0,3 mm), composta principalmente de areias médias e sem presença de afloramentos rochosos. As dunas são evidenciadas pelo levantamento realizado com o SVL em 2003, e possuem um comprimento de onda médio de ~ 25 m e altura média de 0,75 m (Lamour *et al.*, 2005).

## 2.1. Caracterização Hidrodinâmica



O CEP é conectado ao oceano aberto por três canais principais: canal da Galheta, entre o Sul da Ilha do Mel e o Continente; canal Norte, localizado entre o norte da Ilha do Mel e a Ilha das Peças; e o canal do Superagui, localizado entre a Ilha da Peças e a Ilha do Superagui.

A superfície líquida foi estimada em 551,8 km<sup>2</sup> (Noernberg *et al.*, 2006). De acordo com Mantovanelli, (2002), este sistema complexo recebe cerca de 70% da drenagem de toda a bacia hidrográfica do Paraná (5.634 km<sup>2</sup>), com uma área de drenagem de aproximadamente 3.882 km<sup>2</sup>.

Segundo Vanhoni e Mendonça, (2008) e cartas climáticas do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR), pelo critério de Köppen, o clima da região foi classificado como Cfa. “C” pela temperatura média para o mês mais frio estar entre 18°C e -3°C; “f” pela ocorrência de chuva o ano inteiro, sem presença de estações secas; e “a” pela temperatura média do mês mais quente estar sempre acima de 22°C. Sendo que dezembro e janeiro são, geralmente, os meses com os maiores valores de precipitação média, chegando a ultrapassar 250 mm; entre o final de outono e início do inverno, a precipitação média é inferior a 100 mm (IAPAR).

A variação média da maré é de 1,7 m próximo à desembocadura, e 2,7 m em seu interior, com um prisma de maré de 1,34 km<sup>3</sup> e intrusão de 12,6 km (Marone *et al.*, 1995). O estuário foi classificado como “parcialmente misturado”, segundo o diagrama de estratificação-circulação de Hansen e Rattray (Knoppers *et al.* 1987), com tempo de residência de 3,49 dias e descarga fluvial média de 200 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (Marone *et al.*, 1995 e FUNPAR 1997).

### **3. MATERIAIS E MÉTODOS**

#### **3.1. Simulação Numérica**

O módulo FLOW do software de modelagem Delft3D foi utilizado para implementar o modelo baroclínico da desembocadura sul do CEP, as simulações foram realizadas em um intervalo de tempo de 30 segundos, durante os meses de setembro a dezembro de 2015. O modelo numérico foi implementado com o objetivo de analisar os padrões de circulação hidrodinâmica e sedimentar durante o mês dezembro de 2015, caracterizado por ser um dos meses com as maiores taxas de descarga fluvial (Noernberg., 2001).

A partir do modelo hidrodinâmico proposto por Krelling et al. (2017) foi criada uma área de inserção na desembocadura sul. A resolução da grade computacional utilizada pelo autor não permitia resolver corretamente a heterogeneidade da margem sudoeste da Ilha do Mel, com isso em vista, outra grade computacional com maior resolução foi gerada contornando o sudoeste da Ilha do Mel e a Ponta do Caraguatá. A batimetria utilizada pelo modelo foi atualizada com os dados obtidos pela sonda multifeixe para o canal dragado, e também próximo a Ponta do Caraguatá e sudoeste da Ilha do Mel a partir dos contornos batimétricos obtidos pelas cartas náuticas da marinha e do estudo feito por Araújo (2001). Além disso, também foi implementado um novo mapa de rugosidade para o modelo numérico, conforme o método já descrito por Van Rijn (1993). Os dados de velocidade de corrente e a oscilação da maré, utilizados nas condições de contorno, foram extraídos a partir dos limites da nova grade computacional e interpolados para se ajustar com a grade utilizada no modelo de Krelling et al. (2017).

Os índices de concordância do modelo utilizado por Krelling et al. (2017) foram satisfatórios ( $d > 0,8$ ) para as velocidades de corrente na componente  $u$  e salinidade, além de um *Root Mean Square Error* (RMSE) de 0,25 m para a oscilação de maré, sugerindo boa concordância com os dados reais. Na componente  $v$  de velocidade, o índice de concordância é menor ( $d < 0,3$ ). Esse erro também reflete no modelo numérico de transporte, pois os perfis de velocidade utilizados nas estimativas são aplicados a partir deste modelo hidrodinâmico.

A composição sedimentar média foi adquirida através dos mapas apresentados por Lamour, (2000), para o meio do canal, e, para o saco do limoeiro foram utilizados os dados de Araújo, (2001). O comprimento médio de onda e a altura das dunas também foram extraídos a partir do estudo feito por Araújo., (2001). A densidade do sedimento foi considerada uniforme e sem presença de carbonatos ou outros agentes de ligação ( $\rho_s = 2.650 \text{ kg/m}^3$  - Quartzo), e o valor de porosidade adotado foi  $\sim 0,4$ .

### **3.2. Mapeamento do Fundo Estuarino**

O mapeamento do fundo marinho foi realizado pela Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina (APPA), entre fevereiro e abril de 2017, com um SVL (Starfish Sonar 200hz). A coleta de dados foi conduzida ao longo de diversas linhas paralelas, a uma velocidade ideal constante de 5 nós. A localização e velocidade da embarcação foi adquirida pelo GPS Trimble para o georreferenciamento dos dados adquiridos. Os mapas com os

valores de retroespalhamento gerados foram produzidos com uma resolução de 10 cm, o que permitiu identificar pequenas ondulações com comprimento de onda na escala dos decímetros.

Em cada ponto da grade computacional, em um *buffer* de  $\sim 60$  m, foi feita a classificação do fundo de acordo com Ashley e Chairperson (1990), e estimado o comprimento médio de onda das pequenas ondulações e dunas. Nas áreas onde o mapeamento estava incompleto ou com distorções visuais, a feição mais próxima foi adotada ou interpolada entre os pontos ao redor pelo método de Kriging.

Foi adotada a soma dos valores individuais de rugosidade (áreas planas, com pequenas ondulações, e dunas grandes), para estimar a rugosidade a partir das formas de fundos, conforme proposto por Rijn (1993). Considera-se dunas pequenas quando o comprimento médio de onda é menor do que a profundidade, e dunas grandes quando é cerca de sete vezes a profundidade.

$$k_s = k_{sr} + k_{sm} \quad (\text{Eq. 1})$$

$$\text{onde: } k_{sm} = 1.1\gamma_m\Delta \left(1 - e^{-25\frac{\Delta}{\lambda}}\right) \quad (\text{Eq. 2})$$

$$k_{sr} = 20\gamma_r\Delta \left(\frac{\Delta}{\lambda}\right) \quad (\text{Eq. 3})$$

Para fundos planos, a rugosidade de fundo aparente é dada por  $k_s = 3d_{90}$ , que é o tamanho médio do grão de 90% das amostras. Já para as áreas com a presença de formas de fundo a rugosidade aparente é dada pela soma dos valores individuais de rugosidade (Eq. 1), onde  $k_{sr}$  é a rugosidade referente às pequenas ondulações; e  $k_{sm}$  a rugosidade referente às dunas grandes e muito grandes, que são calculadas pelas equações 2 e 3. Sendo que  $\gamma_r = 1$  para fundos constituídos somente por pequenas ondulações, e 0,7 para fundos com superposição de dunas grandes ou muito grande,  $\gamma_m = 0.7$  para condições normais de canal,  $\Delta$  é a altura da forma de fundo (m), e  $\lambda$  o comprimento da forma de fundo (m).

A batimetria do canal dragado foi obtida por meio de uma sonda multifeixe (Reson 7125), também concedida pela APPA. Os dados foram coletados em conjunto com um GPS de alta precisão e um compensador de ondas (Octans), utilizado para corrigir o movimento do barco na aquisição dos dados.

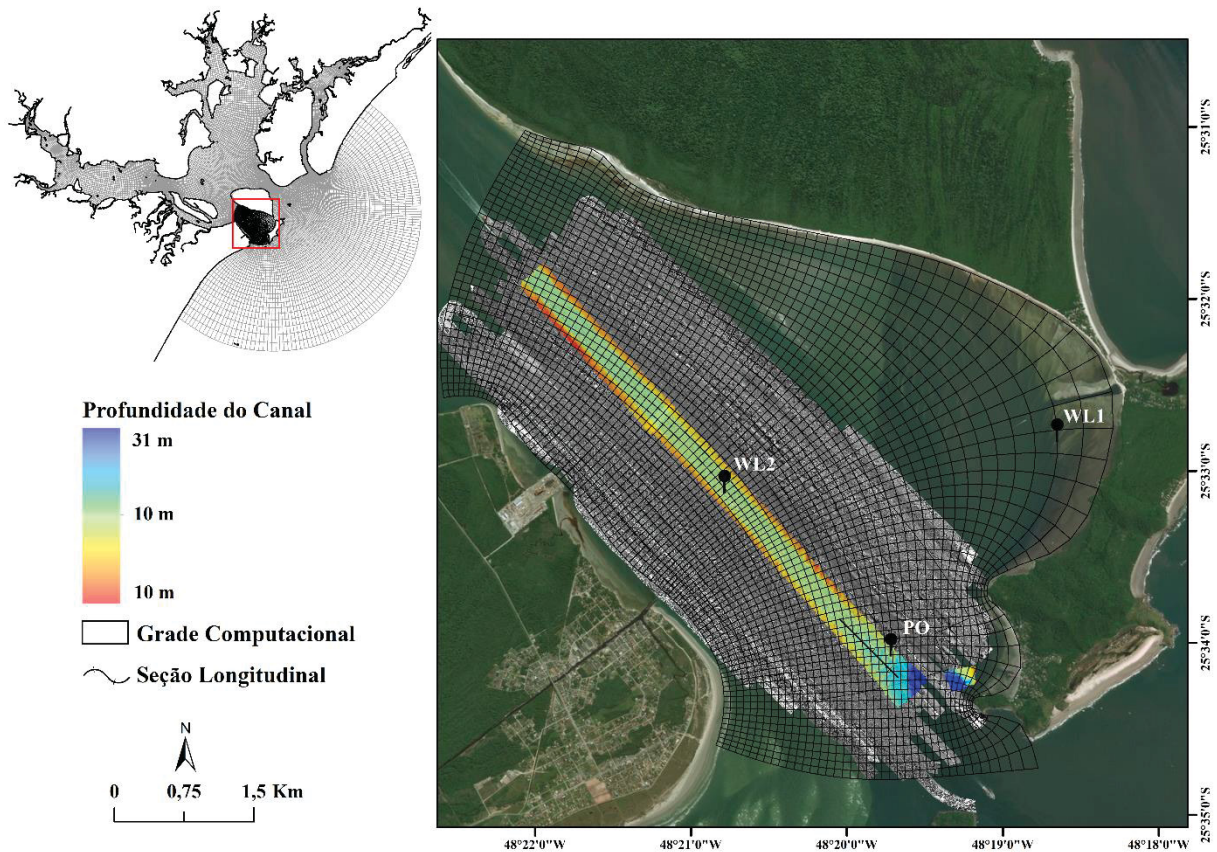


Figura 2. Grade computacional utilizada no modelo por Krelling et al. (2017) com a área de inserção em vermelho (A). Distribuição espacial das faixas de reflectância obtidas pelo sonar de varredura lateral, a grade computacional gerada nesse estudo e a localização do canal dragado.

O impulso acústico, emitido pelo SVL, mostra a reflectância de cada feixe; a rugosidade e a morfologia das formas de fundos são obtidas indiretamente. A profundidade não pode ser estimada corretamente, pois o feixe emitido é curto verticalmente e amplo na horizontal – 50 à 150 m – impossibilitando a medida correta da profundidade e da altura das formas de fundos. Flemming (1988) encontrou forte correlação ( $r = 0,98$ ) entre o comprimento de onda e a altura das dunas, o que permite estimar a altura da duna de forma indireta. A forma da crista de cada duna foi contornada manualmente; e, então, calculada a distância média entre cada uma.

$$\Delta = 0.0677\lambda^{0.8098} \quad (\text{Eq. 4})$$

### 3.3. Transporte por Carga de Fundo

A abordagem realizada por Van Rijn (1993) para estimar o transporte por carga de fundo ( $q_b$ ), considera que o movimento das partículas é dominado pela saltação das partículas sobre a influência das forças hidrodinâmicas e gravitacionais. Assim, as taxas de transporte por carga de fundo são determinadas pelo seguinte modelo matemático  $q_b = u_b \delta_b C_b$ , onde  $u_b$  é a velocidade da partícula,  $\delta_b$  é a altura do salto e  $C_b$  é a concentração da carga de fundo.  $q_b$  é dado em  $m^2/s$  considerando um fundo plano sem declividade, a partir desse modelo matemático a função é decomposta da seguinte forma (Van Rijn, 1993).

$$q_b = 0.1\sqrt{s-1}\sqrt{g}D_{50}^{1.5}D_*^{-0.3}T_m^{2.1} \quad (\text{Eq. 5})$$

Sendo que  $D_{50}$  é o diâmetro médio do sedimento, e  $g$  a aceleração da gravidade.  $D_*$  é o tamanho adimensional da partícula e reflete a influência da gravidade, densidade e viscosidade sobre as partículas sedimentares.  $s$  é a gravidade específica, dada pela razão entre a densidade do sedimento e do fluido. O termo  $T_m$  representa a abordagem estocástica da função e considera a variação (turbulência) das tensões de cisalhamento de fundo e crítica ao longo de curto período de tempo. A probabilidade de ocorrer o transporte é dada pela intersecção das forças de tensão de cisalhamento, ao contrário do método determinístico, onde as forças são canceladas uma em relação a outra.

### 3.4. Transporte por Carga em Suspensão

Quando os valores de velocidade de cisalhamento de fundo excedem a velocidade terminal de queda da partícula ( $u_* > w_s$ ) o sedimento pode ser levantado até um nível onde os efeitos da turbulência superam o peso da partícula, mantendo-a em suspensão. Assumindo que a velocidade da partícula em suspensão é igual à velocidade de fluxo, e que a taxa de transporte é integrada pela profundidade, temos a seguinte equação proposta por Van Rijn (1984) para determinar o transporte por carga em suspensão ( $q_s$ ).

$$q_s = c_a \bar{u} h \frac{1}{h} \int_a^h \frac{u}{\bar{u}} \frac{c}{c_a} dz = c_a \bar{u} h F \quad (\text{Eq. 6})$$

Onde  $c_a$ , é o nível de concentração sedimentar a um nível de referência. Para representar o nível de concentração sobre as dunas ou fundos planos, considerou-se o valor de altura da rugosidade ( $k_s$ ) como nível de referência. A partir do nível de referência, e assumindo um perfil parabólico de concentração sedimentar ao longo da coluna d'água, a concentração sedimentar ( $c_a$ ) ao longo da coluna d'água pode ser estimada.

$$c_a = \frac{d_{50}}{a} \frac{T_m^{2.1}}{d_*^{0.3}} \quad (\text{Eq. 7})$$

F é o fator adimensional, que representa a forma do perfil de concentração em relação ao de velocidade. Assumindo um perfil parabólico, o perfil de concentração é obtido por meio de  $c_a$  e um número de suspensão  $Z$  (*Tabela 1*).  $Z'$  é o número de suspensão modificado, dado pela soma do número de suspensão mais o efeito de obstrução do fluxo turbulento sobre a queda da partícula ( $\psi$ ).  $Z'$  indica a distribuição de concentração sedimentar ao longo da profundidade; quanto maior o valor, mais perto o sedimento estaria do fundo. Valores próximos a zero indicam uma concentração maior na superfície ou uma distribuição sedimentar uniforme.

$$F = \frac{(a/h)^{z'} - (a/h)^{1.2}}{\left(\frac{a}{h}\right)^{z'} (1.2 - z')} \quad (7)$$

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Distribuição das Formas de fundos

As faixas de retroespalhamento possuem resolução de até 30 cm, o que tornou possível a classificação das diversas formas de fundos, desde pequenas ondulações até dunas grandes e compostas. As dunas grandes se concentraram na desembocadura com comprimentos de onda entre 50 a 100 m, sendo que grande parte estava sobreposta por pequenas ondulações com algumas áreas planas ocasionais. As maiores dunas sobrepostas foram avistadas entre a Ponta do Poço e a Ilha do Mel, chegando a um comprimento de onda de até 94 m ( $\Delta/\lambda$  max – *Figura 6*). Dunas grandes e simples, com comprimento de onda de até 30 m, foram avistadas próximo à Ponta do Poço, porém somente onde as profundidades eram menores. Na região central

também foram avistadas, mas com comprimento de ~ 15 m. Na região da Ponta do Poço observou-se uma quantidade limitada de ondulações; nas maiores profundidades não foram encontradas ondulações, somente à medida que se afastava das áreas mais profundas (> ~17m).

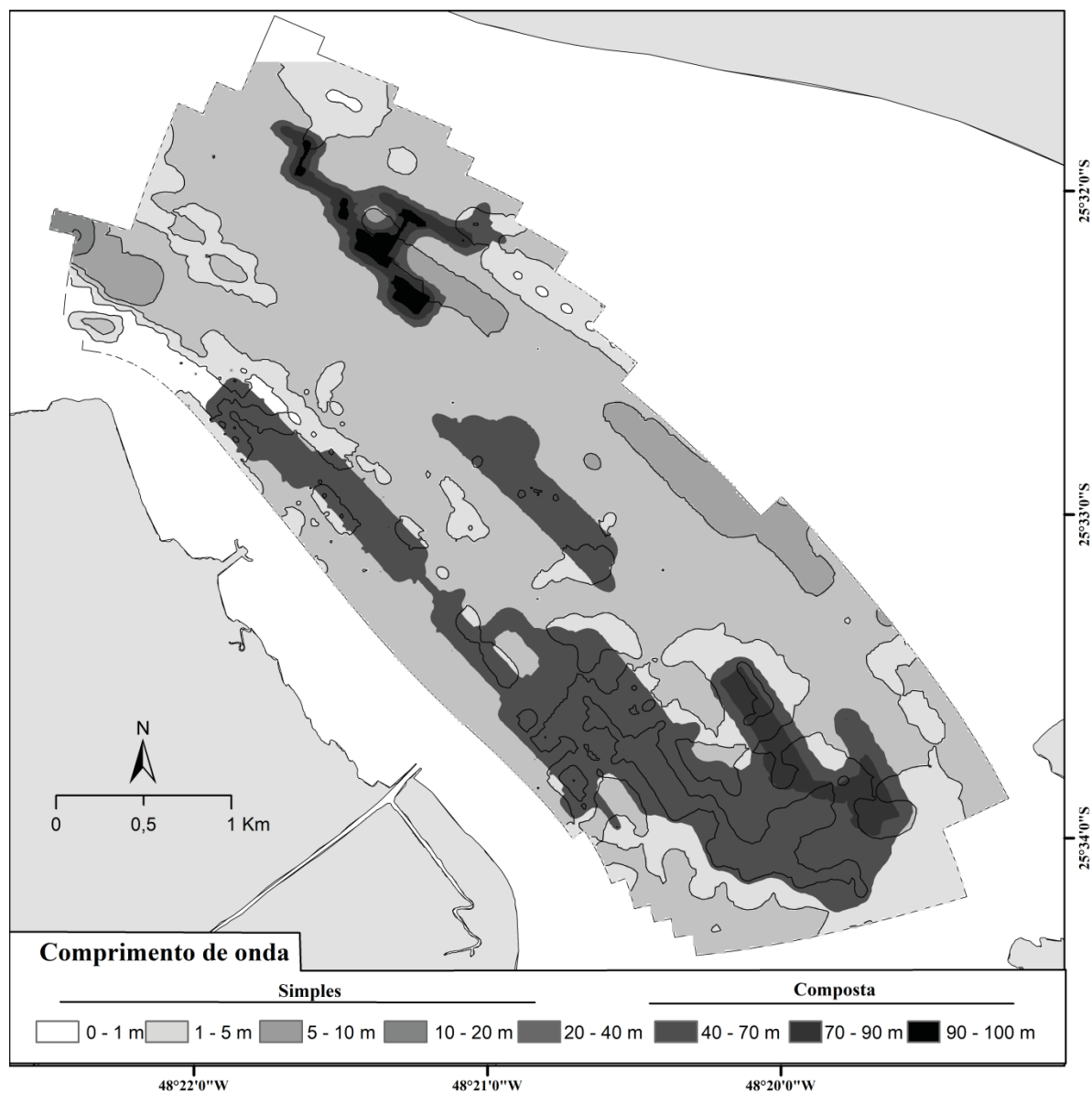


Figura 3. Distribuição espacial do comprimento de onda das dunas na desembocadura sul do CEP.

A altura média das pequenas ondulações foi de 20 cm, as dunas médias com 35 cm, e as dunas grandes e simples (10-40 m) com 65 cm. As dunas grandes e compostas apresentaram altura máxima de até 2,70 m, e com média de 1,65 m.

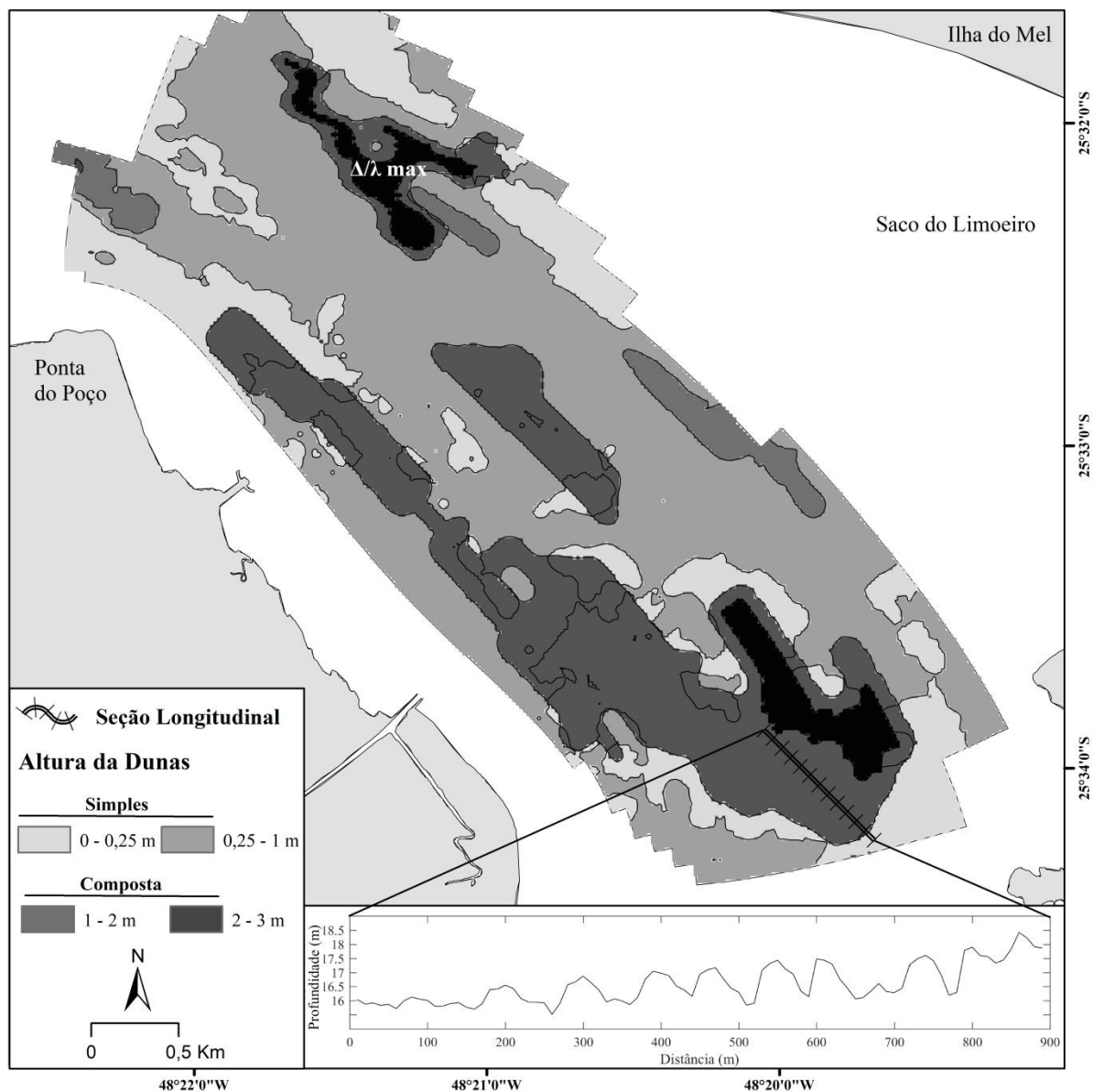


Figura 4. Distribuição espacial da altura das dunas na desembocadura sul do CEP e seção batimétrica longitudinal do canal dragado.

A altura das dunas grandes pode ser validada por meio de seção longitudinal feita com os dados de batimetria do canal dragado (Figura 4), com altura média de 1,76 m e comprimento de onda médio de 76 m, mostrando boa concordância com os dados estimados pela relação de Flemming (1988). A validação para as pequenas ondulações se torna impraticável já que a resolução das batimetrias feitas com multifeixe raramente ultrapassam 1 m de altura.

As figuras 5a, 5b, 5c e 5d ilustram os diversos tipos de forma de fundo encontrados neste estudo: As áreas com os dois tons de cinza mais escuro e altura entre 1 e 3 m indicam as



áreas com pequenas ondulações sobrepostas às dunas maiores - onde os contornos se sobrepõem – e também das dunas grandes sem sobreposição.

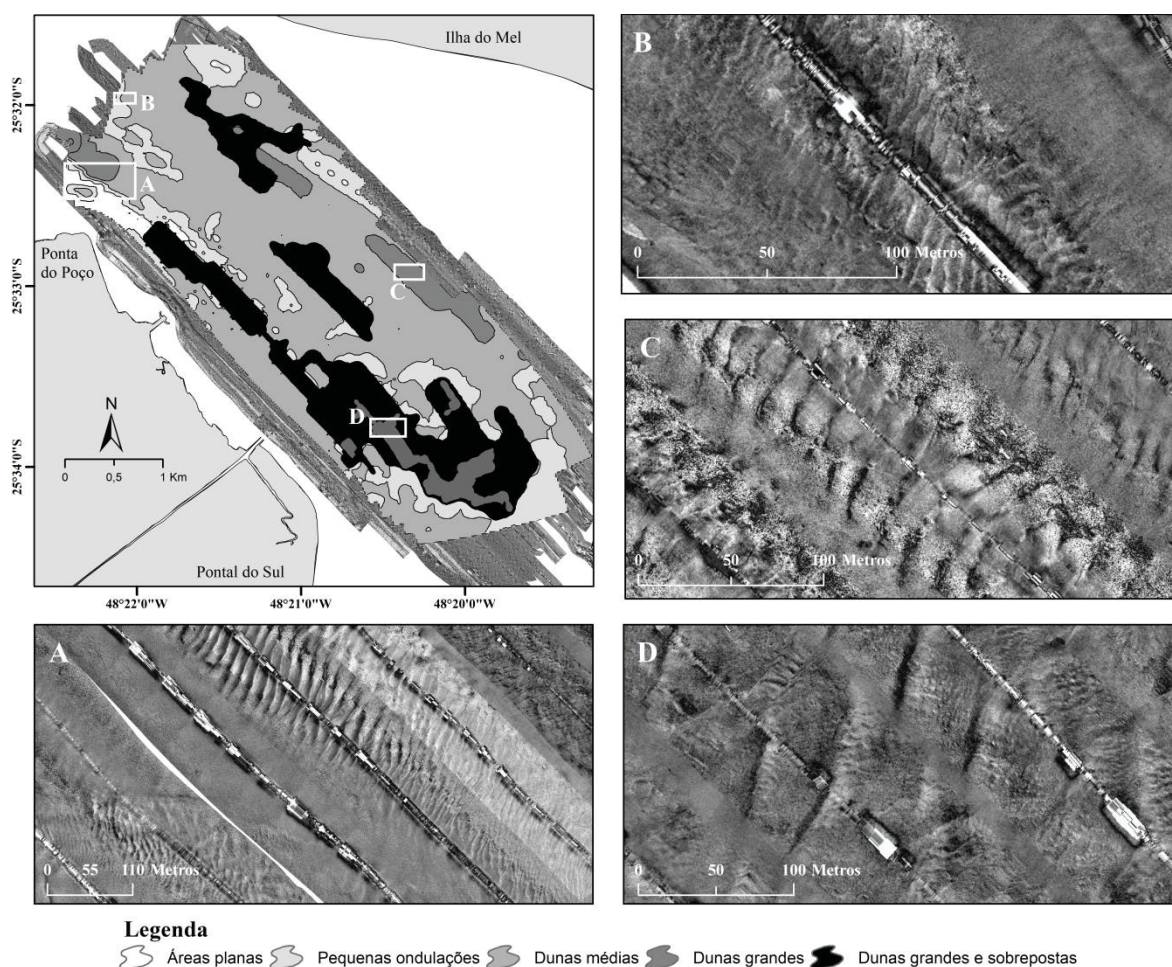


Figura 5. Variedades das formas de fundos encontradas. (A) Dunas grandes passando longitudinalmente em pequenas ondulações, e lateralmente em áreas planas. (B) Pequenas ondulações de direção SE. (C) Dunas médias e simples com direção NO. (D) Pequenas ondulações de direção N sobrepostas sobre dunas grandes com direção NO/O.

O ângulo entre as ondulações sobrepostas e as dunas grandes são oblíquas em relação à crista das dunas (Figura 5D), isso ocorre porque as pequenas ondulações estão mais sujeitas às variações de fluxo e se formam mais rapidamente do que as dunas com maior tamanho. Com isso em vista, somente as maiores dunas foram usadas para estimar a direção do transporte sedimentar. As pequenas ondulações são mais sujeitas às variações diárias do ciclo de maré e podem não refletir de forma correta a tendência de transporte bruta por carga de fundo.

## 4.2. Dinâmica de Fundo e Circulação Residual

Na região próxima às margens de Pontal do Sul e do Morro do Miguel observa-se duas áreas com circulação residual com os vetores de corrente em direção à plataforma continental. No canal dragado após o vórtice próximo a Pontal do Sul até a Ponta do Poço, os vetores de circulação residual são estuário adentro, e, no lado direito do canal dragado adjacente ao Saco do Limoeiro os vetores têm direção SE. Os vetores de circulação residual marcam a presença de três vórtices principais, um na região da Ponta do Poço, entre a margem continental e o lado esquerdo do canal dragado, e dois em ambos os lados do canal principal na desembocadura, próximo ao Saco do Limoeiro e às margens de Pontal do Sul (Figura 6).

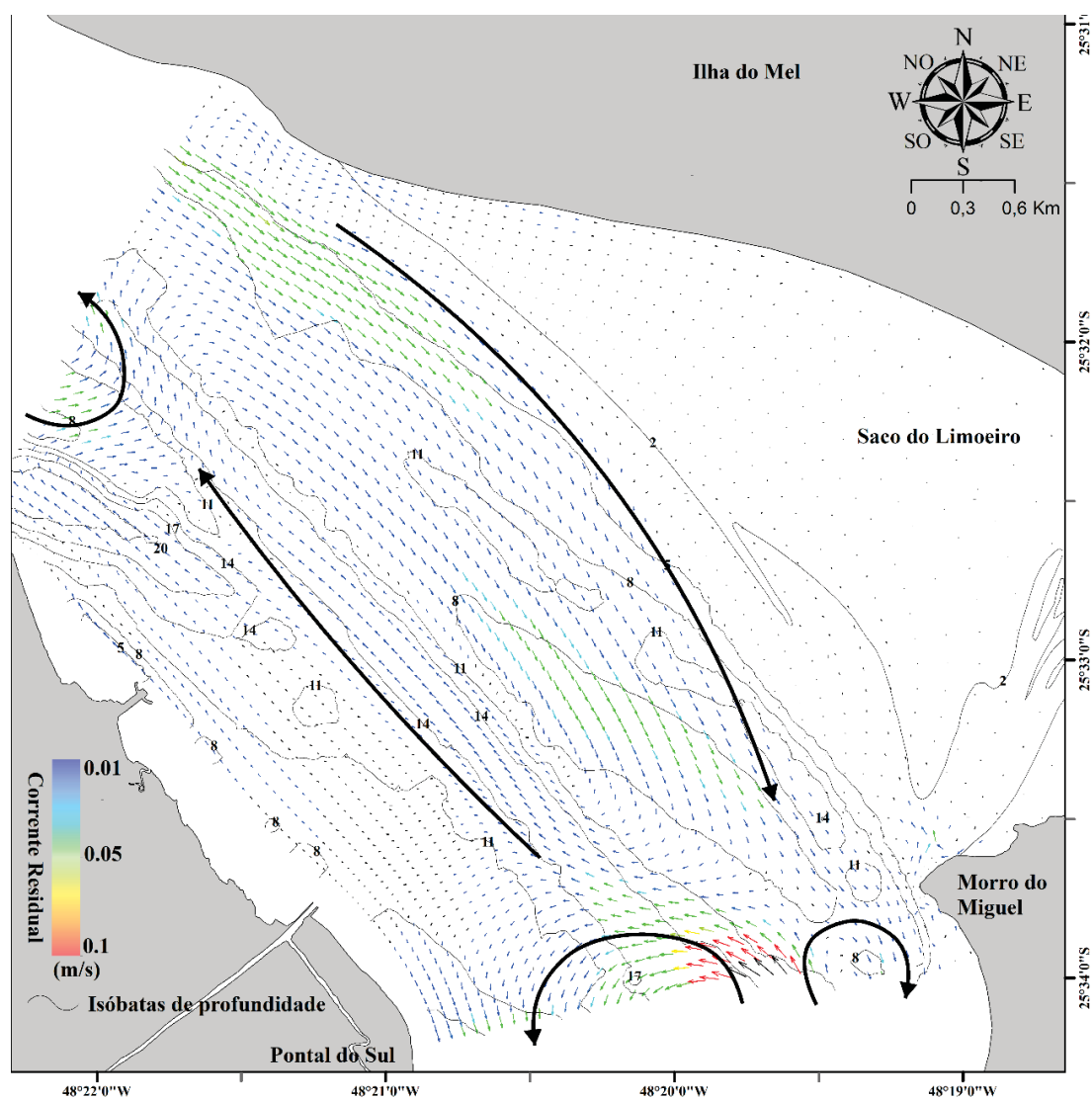


Figura 6. Direção e magnitude da circulação residual calculados durante um ciclo quinzenal de maré, entre 15 e 29 de Dezembro de 2015.

### 4.3. Transporte sedimentar modelado em relação às dunas

Na região do Saco do Limoeiro, os vetores de transporte por carga de fundo modelados mostraram similaridade moderada em relação a direção de migração das pequenas ondulações e das dunas grandes, identificadas por Angulo (1999). Sendo que, a magnitude dos fluxos sedimentares por carga de fundo é maior nos instantes de vazante do que nos momentos de enchente. É possível inferir que as pequenas ondulações sobre o dorso das dunas médias se formam durante a enchente, e nos momentos de vazante as dunas médias e grandes.

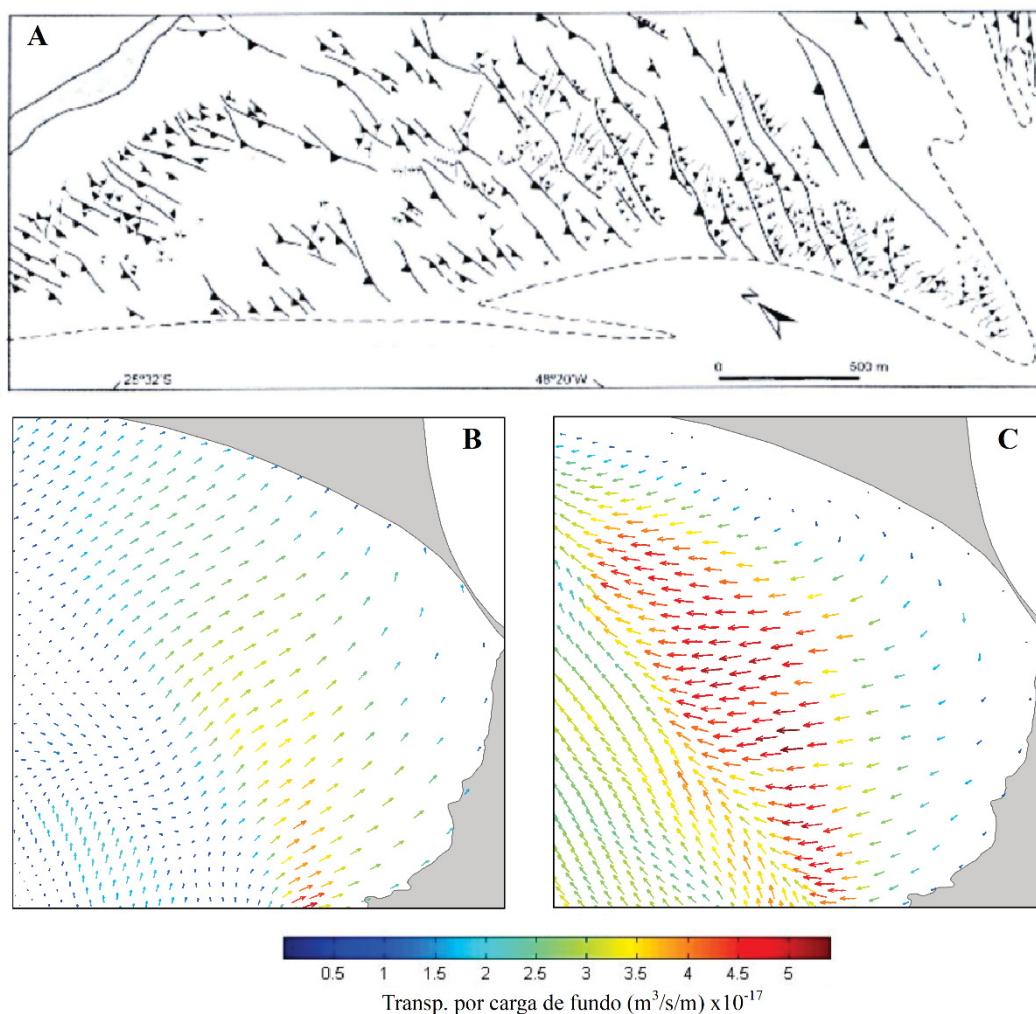


Figura 7. Transporte sedimentar por carga de fundo ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ ) durante o máximo de corrente na enchente – 26 de dezembro de 2015, às 12:30 PM (B) – e vazante – 26 de dezembro de 2015, às 18:30 PM (C). (A) Direção de migração inferida através das cristas das formas de fundos, pequenas ondulações, dunas médias e dunas grandes, modificado de (Angulo 1999).

Ao comparar a oscilação de maré nos pontos WL1 e WL2 existe uma diferença de fase de até 15 minutos (*Figura 8. A*), entre o saco do limoeiro e o meio do canal, com uma diferença de até 15 cm no nível do mar (*Figura 8. B*). Durante a sizígia o estófo de maré ocorre antes no meio do canal, e somente após o início da enchente a massa d'água confinada no saco do limoeiro completa a baixa-mar. O sentido da corrente tem um ângulo obtuso em relação aos pontos analisados, chegando a inverter em alguns instantes (*Figura 8. C*).

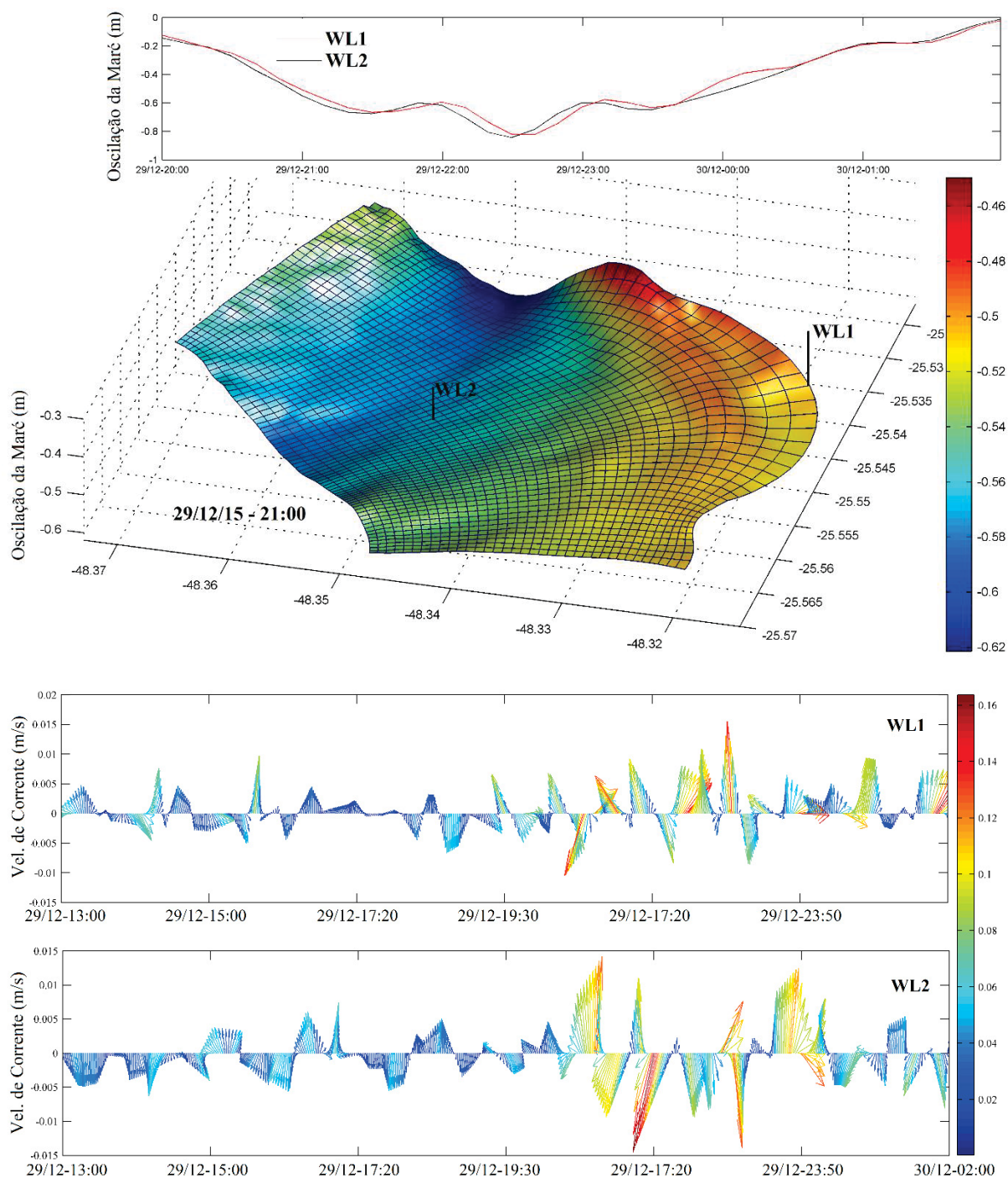


Figura 8. (A) Oscilação do nível do mar nos pontos WL1, em vermelho, e WL2, em preto. De 29/12/15, às 20:30 PM até 30/12/15, às 03:00 AM. (B) Gráfico de superfície da oscilação da maré sobre toda a grade computacional, latitude e longitude vs variação do nível do mar, no instante 29/12/15 às 21:00PM. (C) Magnitude e direção das correntes nos pontos WL1 e WL2 ao decorrer do tempo. De 29/12/15, às 13:00 PM até 30/12/15, às 02:00 AM.

O transporte sedimentar por carga de fundo durante os máximos de vazante e enchente mostram a complexidade hidrodinâmica da área próxima à margem de Pontal do Sul, onde o vórtice se forma. Os vetores de transporte sedimentar modelados alinharam-se à direção das dunas grandes e sobrepostas. O formato triangular levemente inclinado a leste das dunas grandes indica que as feições se formaram por meio de uma combinação entre o transporte sedimentar dominante de enchente e o subordinado de vazante. Constata-se que nas áreas onde há a formação de dunas grandes e compostas os sedimentos são aprisionados por conta dessa combinação entre os fluxos hidrodinâmicos.

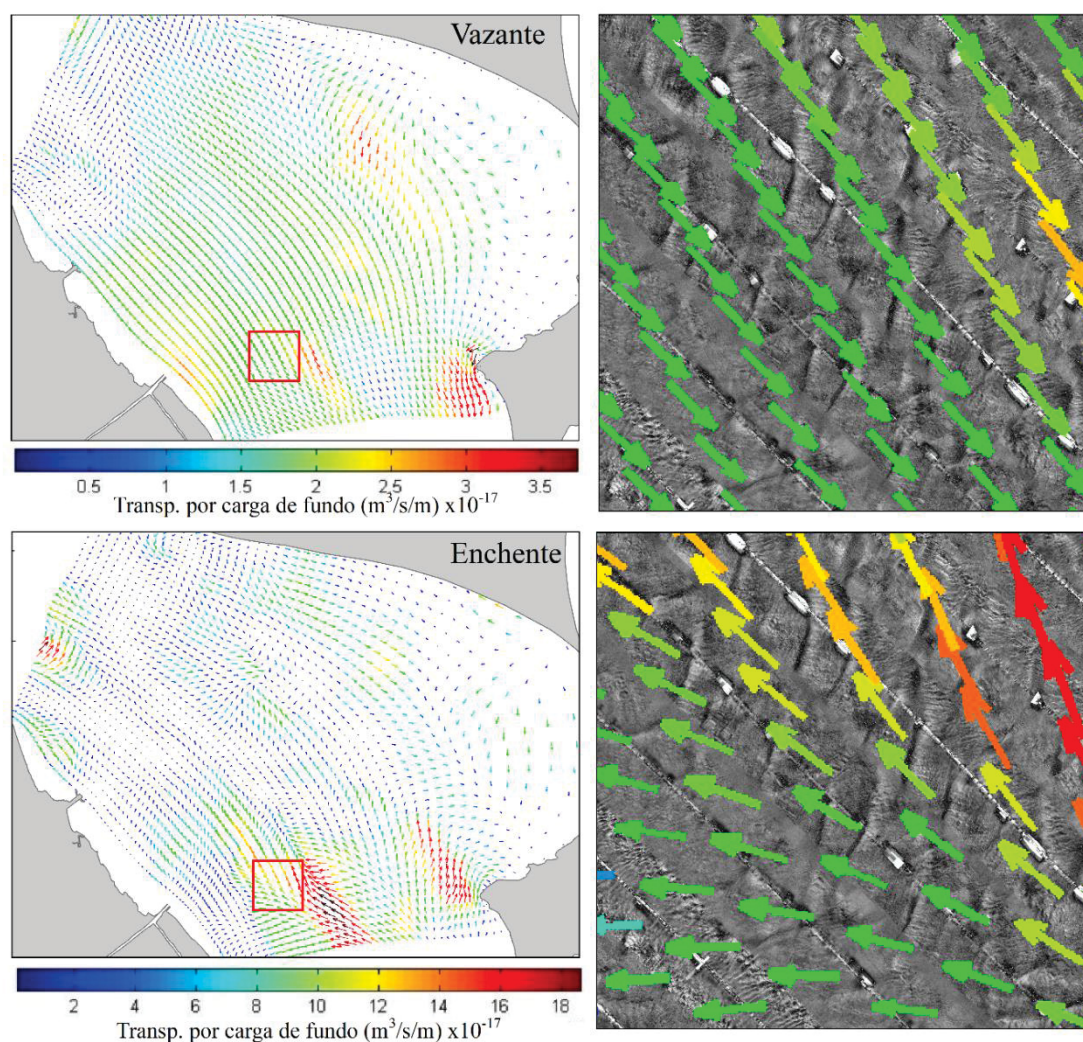


Figura 9. Transporte sedimentar por carga de fundo ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ ) durante o máximo de corrente na enchente – 26 de dezembro de 2015, às 16:00 PM – e vazante – 26 de dezembro de 2015, às 21:00 PM. Às figura da esquerda exibem a área de inserção do quadrado vermelho, com os mapas de reflectância do fundo marinho sobreposto pelos vetores de transp. por carga de fundo.

O transporte sedimentar cumulativo na desembocadura por ciclo de maré é quase nulo durante os períodos de quadratura (Ponto P1), com o transporte sedimentar ocorrendo somente ao se aproximar dos momentos de sizígia (Figura 9A). A troca sedimentar média entrando e saindo do ponto de observação é de 6.035 t por ciclo de maré (12,5 h), dos quais cerca de 30% (ou 1.837 t) é retido (Figura 9).

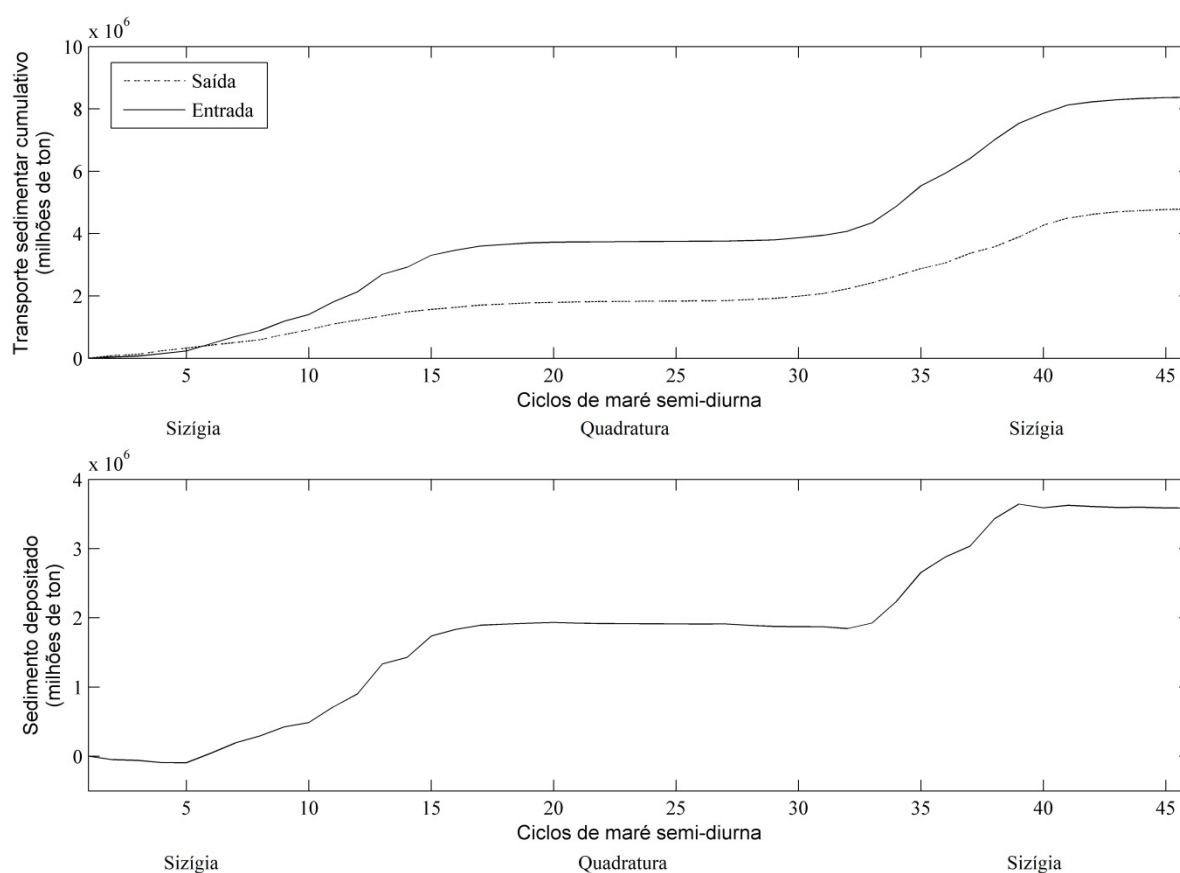


Figura 10. Transporte sedimentar na desembocadura sul no ponto de observação PO (Figura 2). (a) Fluxo sedimentar cumulativo de entrada e saída. (b) Quantidade de material sedimentar retido em relação aos fluxos sedimentares de entrada e saída.

## 5. DISCUSSÃO

Neste estudo foram descritos os tipos de forma de fundo na desembocadura sul do CEP e os fatores que controlam sua forma e gênese. A modelagem numérica em conjunto com os mapas das formas de fundos permitiu explorar a direção do transporte sedimentar e a quantidade de material sedimentar entrando e saindo na desembocadura sul. As maiores dunas – com altura entre 1 a 3 m, e comprimento de onda de 40 a 100 m – demonstraram estar diretamente relacionadas com a magnitude do transporte por carga de fundo, e as áreas com pequenas ondulações tiveram magnitude de transporte por carga de fundo menor que as áreas com dunas grandes. O embaçamento que ocorre no Saco do Limoeiro supostamente está relacionado às menores taxas de transporte por carga de fundos, onde as velocidades de corrente diminuem ao se aproximar do local e aumentam devido ao afunilamento que ocorre no interior da desembocadura sul, entre a Ponta do Poço e a Ilha do Mel. Por consequência, as maiores dunas foram encontradas nessa região, chegando a uma altura máxima de até 2,70 m.

Já na área próxima à Ponta do Poço, devido às altas profundidades e à magnitude das velocidades de corrente, não ocorre a formação de dunas, sendo que a maior parte das partículas sedimentares, ao iniciarem o movimento, vão direto para a coluna d'água, com transporte por carga de fundo quase nulo. O ângulo de inclinação da face e do dorso das dunas grandes é determinado pela força relativa entre as velocidades de enchente e vazante (Allen, 1980); as dunas grandes próximas à margem de Pontal do Sul têm formato triangular com pequenas ondulações sobrepostas de direções N e S. Durante os momentos de enchente, o material sedimentar é conduzido estuário adentro, formando pequenas ondulações e acumulando material sobre as dunas grandes. Na vazante essas ondulações supostamente são destruídas e anexadas às dunas grandes ou à coluna d'água. A inclinação levemente a leste indica que o transporte sedimentar é predominantemente de enchente, com direção NO. Entretanto, o tamanho das dunas é controlado por uma série de fatores como profundidade, velocidade de corrente, temperatura, tamanho médio do grão e a escala temporal de todos estes fatores, além da quantidade de material sendo carregado no fundo (Dalrymple e Rhodes, 1995).

Angulo (1999), por meio de fotografias aéreas e aplicando a classificação de Ashley *et al.* (1990), identificou três classes de formas de fundos: dunas grandes, dunas médias e pequenas ondulações. As maiores feições alcançaram comprimento de onda de até 200 m, com direção NNE e NNW; e as dunas médias, com comprimento de onda de até 10 m, tiveram direção SSW-NNE e SW-NE.

A direção de migração das dunas tem sentido de enchente, sendo que a rampa de enchente identificada por Angulo (1999), próxima à Ponta Caraguatá, também foi identificada neste estudo. O início da rampa de enchente aparentemente está localizado no escudo de vazante, logo após o vórtice próximo à Ponta do Caraguatá (*Figura 6*). Entretanto, os levantamentos hidrodinâmicos de Araújo (2001) indicam a tendência de vazante do transporte de sedimentos não coesivos, durante ciclos de sizígia em condições de mar calmo. A evolução geomorfológica do Saco do Limoeiro também mostra que ele tem tendência a exportar sedimentos a longo prazo.

Essa contradição entre a direção de migração das dunas e a evolução geomorfológica da região foi explicada por Araújo (2001) como sendo a influência de passagem de frentes frias, durante os eventos de maré meteorológica. Entretanto, a frequência com que esses eventos episódicos ocorrem dificilmente formariam dunas com essa magnitude. A gênese das formas de fundos dessa região pode ser melhor explicada pelos efeitos de oscilação e a influência da baixa batimetria da região na propagação da onda de maré. A onda de maré ao atravessar a fenda entre a margem de Pontal do Sul e a Ponta do Caraguatá difrata e progressivamente adquire direção NE ao adentrar no Saco do Limoeiro, enquanto que no canal dragado a direção é NO, o que explica a direção de migração das pequenas ondulações. Devido as diferenças de profundidade a onda de maré ao adentrar o Saco do Limoeiro se move mais lentamente do que no canal de navegação, confinando a massa d'água na região até o próximo instante de estofó. Após ao relaxamento a maré ao começar a vazante tem direção SO, e então é deslocada gradualmente para NO pela próxima oscilação de maré enchente (*Figura 7*). O atraso entre os estofos de maré e a diferença no nível do mar, obtidos pelo modelo numérico, evidenciam a ação constante das marés de sizígia sobre a gênese das dunas grandes e dunas médias.

Em Knudedyb, no canal de entrada do mar de Wadden da Dinamarca, também foram identificados vórtices de circulação residual com sentido de enchente e vazante, com a direção de migração das dunas grandes (aprox. 2,3 m de altura e 155 m de comprimento de onda) acompanhando a direção dos fluxos de circulação residual. Além disso, o canal também apresentou uma marcada assimetria da maré e uma separação de fluxo com um vórtice de recirculação se desenvolvendo aproximadamente 1 h antes da próxima maré de enchente, entre o canal principal e a planície de maré (Fraccascia et al., 2016).

As principais tendências de transporte para a desembocadura sul, descritas por Lamour *et al.* (2007) e Lamour (2000), estão direcionadas para fora do estuário com direção



E/SE. O método utilizado pelos autores para calcular tais vetores, descrito por Le Roux *et al.* (2002), leva em consideração o diâmetro médio do grão, o grau de seleção e a assimetria. Já neste estudo, os fluxos de transporte sedimentar – calculados pelo modelo numérico – mostram que no canal dragado a tendência é estuário adentro; e que, perto da margem de Pontal do Sul, ocorre a formação de um vórtice com sentido anti-horário, indicando uma circulação residual para fora do estuário, em direção à plataforma.

Ao analisar os dados do modelo numérico em conjunto com a direção de migração das dunas é possível inferir que no meio do canal o sentido preferencial é de entrada, cerca de 57% maior que os fluxos de saída. Próximo às margens de Pontal do Sul e da Ilha do Mel ocorre a formação de vórtices com fluxos sedimentares estuário afora (*Figura 6*). Além disso, é possível inferir que os esporões arenosos – descritos por Angulo (1999) e Lamour *et al.* (2007) – se formam a partir desses vórtices e dos fluxos sedimentares interagindo com a deriva litorânea. Logo após o vórtice próximo à Pontal do Sul, os fluxos de transporte sedimentar voltam a ser estuário adentro até a região da Ponta do Poço. No lado direito do canal adjacente ao Saco do Limoeiro os fluxos tem direção E-SE até os vórtices de circulação residual.

O estuário de Yangtze, localizado entre o mar amarelo e o mar da china leste, também apresenta a presença de dois vórtices de circulação e transporte residual em sua desembocadura,. Tais padrões de transporte residual foram associados a tendência de acreção do canal de navegação e a expansão em direção ao mar da desembocadura (Chu et al., 2009).

A importância dos padrões de circulação residual e transporte obtidos pelo modelo implementado nesse estudo elucidam a morfodinâmica do estuário, visto que, os mesmos padrões de circulação e deposição já foram evidenciados em outros estuários.

## 6. CONCLUSÃO

As formas de fundos e o transporte sedimentar da desembocadura sul da baía de Paranaguá foram investigados por meio de mapeamentos de alta resolução obtidos pelo sonar de varredura lateral em conjunto com um modelo hidrodinâmico e sedimentar. A direção preferencial do transporte sedimentar foi inferida por meio da crista das dunas, e suplementada com a direção dos fluxos sedimentares obtidos pelo modelo numérico. Os principais resultados obtidos neste estudo são os seguintes:

- As dunas com maior tamanho estão em perfeita concordância com a quantidade de material sendo mobilizado pelo fundo, calculado pelo modelo numérico de transporte sedimentar.
- Os vórtices de corrente residual próximos à Pontal do Sul são responsáveis pela sobreposição de pequenas ondulações no barlavento das dunas e pelo formato triangular das dunas grandes.
- As formas de fundos do Saco do Limoeiro, identificadas por Angulo (1999) e Araújo (2001) são formadas devido aos efeitos de oscilação da onda de maré ao adentrar a desembocadura e pelo confinamento da massa d'água na região até o próximo instante de estofó.
- No meio do canal a direção preferencial do transporte sedimentar é de enchente, com circulações residuais perto das margens de Pontal do Sul e da Ilha do Mel em direção à plataforma continental.

## 7. REFERÊNCIAS

- Angulo, R.J., 1992. Geologia da planície costeira estado do Paraná. São Paulo, SP: Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, tese de doutorado. doi:10.11606/T.44.1992.tde-09122015-110705.
- Angulo, R.J., 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the state of Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71(4), 2.935-2.959.
- Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina – APPA (2013). História do Porto de Antonina. Disponível em <http://www.portosdoparana.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=27>.
- Araújo, A., 2002. Dinâmica Sedimentar e Evolução Paleogeográfica do Saco do Limoeiro na Ilha do Mel, e sua Relação com o Canal de Acesso ao Porto de Paranaguá. *Boletim Paranaense de Geociências*, 51, 91-114. doi:10.5380/geo.v51i0.4187
- Ashley, G.M. e Chairperson, S., 1990. Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: A New Look at an Old Problem-SEPM Bedforms and Bedding Structures. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1), 160–172.
- Boersma, J.R.; Meene, E.A., e Tjalsma, R.C., 1968. Intricated Cross-Stratification Due To Interaction of a Mega Ripple With Its Lee-Side System of Backflow Ripples (Upper-Pointbar Deposits, Lower Rhine). *Sedimentology*, 11, 147-162. doi:10.1111/j.1365-3091.1968.tb00849.x
- Dalrymple, R.W., e Rhodes, R.N., 1995. Chapter 13 Estuarine Dunes and Bars. *Developments in Sedimentology*, 53, 359-422. doi:10.1016/S0070-4571(05)80033-0
- Flemming, B.W., 1988. Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer geologische und geotechnischen Arbeiten*, 29, 44-47.
- Flocks, J.G.; Kindinger, J.L., e Kelso, K.W., 2015. Geologic control on the evolution of the inner shelf morphology offshore of the Mississippi barrier islands, northern Gulf of Mexico, USA. *Continental Shelf Research*, 101, 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.04.008>

- Hansen, D.V. e Rattray, M.Jr., 1966. Technical Report No. 166 – Gravitational Circulation in Straits and Estuaries. *Journal of Marine Research*, 23(2), 104-122. *In*: University of Washington; Departamento of Oceanography, 1966. Office of Naval Research Contracts Nonr-477(10) Nonr-477(37) Proj. NR-083-012. Seattle, Washington 98105.
- Knebel, H.J., 1989. Modern sedimentary environments in a large tidal estuary, Delaware Bay. *Marine Geology*, 86(2), 119-136. doi:10.1016/0025-3227(89)90045-5
- Knoppers, B. A., Brandini, F. P., & Thamm, C. A. (1987). Ecological studies in the Bay of Paranaguá. II. Some physical and chemical characteristics. *Nerítica*, 2(1), 1-36.
- Krelling, A.P.; Souza, M.M.; Williams, A.T., e Turra, A., 2017. Transboundary movement of marine litter in an estuarine gradient: Evaluating sources and sinks using hydrodynamic modelling and ground truthing estimates. *Marine Pollution Bulletin*, 119(1), 48–63. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.03.034>
- Kubicki, A.; Kösters, F., e Bartholomä, A., 2017. Dune convergence/divergence controlled by residual current vortices in the Jade tidal channel, south-eastern North Sea. *Geo-Marine Letters*, 37(1), 47-58. doi:10.1007/s00367-016-0470-6
- Kulgemeyer, T.; Dobeneck, T. Von; Müller, H.; Bryan, K.R.; Lange, W.P. de, e Battershill, C.N., 2016. Lithofacies distribution and sediment dynamics on a storm-dominated shelf from combined photographic, acoustic and sedimentological pro fi ling methods (Bay of Plenty, New Zealand). *Marine Geology*, 376, 158-174. doi:10.1016/j.margeo.2016.03.005
- Lamour, M.R., 2000. Dinâmica Sedimentar do Canal da Galheta, via de Acesso ao Porto de Paranaguá – PR. Curitiba, PR: Universidade Federal do Paraná, Curso de Pós-Graduação em Geologia, dissertação de mestrado. 115p.
- Lamour, M.R., 2007. Morfodinâmica Sedimentar da Desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá – PR. Curitiba, PR: Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Geologia, tese de doutorado. 177p.

- Lamour, M.R.; Soares, C.R., e Carrilho, J.C., 2005. Mapas dos parâmetros texturais de sedimentos de fundo do Complexo Estuarino de Paranaguá – PR. *Bol. Parana. Geociências*, 55, 77–82. doi:10.5380/geo.v55i0.4286
- Lana, P.C.; Marone, E.; Lopes, R.M., e Machado, E.C., 2001. The Subtropical Estuarine Complex of Paranaguá Bay, Brazil. *Costal Marine Ecosystems of Latin America*, 144, 131–145. doi:10.1007/978-3-662-04482-7\_11
- Le Roux, J.P.; O'Brien, R.D.; Rios, F., e Cisternas, M., 2002. Analysis of sediment transport paths using grain-size parameters. *Computers & Geosciences*, 28(5), 717–721. doi:10.1016/S0098-3004(01)00074-7
- Mantovanelli, A., 2002. Caracterização da Dinâmica Hídrica e do Material Particulado em Suspensão na Baía de Paranaguá e em sua Bacia de Drenagem. *Boletim Paranaense de Geociências*, 51, 91-114. doi:10.5380/geo.v51i0.4173
- Martin, L.; Flexor, J.M.; Blitzkow, D., e Suguio, K., 1985. Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7000 years. *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress*, 3, 85–90.
- Mielck, F.; Holler, P.; Bürk, D., e Hass, H.C., 2015. Interannual variability of sorted bedforms in the coastal German Bight (SE North Sea). *Continental Shelf Research*, 111(part A), 31–41.
- Moscon, D.M.C., e Bastos, A.C., 2010. Occurrence of storm-generated bedforms along the inner continental shelf – Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(2), 45–56. doi:10.1590/S1679-87592010000600006
- Murray, A.B., Thieler, E.R., 2004. A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and “rippled scour depressions”. *Continental Shelf Research*, 24(3), 295-315. doi:10.1016/j.csr.2003.11.001
- Noernberg, M.A.; Lautert, L.F.C.; Araújo, A.D.; Marone, E.; Angelotti, R.; Netto, J.P.B., e Krug, L.A., 2006. Remote sensing and GIS integration for modelling the Paranaguá estuarine complex – Brazil. *Journal of Coastal Research*, 3, 1.627-1.631.

- Rijn, V., 1993. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Amsterdam: Aqua Publications – I11.
- Vanhoni, F., e Mendonça, F., 2008. O clima do litoral do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Climatologia*, 3, 49–63. <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v3i0.25423>
- Wynn, R.B., e Stow, D.A. V, 2002. Classification and characterization of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192(1-3), 7-22. doi:10.1016/S0025-3227(02)00547-9
- Xu, J.P.; Wong, F.L.; Kvitek, R.; Smith, D.P., e Paull, C.K., 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. *Marine Geology*, 248(3-4), 193–212. doi:10.1016/j.margeo.2007.11.005