

MARCELO RENATO LAMOUR

**MORFODINÂMICA SEDIMENTAR DA DESEMBOCADURA DO  
COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ - PR**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Ambiental, do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor.

Orientador: Dr. Rodolfo José Angulo  
Co-Orientador: Dr. Eduardo Marone

CURITIBA  
2007

Lamour, Marcelo Renato

Morfodinâmica sedimentar da desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá – PR / Marcelo Renato Lamour. - Curitiba, 2007.

ix, 162 f. : il., tabs, grafs.

Orientador: Rodolfo José Angulo

Co-orientadores: Eduardo Marone

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curso de Pós-Graduação em Geologia.

Inclui Bibliografia.

1. Paranaguá, Baía de (PR). 2. Sedimentos. 3. Morfodinâmica.
4. Sedimentos – Tendências de transportes. 5. Estuários.
6. Desembocadura. 7. Feições de fundo. I. Angulo, Rodolfo José. II. Marone, Eduardo. III. Título. IV. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.9

*Descobri como é bom chegar  
quando se tem paciência.  
E para se chegar, onde quer que seja,  
aprendi que não é preciso dominar a força,  
mas a razão.  
É preciso, antes de mais nada,  
querer.*

*A. Klink*

Dedicado ao Maurinho,  
a quem tenho como meu filho...

## SUMÁRIO

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
LISTA DE TABELAS E QUADRO	v
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE FIGURAS	vi
1. INTRODUÇÃO	1
2. JUSTIFICATIVA	4
3. OBJETIVOS	5
4. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA	7
4.1. Parâmetros Físicos	9
4.1.1. Ondas	9
4.1.2. Correntes longitudinais e de retorno	11
4.1.3. Marés e Correntes de Maré	12
4.2. Sistemas Frontais	15
4.3. Sedimentos de Fundo	17
4.4. Variações da Posição da Costa	20
4.5. Histórico das Dragagens (Lamour & Soares, 2007)	24
4.6. Batimetria da Área de Estudo	27
5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	30
5.1. Deltas de Maré	30
5.2. Plataforma Continental	35
5.3. Dinâmica de Sedimentos	37
5.4. Métodos de Análise de Transporte de Sedimentos	40
5.5. Formas de Fundo	51
6. MATERIAIS E MÉTODOS	56
6.1. Sedimentos de Fundo	56
6.1.1. Localização das amostras	56
6.1.2. Amostragem	56

6.1.3. Análises granulométricas	57
6.1.4. Parâmetros granulométricos	59
6.1.5. Mapas de distribuição granulométrica	59
6.1.6. Vetores de transporte	59
6.2. Dados Batimétricos	62
6.3. Contornos das Áreas Rasas	63
6.4. Volumes das Áreas Rasas	64
6.5. Linhas de Costa	65
6.6. Sensoriamento Remoto	66
6.7. Feições de Fundo	67
7. RESULTADOS	70
7.1. Sedimentos de Fundo Adjacentes à Desembocadura do CEP	70
7.1.1. Diâmetro médio	70
7.1.2. Grau de seleção	70
7.1.3. Assimetria	72
7.1.4. Teores de carbonato de cálcio contido nos sedimentos	73
7.2. Tendências de Transporte Sedimentar	74
7.2.1. Método GSTA	74
7.2.2. Método GSTAST	77
7.2.3. Método TRANSVEC	79
7.2.4. Comparação entre os três métodos	81
7.3. Feições de fundo	82
7.4. Evolução batimétrica (1868-1995)	98
7.4.1. Saco do Tambarutaca	98
7.4.2. Saco do Limoeiro	99
7.4.3. Banco da Galheta	99
7.4.4. Banco do Superagüi	100
7.4.5. Banco das Palmas	100
7.4.6. Banco Sueste	100
7.5. Variação da Linha de Costa	106
7.5.1. Sensoriamento remoto	106
7.5.1.1. Comparação imagens TM Landsat 5 1985/1988	106
7.5.1.2. Comparação imagens TM Landsat 5 1988/1990	109
7.5.1.3. Comparação imagens TM Landsat 5 1990/1994	111
7.5.1.4. Comparação imagens TM Landsat 5 e 7 1994/1999	114
7.5.1.5. Comparação imagens TM Landsat 7 1999/2000	116

7.5.2. Sistema de Posicionamento Global (GPS)	119
7.5.2.1. Comparação 1999/2000	119
7.5.2.2. Comparação 2000/2001	123
7.5.2.3. Comparação 2001/2004	126
8. DISCUSSÃO	130
8.1. Métodos de Obtenção de Variação da Posição da Linha de Costa	133
8.2. Métodos de Obtenção de Tendência de Transporte de Sedimentos	135
8.3. Feições de Fundo na Desembocadura do CEP	138
8.4. Dinâmica Sedimentar na Desembocadura do CEP	140
9. CONCLUSÕES	147
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	151

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Rodolfo Angulo não só pela confiança neste trabalho, mas também pelo balizamento científico, o que me faz buscar novos patamares na tentativa de alcançar o mentor.

À minha Mãe e Irmãos, que compreenderam e acreditaram neste sonho que não é só meu, mas também deles.

À Camila Domit para mim definição completa de companheirismo, cumplicidade, amizade e carinho. Mais ainda, por ter me ensinado a olhar o mundo de uma forma mais doce a qual eu jamais tinha enxergado.

Ao amigo e parceiro de trabalho Carlos Soares, quem me mostrou a geologia marinha e a oceanografia geológica, lá quando eu ainda era estagiário de final de semana e com quem sempre quero manter os laços de amizade.

Ao amigo André Garraffoni pelas discussões filosóficas desde latas de guaraná (Antártica é claro), passando pela filogenia de invertebrados e evolução de tetrápodes à mamíferos superiores, culminando em processos geológicos atuais e a classificação da B2 do paulistão (onde o Botinha joga a anos...).

Ao César e Mariane Santos pelo sempre ótimo humor e por mostrar o ritmo baiano da autêntica moqueca de cação viola.

Ao Maurício Noernberg e ao Eduardo Marone sempre solícitos nunca negando a oportunidade do trabalho em conjunto.

Ao Fernando Veiga pela disponibilidade irrestrita dos dados, pelo sempre bom humor e pelos infundáveis churrascos com filé de Brontossauro e Abo's Burger.

À Rafaela Zem, uma vez a única estagiária que resistiu às intempéries da Geologia, dividindo da fúria à euforia do dia a dia.

À Fátima e ao Plínio Aguiar pelas sempre boas e divertidas conversas, tanto no Burghezia quanto nas degustações de vinhos e pratos da nossa confraria.

Ao pessoal da "sala 17", o Lydio Odreski, o João Carrilho e o Alfredo Araújo. Companheiros que seguiram rumos diferentes tanto na Geologia quanto no sonho de vida, mas que contribuíram



substancialmente na confecção deste trabalho, com as discussões científicas e as boas piadas e risadas.

Ao Daniel Rocha pela ajuda na etapa de campo na desembocadura norte, e pelas boas conversas de vizinho.

À Liliam Krug pelo socorro com as imagens de satélite e por ser sorriso em todas as horas.

À Sirlei Ghisi de Oliveira não só pelas análises granulométricas, mas também pelos bons papos e risadas.

Ao Abraão de Campos, Josias da Silva e José Serafim, marinheiros de primeira, sem os quais não seria possível navegar dentro ou fora do Complexo Estuarino de Paranaguá.

A Capes pela concessão da bolsa de apoio durante a realização deste trabalho, e Universidade Federal do Paraná na forma do Departamento de Geologia (Programa de Pós-Graduação) pela oportunidade de ampliação do desenvolvimento científico.

Obrigado a todos os que fizeram parte deste meu círculo de amizades, muitas surgidas durante o desenvolvimento da Tese e outras que começaram por outros motivos. Acredito que muitos de vocês compartilharam minhas angustias, mas certamente puderam compartilhar muito mais risadas.

## RESUMO

Grande parte do conhecimento a respeito da dinâmica sedimentar em áreas de desembocadura está relacionado a sistemas de ilhas barreira ou descargas de águas fluviais na costa. O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) apresenta um sistema composto por duas desembocaduras (norte e sul), fixada por pontais rochosos associadas a deltas de maré. O fluxo sedimentar que se desloca ao longo da costa, ao chegar a desembocadura do CEP perde o balizamento da costa o que cria uma série de perturbações e desvios das tendências de transporte de sedimentos. Esta área é importante do ponto de vista econômico em âmbito nacional, pois nela localizam-se os canais de acesso aos terminais portuários da baía de Paranaguá. Além disto, diversas unidades de conservação foram delimitadas na região, as quais representam uma área de relevante importância para a proteção da biodiversidade. O comportamento morfodinâmico local foi avaliado pela caracterização dos sedimentos de fundo, mapas batimétricos históricos, imagens de satélite e de sonar de varredura lateral, e caminhamentos GPS pela linha de costa. O mapeamento sedimentar, além de fornecer dados a respeito da distribuição das características granulométricas dos sedimentos na área de desembocadura, foi utilizado para a obtenção de vetores de tendência de transporte sedimentar pelos métodos GSTA, GSTAST e TRANSVEC. Os resultados foram comparados com as imagens obtidas a partir do sonar de varredura lateral, mostrando a melhor correlação com o método TRANSVEC. As condições batimétricas foram avaliadas pela análise de quatro levantamentos de diferentes datas. As posições de linha de costa foram obtidas pelos caminhamentos com GPS e pelas imagens de satélite. Posteriormente estes foram comparados, indicando o GPS para registro de eventos de pequena escala e imagens de satélite para eventos de grande escala. As desembocaduras do CEP apresentaram diferenças relativas à constituição de fundo. Na desembocadura sul foi identificada uma composição predominantemente arenosa com a ocorrência de dunas subaquosas (*dunes*) e ondas de areia (*sandwaves*). Na desembocadura norte, nenhuma forma de fundo de grande porte foi identificada, porém foram observadas diversas ocorrências de rochas. Esta composição diferente confere uma resposta distinta a dinâmica sedimentar em cada uma das desembocaduras. A direção predominante de transporte na desembocadura sul é na direção da plataforma continental rasa, enquanto que na desembocadura norte o aporte sedimentar ocorre a partir da plataforma continental. As dragagens foram identificadas como um importante fator complicante da dinâmica costeira já que modificam o processo de transposição de sedimentos. Desta forma, retendo sedimentos na desembocadura sul, causando déficit sedimentar nas diversas áreas rasas que compõem o delta de maré vazante da desembocadura norte do CEP. A avaliação da dinâmica sedimentar de uma área como esta depende fundamentalmente de um grande banco de dados, se possível em curtos intervalos de tempo entre as medições. Fenômenos meteorológicos podem afetar o litoral em escalas diferentes de tempo, sendo dependentes da intensidade destes fenômenos.

**Palavras chave:** Baía de Paranaguá; Transporte de sedimentos; Linha de costa; Deltas de maré; Sedimentos de fundo; Morfodinâmica; Vetores de tendência de transporte; Sonar de varredura lateral; Feições de fundo.

## **ABSTRACT**

Most part of knowledge regarding sedimentary dynamics at inlets or outlets concern about barrier island systems or river input on coast. The Paranaguá Estuarine Complex (PEC) presents two mouths (north and south), fixed by rocky points and associated to tidal deltas. In the PEC mouths the alongshore sediment transport loss the path, creating many disturbs on the sediment transport tendencies. This area has relevant economic importance due to ports located in Paranaguá bay. Moreover, conservation areas were delimited on the region, representing importance on the biodiversity protection. The morphodynamics was evaluated by bottom sediments mapping, historic bathymetrical maps, satellite images, side scan sonar and GPS coastline surveys. The bottom sediments granulometric characteristics were used to generate transport trends vectors through three different methods (GSTA, GSTAST and TRANSVEC). The resultant trend vectors and side scan sonar images were compared, showing a TRANSVEC better correlation. The bathymetrical conditions were analysed through four different maps from 1868, 1915, 1945 and 1995. GPS and satellite images were used to determine the coastline position along the time. Latter these results were compared indicating GPS method to short term events and satellite images analysis to long term events. The mouths of PEC present differences regarding bottom characteristics. On the south mouth was identified sandy bottom with dunes and sandwaves. On the north mouth no bottom features were observed, but many rocks occur. The differences in composition of bottom surface let a different sedimentary dynamics in each mouth. The predominant transport direction on south mouth goes to shallow continental shelf, otherwise, on the north mouth the sedimentary supply comes from continental shelf. Dredging was identified as a important parameter to complicate the coast dynamics. In terms to modify the bypassing, trapping sediments on south mouth, causing sediment deficit on the shallow areas on north mouth, this part of ebb tidal delta. The study of sedimentary dynamics depends of a large data file, reporting short term events. Due to intensity, meteorologic phenomena might affect the littoral in different time scale.

**Key words:** Paranaguá bay; Sediment transport; Coastline; Tidal deltas; Bottom sediments; Morphodynamics; Transport trend vectors; Side scan sonar; Bottom features.

## LISTA DE TABELAS E QUADRO

<b>Tabela 1:</b> Valores de altura, período e direção de ondas de 1982.....	10
<b>Tabela 2:</b> Características das marés na baía de Paranaguá.....	13
<b>Tabela 3:</b> Volumes e das áreas erodidas do balneário Pontal do Sul.....	23
<b>Tabela 4:</b> Tipos possíveis de tendências granulométricos.....	46
<b>Quadro 1:</b> Sumário dos métodos de geração de vetores de transporte baseados nas <i>tendências</i> granulométricas.....	48
<b>Tabela 5:</b> Classificação descritiva de formas de leito (Ashley, 1990).....	54
<b>Tabela 6:</b> Volumes dos bancos localizados na desembocadura do CEP.....	105
<b>Tabela 7:</b> Comparação entre os parâmetros que influenciam a morfologia das feições de fundo da desembocadura sul do CEP.....	139

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Mapa de localização do CEP e da área de estudo.....	8
<b>Figura 2:</b> Vetores de correntes de maré enchente e vazante no CEP....	14
<b>Figura 3:</b> Ocorrências de sistemas frontais na latitude da cidade de Paranaguá e da agitação marítima acentuada.....	17
<b>Figura 4:</b> Distribuição dos valores de diâmetro médio nos sedimentos de fundo da plataforma interna da porção central do litoral paranaense.....	18
<b>Figura 5:</b> Mapa de distribuição dos valores de diâmetro médio na baía de Guaratuba.....	19
<b>Figura 6:</b> Mapa de distribuição dos valores de diâmetro médio no CEP.....	20
<b>Figura 7:</b> Mapa geológico da porção central da planície costeira paranaense.....	23
<b>Figura 8:</b> Mapa batimétrico da área de estudo.....	29
<b>Figura 9:</b> Modelo morfológico geral de delta de maré vazante em costas com mesomares com influência combinada de ondas e correntes.....	33
<b>Figura 10:</b> Modelo de delta de maré enchente.....	33
<b>Figura 11:</b> Deltas de maré na desembocadura sul da baía de Paranaguá.....	34
<b>Figura 12:</b> Mecanismo de transporte de sedimentos na zona de <i>surf</i> em relação a passagem de tempestades.....	37
<b>Figura 13:</b> Configuração das áreas rasas na desembocadura sul do CEP.....	47
<b>Figura 14:</b> Modelos de vetores adimensionais de transporte de sedimentos....	49
<b>Figura 15:</b> Modelos de vetores adimensionais de transporte de sedimentos, para um período de maré vazante máxima na desembocadura do CEP.....	50
<b>Figura 16:</b> Vetores de transporte de sedimentos gerados pelo programa GSTA para a porção sul da desembocadura do CEP.....	50
<b>Figura 17:</b> Vetores de transporte de sedimentos gerados pelo programa GSTAST para a porção sul da desembocadura do CEP.....	50
<b>Figura 18:</b> Vetores de transporte de sedimentos gerados pelo programa TRANSVEC para a porção sul da desembocadura do CEP.....	51
<b>Figura 19:</b> Classificação de marcas onduladas pela forma.....	53
<b>Figura 20:</b> Diagrama tridimensional de regime de fluxo.....	55
<b>Figura 21:</b> Distribuição dos pontos de amostragem dos sedimentos de fundo adjacente a desembocadura do CEP.....	61
<b>Figura 22:</b> Limites dos compartimentos de comparação batimétrica.....	65

<b>Figura 23:</b> Mapa de localização das imagens de sonar de varredura lateral...	69
<b>Figura 24:</b> Mapa da distribuição dos valores de diâmetro médio ( $\emptyset$ ) dos sedimentos de fundo na adjacência da desembocadura do CEP.....	71
<b>Figura 25:</b> Mapa da distribuição dos valores de grau de seleção dos sedimentos de fundo na adjacência da desembocadura do CEP.....	72
<b>Figura 26:</b> Mapa da distribuição dos valores de assimetria da curva granulométrica dos sedimentos de fundo da adjacência do CEP.....	73
<b>Figura 27:</b> Mapa de distribuição das porcentagens de carbonato de cálcio contido nos sedimentos de fundo na desembocadura do CEP.....	74
<b>Figura 28:</b> Mapa batimétrico com os vetores de transporte sedimentar GSTA...	75
<b>Figura 29:</b> Mapa esquemático das principais tendências de transporte GSTA...	76
<b>Figura 30:</b> Mapa batimétrico com os vetores de transporte sedimentar GSTAST.	78
<b>Figura 31:</b> Mapa esquemático das principais tendências de transporte de sedimentos GSTAST.....	79
<b>Figura 32:</b> Mapa batimétrico com vetores de transporte sedimentar TRANSVEC..	80
<b>Figura 33:</b> Mapa esquemático das principais tendências de transporte de sedimentos TRANSVEC.....	81
<b>Figura 34:</b> Imagem de sonar de varredura lateral localizada entre a ilha do Mel e a Ponta do Poço.....	84
<b>Figura 35:</b> Imagem de sonar de varredura lateral da desembocadura do canal da Cottinga.....	85
<b>Figura 36:</b> Imagem de sonar de varredura lateral da Ponta do Poço.....	86
<b>Figura 37:</b> Imagem de sonar de varredura lateral da adjacência do balneário Pontal do Sul.....	87
<b>Figura 38:</b> Imagem de sonar de varredura lateral da porção interna do canal principal do delta de maré vazante do CEP na desembocadura sul.....	88
<b>Figura 39:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do lobo terminal do delta de maré vazante localizado na desembocadura sul do CEP.....	89
<b>Figura 40:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do lobo terminal do delta de maré vazante localizado na desembocadura sul do CEP.....	90
<b>Figura 41:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do lobo terminal do delta de maré vazante localizado na desembocadura sul do CEP.....	91
<b>Figura 42:</b> Imagem de sonar de varredura lateral da área próxima ao morro do Farol da ilha do Mel.....	92
<b>Figura 43:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do canal Sueste.....	94

<b>Figura 44:</b> Imagem de sonar de varredura lateral de detalhe da área em frente a fortaleza de Nossa Senhora dos Prazeres na ilha do Mel.....	95
<b>Figura 45:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do canal Norte.....	96
<b>Figura 46:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do canal Norte.....	97
<b>Figura 47:</b> Imagem de sonar de varredura lateral do canal Norte.....	98
<b>Figura 48:</b> Variações da batimetria no Saco do Tambarutaca.....	102
<b>Figura 49:</b> Variações da batimetria no Saco do Limoeiro.....	102
<b>Figura 50:</b> Variações da batimetria no Banco da Galheta.....	103
<b>Figura 51:</b> Variações da batimetria no Banco do Superagüi.....	103
<b>Figura 52:</b> Variações da batimetria no Banco das Palmas.....	103
<b>Figura 53:</b> Variações da batimetria no Banco Sueste.....	103
<b>Figura 54:</b> Comparação entre os volumes dos bancos.....	105
<b>Figura 55:</b> Comparação entre as variações nos volumes dos bancos.....	106
<b>Figura 56:</b> Imagem TM Landsat de 1985 da desembocadura do CEP.....	107
<b>Figura 57:</b> Áreas rasas na desembocadura do CEP.....	108
<b>Figura 58:</b> Imagem TM Landsat de 1988 da desembocadura do CEP.....	109
<b>Figura 59:</b> Áreas rasas na desembocadura do CEP.....	110
<b>Figura 60:</b> Imagem TM Landsat de 1990 da desembocadura do CEP.....	111
<b>Figura 61:</b> Áreas rasas na desembocadura do CEP.....	112
<b>Figura 62:</b> Imagem TM Landsat de 1994 da desembocadura do CEP.....	113
<b>Figura 63:</b> Áreas rasas na desembocadura do CEP.....	114
<b>Figura 64:</b> Imagem TM Landsat de 1999 da desembocadura do CEP.....	115
<b>Figura 65:</b> Áreas rasas na desembocadura do CEP.....	116
<b>Figura 66:</b> Imagem TM Landsat de 2000 da desembocadura do CEP.....	117
<b>Figura 67:</b> Áreas rasas na desembocadura do CEP.....	118
<b>Figura 68:</b> Comparação das áreas emersas na desembocadura do CEP entre 1985 e 2000.....	119
<b>Figura 69:</b> Contornos da linha de costa no balneário Pontal do Sul em Janeiro de 1999 e junho de 2000.....	120

<b>Figura 70:</b> Quantificação do recuo da linha de costa no balneário Pontal do Sul.....	121
<b>Figura 71:</b> Variação da linha de costa na ilha do Mel entre janeiro de 1999 e julho de 2000.....	121
<b>Figura 72:</b> Variação da linha de costa no istmo arenoso da Ilha do Mel entre janeiro de 1999 e julho de 2000.....	122
<b>Figura 73:</b> Variação na linha de costa na ilha das Peças entre janeiro de 1999 e julho de 2000.....	122
<b>Figura 74:</b> Variação na linha de costa na ilha de Superagüi entre janeiro de 1999 e julho de 2000.....	123
<b>Figura 75:</b> Contornos da linha de costa no balneário Pontal do Sul entre 2000 e 2001.....	124
<b>Figura 76:</b> Contornos da linha de costa na ilha do Mel em 2000 e 2001.....	125
<b>Figura 77:</b> Contornos da linha de costa na ilha das Peças entre 2000 e 2001.....	125
<b>Figura 78:</b> Contornos da linha de costa na ilha do Superagüi entre 2000 e 2001.....	126
<b>Figura 79:</b> Contornos da linha de costa na ilha do Mel em 2001 e 2004.....	127
<b>Figura 80:</b> Contornos da linha de costa na ilha das Peças em 2001 e 2004...	128
<b>Figura 81:</b> Contornos da linha de costa na ilha do Superagüi em 2001 e 2004.....	128
<b>Figura 82:</b> Variação de área emersa na desembocadura do CEP entre 1999 e 2004.....	129
<b>Figura 83:</b> Mapa de diâmetros médios dos sedimentos com as principais feições identificadas.....	143



## 1. INTRODUÇÃO

As principais mudanças na configuração da costa ocorrem episodicamente relacionadas à zona de *surf* e aos processos de ação de ondas na plataforma continental próxima. As redistribuições de sedimentos nesta área são descritas, com frequência, em termos de trocas entre a praia intermarés e as regiões externas da zona de *surf* (Wright, 1995).

A plataforma continental próxima funciona como via de fornecimento de sedimentos continentais para zonas profundas da bacia oceânica, bem como modula as forçantes hidrodinâmicas que controlam os processos costeiros na zona de *surf* e nos estuários. Nestas áreas, os processos de transporte são mais intensos do que nas áreas profundas da costa, devido as pequenas profundidades que expõem a superfície de fundo as ondas (Wright, 1995)

Em uma abordagem morfodinâmica Wright (1995) apresenta algumas premissas a respeito das relações que ocorrem na plataforma continental rasa. Estas relações consideram formas erosivas e deposicionais, processos hidrodinâmicos e estruturas de camadas de fricção, entre a massa de água e a superfície de fundo, com os processos de redistribuição sedimentar entre a plataforma continental rasa e os estuários, desembocaduras destes, zona de *surf* e costa adjacente.

Segundo este mesmo autor, a forma da costa bem como as mudanças ocorridas nela são uma resposta à fricção causada pelo movimento dos fluidos próximo ao fundo e de seus gradientes ao longo do tempo e do espaço. Esta transferência de *momentum* gera uma resposta nos sedimentos inconsolidados dependendo da abundância destes e da natureza do substrato onde ocorre. Através da média da erosão, transporte e deposição de sedimentos ocorrem as mudanças de forma e a estrutura da plataforma é inicialmente produzida. Como os processos hidrodinâmicos e de camada limite são dependentes da configuração da camada sólida (superfície de fundo), mudanças

na conformação do fundo causam mudanças no padrão de fluxo na camada limite. Ainda pode ser assumido que os processos hidrodinâmicos respondem imediatamente às condições de limite impostas pela forma do fundo. Porém, as mudanças na morfologia estão vinculadas a um retardo de tempo diretamente proporcional ao volume de material a ser redistribuído, e inversamente proporcional a energia dos processos hidrodinâmicos que produziram a mudança.

Segundo Fitzgerald (1988), desembocaduras interrompem as correntes induzidas por ondas ao longo da costa, influenciando no aporte de areia para as costas a jusante como nos padrões erosionais/deposicionais nas praias e bancos adjacentes. Podem ainda agir como: a) via de transporte para o interior do estuário depositando sedimentos nos deltas de enchente e planícies de maré, b) estoque de sedimentos no litoral relacionados aos bancos associados com os canais da desembocadura (plataformas de espraiamento e nos deltas de maré vazante) e c) estoque temporário de sedimentos na forma de outros corpos de areia (barras marginais de canal e barras de espraiamento e esporões recurvados). Os diferentes estoques apresentam um tempo variável de retorno dos sedimentos ao sistema litorâneo. O movimento e retenção de sedimentos de uma desembocadura específica determinam a capacidade de aprisionamento do sistema, o qual por sua vez determinará a estabilidade, forma e configuração da desembocadura. Assim, é muito importante a compreensão dos movimentos e retenções de sedimentos dentro, fora e no interior da desembocadura (Liu & Hou, 1997).

Na área de desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), os deltas de maré são compostos por diversas áreas rasas (< 6 m de profundidade). Estas feições mostram grandes variações em suas configurações de área e de batimetria, e em curtos períodos, podendo causar importantes mudanças na área costeira adjacente (Angulo, 1999). A desembocadura sul do CEP é dragada freqüentemente desde 1972, quando o canal navegável ao porto de Paranaguá (canal da

Galheta) foi aberto. Estas obras modificaram a dinâmica costeira local, amplificando a interrupção da transferência de sedimentos da porção sul para a porção norte do litoral, criando uma armadilha de sedimentos no canal navegável (Angulo, 1999; Lamour *et al.*, 2007). Uma composição destes vários fatores pode ser uma das causas principais para as intensas mudanças na posição da costa no litoral paranaense, o que afeta diretamente os ecossistemas costeiros e diversas obras colocadas nesta zona, demandando recursos financeiros municipais, estaduais e federais para sua reconstrução.

No caso da desembocadura da baía de Paranaguá os afloramentos rochosos na ilha do Mel auxiliam na fixação da sua posição. Muito do que se conhece a respeito de desembocaduras na literatura está relacionado aos sistemas de ilhas barreira, os quais freqüentemente não apresentam uma ancoragem efetiva por pontais rochosos. A tendência é que o sistema costeiro paranaense responda de uma forma diferente ao padrão encontrado nas ilhas barreira. Além disso, a complexidade gerada a partir de uma situação de duas desembocaduras, com barras de maré associados à operação de dragagem é pouco compreendida.

## 2. JUSTIFICATIVA

Estuários são importantes áreas de estabelecimento de portos e é freqüente a navegação por canais de acesso entre a plataforma rasa e estes ambientes. A dinâmica sedimentar é uma área de estudo de suma importância a esta atividade já que determina a segurança à navegação. Entretanto, a dinâmica de sedimentos ainda não tem um entendimento estabelecido principalmente pela carência de dados a respeito do clima de ondas, correntes de maré, sedimentos de fundo, características de superfície de fundo e batimetrias. A maior parte da literatura a respeito deste tema versa a respeito de desembocaduras (*inlets* ou *outlets*) e sistemas de ilhas barreira, as quais apresentam uma conformação geomorfológica diferente das encontradas na desembocadura do CEP.

### 3. OBJETIVOS

Este estudo pretende estabelecer as principais vias de transporte sedimentar em uma área de desembocadura estuarina, a qual apresenta um arranjo complexo de bancos na plataforma rasa, dragagens, variação da posição da costa e interação estuário/plataforma rasa, o qual é pouco compreendido.

Os objetivos específicos foram:

- 1) Determinar as características granulométricas dos sedimentos de fundo, buscando caracterizar as diversas áreas analisadas (estuários, desembocaduras e plataforma rasa) e determinar padrões de distribuição nas adjacências da desembocadura do CEP;
- 2) Verificar a validade para o CEP, de três métodos de determinação de tendência de transporte sedimentar (GSTA, GSTAST e TRANSVEC), que apesar de serem baseados nas mesmas premissas (mudanças das características granulométricas dos sedimentos de fundo) atuam de forma diferente com relação aos vetores de tendências de transporte e podem trazer resultados complementares para a compreensão do sistema costeiro de sedimentação;
- 3) Identificar feições de fundo da desembocadura, estabelecendo direções de transporte residuais para auxiliar no entendimento da dinâmica sedimentar de diferentes áreas adjacentes à desembocadura do CEP;
- 4) Caracterizar a evolução do relevo de fundo das áreas rasas nos últimos 160 anos, considerando as taxas de deposição e erosão nas áreas que sofreram tais alterações, principalmente nos bancos arenosos que formam o delta de maré vazante do CEP, e

- 5) Determinar as taxas de variação na posição da costa sob a influência da desembocadura, para avaliar a influência de processos de agitação marítima acentuada no transporte de sedimentos na costa.

#### **4. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA**

O litoral do estado do Paraná é caracterizado pela pequena extensão de costa com características oceânicas e dois estuários bem desenvolvidos. A baía de Guaratuba, localizada na porção sul do litoral, tem pequena extensão superficial (50 km<sup>2</sup>), com atividades de pesca artesanal e de lazer. Esta baía apresenta uma única desembocadura, com bancos arenosos nesta área como parte de um delta de maré vazante. O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), localizado na porção centro-norte do litoral, tem uma área superficial aproximada de 612 km<sup>2</sup>. Dois eixos principais o compõem, denominados de baía das Laranjeiras (N-S), com um perfil de uso semelhante ao da baía de Guaratuba, e baía de Paranaguá (E-W), onde além das atividades de lazer e pesca artesanal são desenvolvidas intensas atividades portuárias (Figura 1). Este complexo estuarino apresenta duas desembocaduras com deltas de maré formados na plataforma continental rasa (< 20 m de profundidade).

Estas duas conexões com o oceano Atlântico são denominadas Norte e Sul, de acordo com a sua posição geográfica em relação à ilha do Mel. A desembocadura Norte é composta por dois canais denominados de canais Norte, localizado a norte da ilha das Palmas, e Sueste, localizado a sul da mesma ilha. A desembocadura Sul apresenta um canal chamado da Galheta. Os três canais serviram como via navegável ao interior do CEP, de forma que passaram por diversas dragagens. Atualmente a via de acesso navegável é o canal da Galheta.

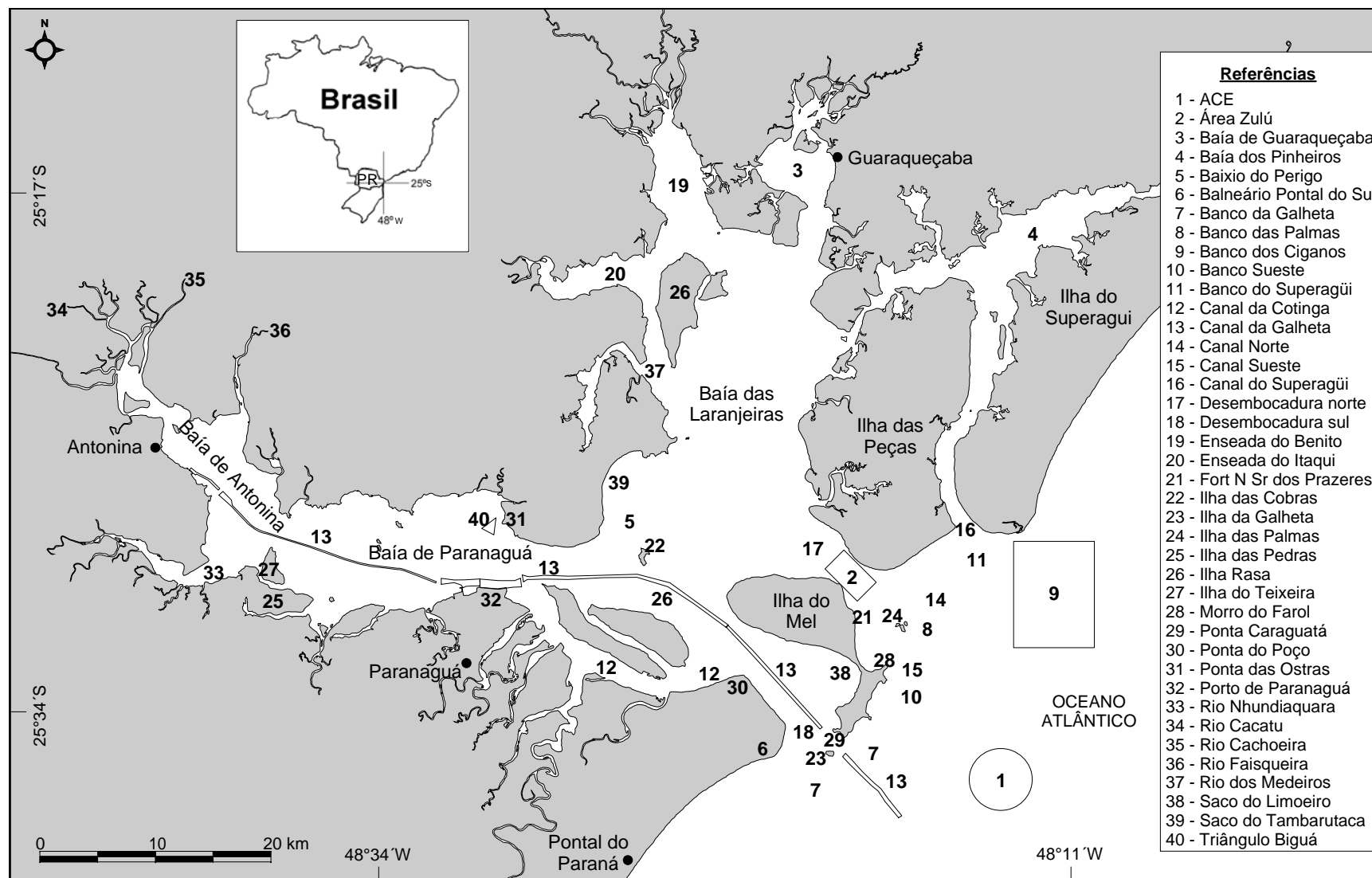


Figura 1: Mapa de localização do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), da área de estudo e das principais toponímias.



Considera-se que o limite do CEP está localizado nas áreas de mínima largura de seção nas duas desembocaduras. Desta forma, o limite na desembocadura norte está localizado entre as ilhas do Mel e das Peças, e na desembocadura sul entre a ilha do Mel e o balneário Pontal do Sul (Figura 1).

Devido à segurança na navegação, o principal conjunto de dados disponível (batimetrias atuais e mensuração de velocidades e direções de correntes de maré) para este estudo está concentrado sobre a desembocadura sul do CEP. Por ser a via de navegação atual aos portos, localizados na baía de Paranaguá, o investimento na obtenção de dados é maior que na desembocadura norte. Dados sobre a desembocadura norte estão disponíveis, porém no período anterior a 1972, onde muitas vezes torna-se difícil a utilização pelo mal estado de conservação das cartas batimétricas, falta de padrão na obtenção dos dados (datuns horizontais diferentes, técnicas de batimetria diversas, níveis de referência diferentes ou mesmo desconhecidos etc) ou mesmo pela dificuldade de acesso a arquivos.

#### **4.1. Parâmetros Físicos**

##### **4.1.1. Ondas**

Os dados a respeito do regime de ondas no litoral do Paraná correspondem a dois levantamentos. O primeiro realizado entre os meses de agosto e dezembro de 1982, com um ondógrafo instalado entre a Praia de Leste e o arquipélago de Currais (Figura 4). Este levantamento de dados revelou a existência de dois trens preferenciais de ondas, provenientes das direções ENE e SSE/SE, e que as ondas mais altas vêm do quadrante SE (Portobrás, 1983). Os azimutes de frente de ondas observados no período (Tabela 1), referem-se a dois sistemas distintos de geração de ondas: a direção ENE é gerada pela atuação dos ventos associados ao anticlone tropical do Atlântico Sul (centro de alta pressão), caracterizando ondas bastante

regulares e de tamanho intermediário, enquanto a direção SSE/SE se relaciona à passagem de sistemas meteorológicos que ocasionam a formação de “ondas de tempestade” (Portobrás, 1983).

**Tabela 1:** Valores de altura, período e direção de ondas entre agosto e dezembro de 1982.

<b>Parâmetros</b>	<b>Ago</b>	<b>Set</b>	<b>Out</b>	<b>Nov</b>	<b>Dez</b>
<b>Altura máxima (m)</b>	2,35	3,95	3,2	2,65	3,5
<b>Altura significativa (m)</b>	1,58	2,54	2,04	1,49	2,13
<b>Período médio (s)</b>	16,53	10,73	12,0	9,8	12,0
<b>Direção</b>	-	112°	133°	140°	123°

**Fonte:** Portobrás (1983).

O segundo levantamento relativo Marone *et al.* (1997), em períodos de verão as ondas que adentram o CEP, pelo setor entre a ilha da Galheta e o balneário Pontal do Sul, apresentam alturas significativas menores que 0,5 m, com períodos da ordem de 7 s. Ondas menores, com alturas de até 0,25 m, apresentam períodos de até 12 s. A direção média principal de chegada de ondas é SE. Ainda segundo os mesmos autores, as ondas possuem uma característica não linear de propagação, criando um fluxo turbulento o que implica um maior poder de ressuspensão e transporte de sedimentos.

Nos períodos de maré baixa, o banco da Galheta atua como quebra-mar, esgotando por atrito com o fundo a maior parte da energia das ondas, protegendo assim o setor externo da desembocadura sul do CEP. O atrito decorrente da interação entre as ondas oceânicas e a topografia o banco reduz a efetividade das ondas de forma a criar períodos de ausência de ondas na porção externa do estuário.

Para o período de inverno as ondas apresentam alturas significativas menores que 0,3 m, com períodos da ordem de 5 s. A direção principal de chegada de ondas é S-SE, ligeiramente diferente da situação encontrada no verão (Marone *et al.*, 1997).

O período de levantamento dos dados foi de extrema calmaria, sendo que os autores recomendam mais medições, em

condições energéticas mais fortes, comuns para o inverno. Assim, os dados proporcionam uma pequena amostra de como é o padrão de ondas durante esta estação. Sabe-se, por observações diárias da área, que durante este período do ano ocorre a maior parte das tempestades, onde a altura significativa de ondas aumenta consideravelmente.

Atualmente, outros dados relativos ao regime de ondas do litoral do Paraná, estão sendo coletados na plataforma rasa, na área adjacente à desembocadura sul do CEP. O efeito dos bancos que compõem o delta de maré vazante da desembocadura norte do CEP, sobre o padrão de ondas não é conhecido, pela falta de dados disponíveis dessa área.

#### **4.1.2. Correntes longitudinais e de retorno**

Marone *et al.* (1995), baseando-se no deslocamento de garrafas de deriva ao longo da costa, concluíram que o fluxo principal das correntes de deriva litorânea na região é na direção norte. Giannini *et al.* (2004), trabalhando na costa leste da ilha do Mel, baseando-se em características sedimentológicas e formas deposicionais sugerem que existe um padrão celular de correntes de deriva litorânea. Este, responsável pela formação de um esporão arenoso no rumo oeste, em decorrência da difração de ondas e pela erosão da ilha do Mel. Ainda segundo estes autores o padrão normal de deriva nesta porção do litoral do Paraná é na direção norte. De acordo com observações feitas sobre o *trend* (ENE e SSE/SE) de ondas no litoral sul de São Paulo, Alfredini (1997 *apud* Mihály & Angulo, 2002) observou que na região da barra do Ararapira predomina o transporte de sedimentos litorâneos no sentido SW.

Noernberg (2001) observa troca de propriedades entre a zona de *surf* e a plataforma rasa na região à sul da desembocadura do CEP, materializadas pela presença de correntes de retorno com características erosivas. A pluma de sedimentos, observada por este autor para a delimitação das correntes de

retorno, é proveniente da ressuspensão de sedimentos pela ação das ondas sobre o fundo da área.

#### **4.1.3. Marés e Correntes de Maré**

O CEP é classificado como parcialmente misturado do tipo B, com heterogeneidades laterais (Marone *et al.*, 1997). Em estuários deste tipo, normalmente rasos, a salinidade aumenta de montante para jusante em todas as profundidades. A água está essencialmente em duas camadas, com a camada superior um pouco menos salina que a mais profunda (Pickard & Emery, 1990). O regime de marés é semi-diurno, isto é, ocorrem duas preamares e duas baixa-mares, em um dia lunar (24h 50 min). A variação de marés no litoral do estado do Paraná é inferior a 2 m em períodos de sizígia, o que indica regime de micromarés (Marone *et al.*, 1997; Tabela 2).

A média dos valores de descarga de água doce, para a baía de Paranaguá, seria próxima a 200 m<sup>3</sup>/s (Lana *et al.*, 2001). O tempo necessário para troca completa da água do sistema (ou tempo de residência) é de 3,5 dias (UFPR, 2004).

Os dados relativos a velocidades e direções de correntes de maré disponíveis, correspondem a medidas tomadas próximas à superfície, com profundidades de leitura de aproximadamente 5 m.

As velocidades máximas das correntes de maré em superfície, nas bóias 3 e 4 são de 32 cm/s na enchente (direção 310°) e 87 cm/s na vazante (direção 115°; Marone *et al.*, 1997). Neste ponto pode ser observado um desvio entre as margens do canal e as direções de fluxo de maré (Figura 2), o que implica a obstrução parcial dos fluxos de maré vazante, pela margem NE do canal, enquanto que na margem oposta o mesmo ocorre no período de maré enchente.

**Tabela 2: Características das marés na baía de Paranaguá (Marone et al., 1997). Onde TE - Tempo de enchente; TV - Tempo de vazante; AS - Amplitude de sizígia; AQ - Amplitude de quadratura.**

<b>Local</b>	<b>TE (h)</b>	<b>TV (h)</b>	<b>AS (m)</b>	<b>AQ (m)</b>
<b>Galheta</b>	6,8	5,5	1,74	1,30
<b>Cobras</b>	-	-	2,07	1,68
<b>Paranaguá</b>	7,5	4,8	2,09	1,70
<b>Antonina</b>	8,1	4,2	2,74	2,02

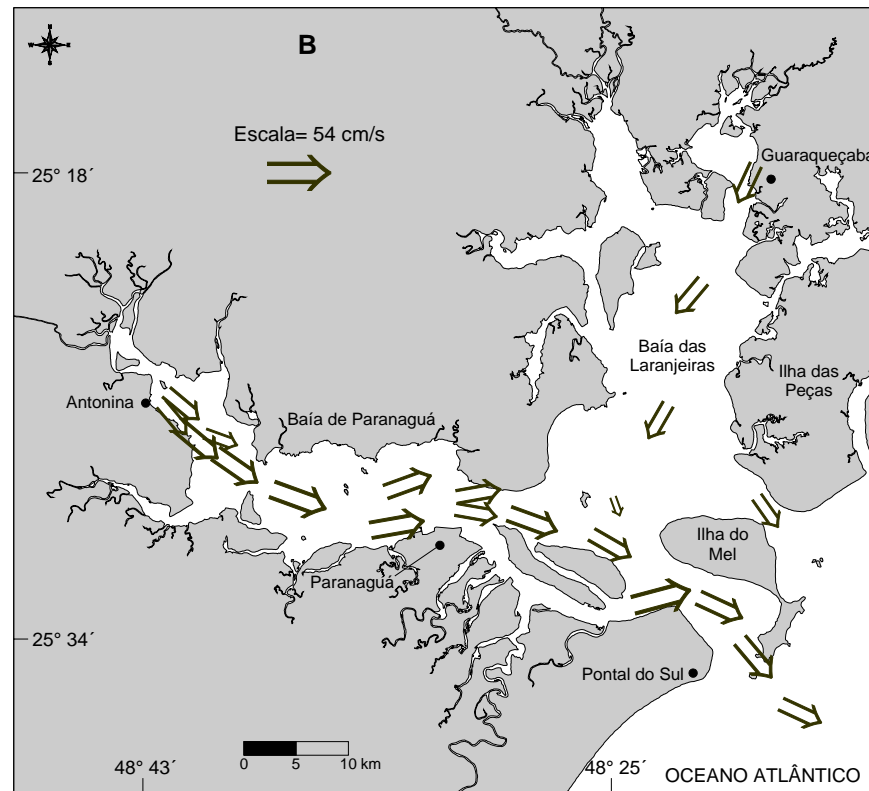
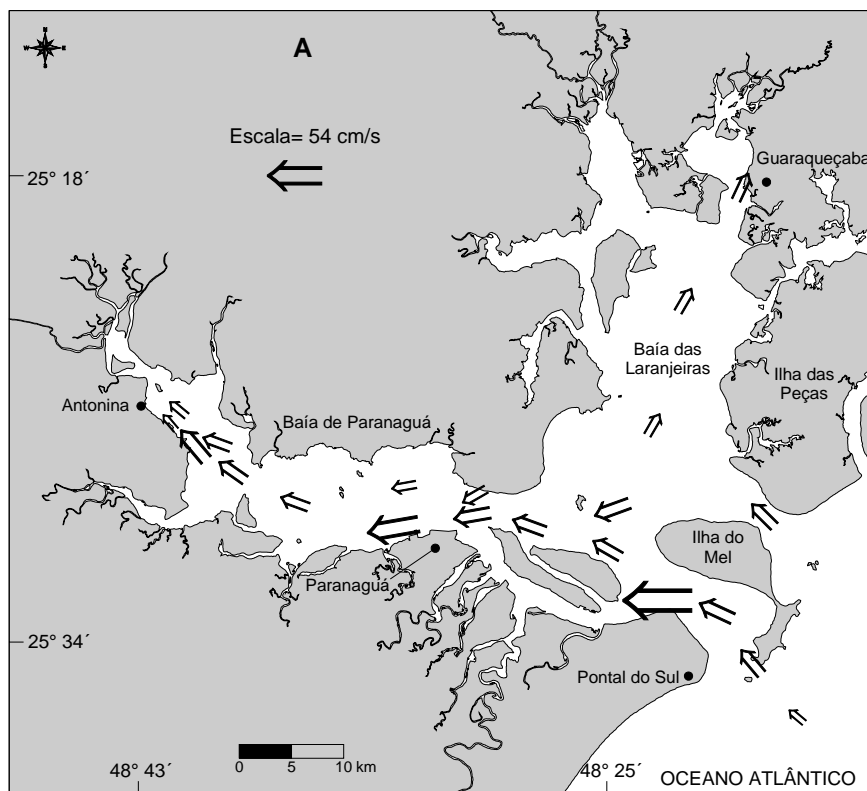
Para localização ver Figura 1.

No setor interno do canal da Galheta, as velocidades máximas de correntes de maré são de 59 cm/s nos períodos de maré enchente (direção 320°) e 97 cm/s nos períodos de maré vazante (direção 140°; Marone et al., 1997). As correntes, neste ponto do estuário, estão direcionadas diretamente ao canal principal de vazante do delta de maré<sup>1</sup> descrito por Angulo (1999), afunilando o fluxo de marés entre as ilhas do Mel e da Galheta (Figura 2).

Noernberg (2001) constatou que as correntes de maré acompanham a orientação do canal navegável de acesso ao CEP com um leve desvio para E das correntes de vazante. O mesmo autor ainda observa que estas correntes têm competência suficiente para transportar as areias finas que compõem os sedimentos de fundo da área, na direção de mar aberto.

As medidas realizadas na ponta do Poço mostram aumento considerável das velocidades máximas de correntes de maré, chegando a 141 cm/s nos períodos de maré enchente (direção 270°) e 119 cm/s nos períodos de maré vazante (direção 75°; Marone et al., 1997). Neste ponto, as correntes de maré executam uma flexão em direção ao canal da Cotinga, concentrando o fluxo próximo à ponta do Poço. No sentido contrário o fluxo flexiona-se em direção ao canal da Galheta, confluindo com o fluxo desse canal na mesma área.

<sup>1</sup> Trecho do canal navegável o qual não necessita de operação de dragagens pela grande profundidade natural encontrada (38 m).



**Figura 2:** Vetores de correntes de maré enchente (A) e vazante (B) no Complexo Estuarino de Paranaguá (modificado de Marone *et al.*, 1999).

As velocidades máximas de correntes de maré no canal Norte são de 59 cm/s nos períodos de maré enchente (direção 315°) e 70 cm/s nos períodos de maré vazante (direção 145°; Marone *et al.*, 1997).

Os levantamentos hidrodinâmicos realizados no saco do Limoeiro revelaram que as correntes de maré mais intensas (46 cm/s) ocorrem nos períodos de vazante com média de 31 cm/s. Nos períodos de maré enchente o valor máximo foi de 42 cm/s, enchente orientados em rumo médio de 350°, e de vazante, para 182° (Araújo *et al.*, 1999).

Veiga *et al.* (2003) em levantamentos das velocidades e direções das correntes, com um Acoustic Doppler Profiler (ADP), constatou que próximo ao município de Pontal do Paraná, as correntes se deslocam para sul nos períodos de vazante do CEP. Próximo ao município de Matinhos, a direção do fluxo inverteu-se de norte para sul durante o período de levantamentos. Na área próxima a Praia de Leste, a direção preferencial das correntes é para norte, o que segundo o mesmo autor, deve-se ao período de estufa de vazante, quando se têm correntes costeiras sem ação da maré. As velocidades das correntes observadas ficaram entre 20 e 30 cm/s, sugerindo que há pouca possibilidade de ressuspensão e transporte de sedimentos em condições de tempo bom na porção da plataforma interna investigada.

Com base nestas afirmações, conclui-se que o transporte efetivo nesta área do litoral do Paraná ocorre nos períodos de incidência de sistemas meteorológicos frontais associados a agitação marítima acentuada (força 5 e 6 na escala Beaufort).

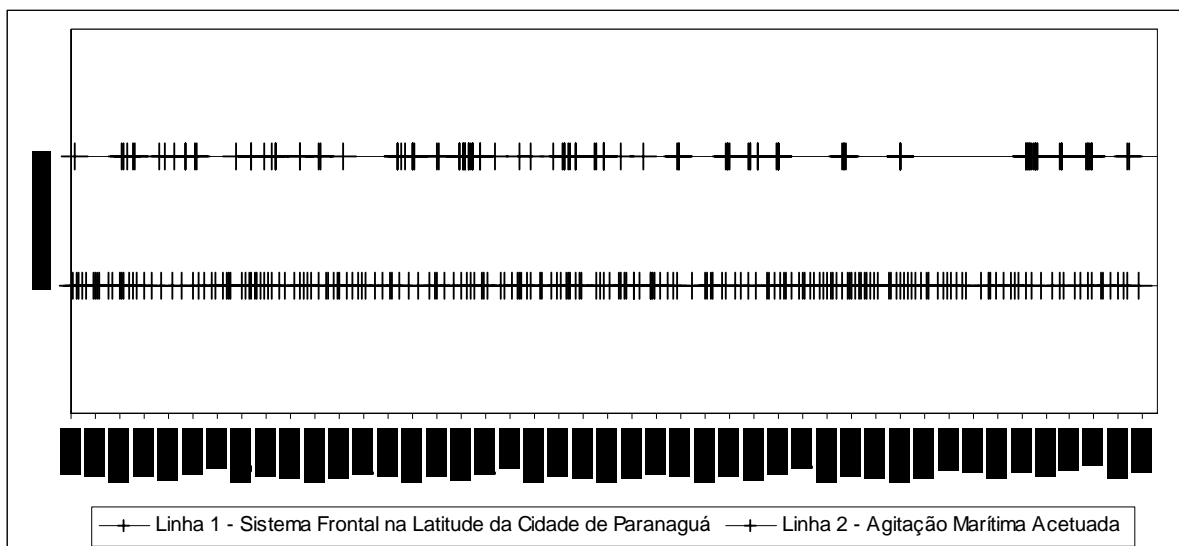
#### **4.2. Sistemas Frontais**

Os casos de agitação marítima acentuada na costa sul brasileira estão relacionados com a incidência de sistemas frontais. A evolução destes sistemas, por sua vez, está intimamente relacionada com a trajetória dos centros de pressão

e a ciclogênese, que nesta região é comandada principalmente pelo anticiclone do Atlântico Sul e pelo anticiclone Migratório Polar. Dependendo da trajetória destes centros de pressão, da ciclogênese associada e dos sistemas frontais induzidos pelos mesmos, a agitação marítima causada pelos ventos que fazem parte de tal processo pode incidir na costa sul-brasileira ou não.

Quadros *et al.* (2000) ao analisar e correlacionar um levantamento da incidência de sistemas frontais na latitude da cidade de Paranaguá (25°30`S) com dias em que houve agitação marítima acentuada na região, observaram que nem todos os sistemas frontais favorecem a ocorrência destas condições, sendo que a maioria destas está associada à incidência dos sistemas frontais (Figura 3). A incidência de sistemas frontais com agitação marítima acentuada associadas a destruição de áreas ocupadas são comumente chamadas "ressacas". Estas ocorrências, muitas vezes, são responsáveis pelo aumento da intensidade dos processos erosivos. Por uma limitação no acervo de informações, não foi possível a extensão da análise das informações além de maio de 2003, data do último levantamento de posição de linha de costa. Considerando as premissas acima citadas para a ocorrência de "ressacas", observou-se que nos anos de 1998 e 2000 as ocorrências foram mais brandas se comparadas a 1999, com um padrão mais regular, e 2001, que apresentou uma maior intensidade de ocorrências (Figura 3).





**Figura 3:** Gráfico das ocorrências de sistemas frontais na latitude da cidade de Paranaguá (CPTEC) e da agitação marítima acentuada (DHN) entre janeiro de 1998 e setembro de 2001 (Quadros, 2002).

#### 4.3. Sedimentos de Fundo

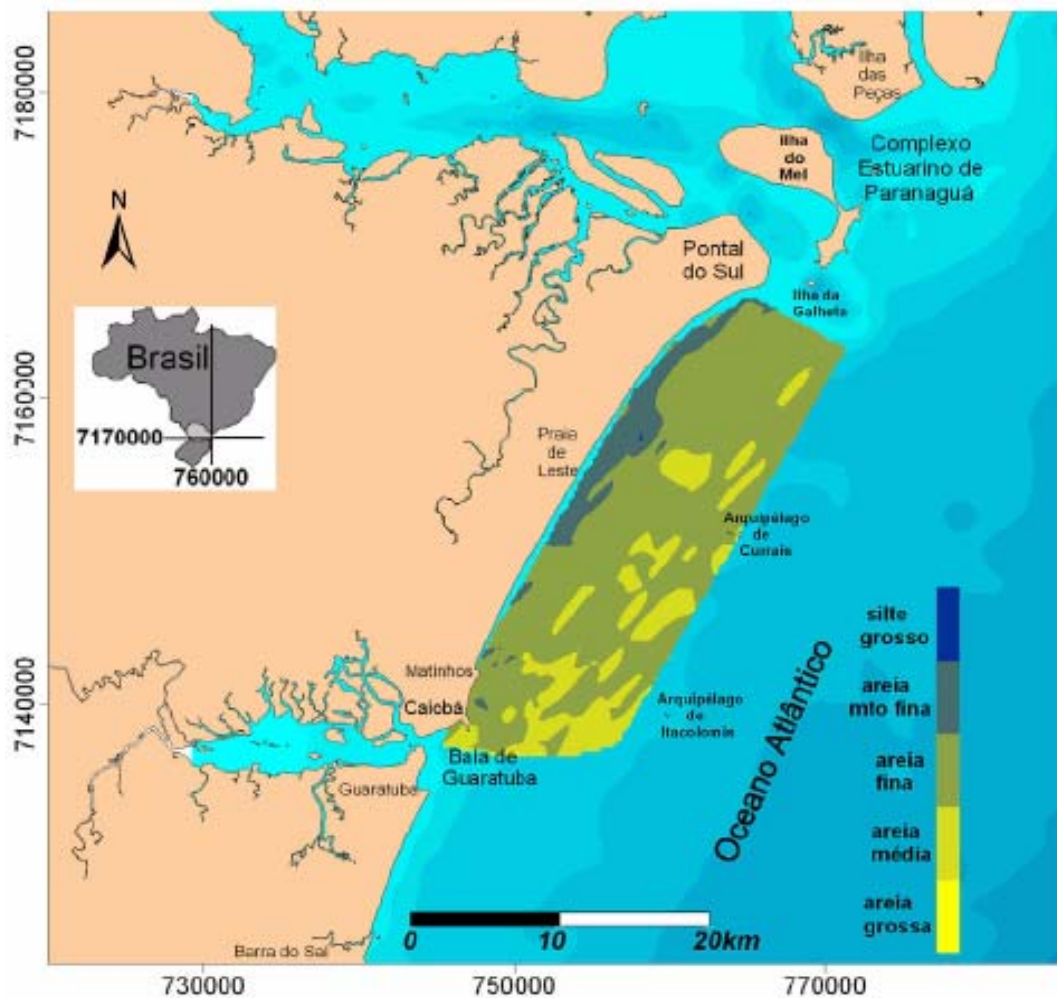
Em geral o padrão de tamanho de grão dos sedimentos superficiais é uma resposta temporal do substrato aos processos de transporte de um período de ao menos duas estações. Uma associação de tamanhos diferentes de grão com várias feições topográficas pode sugerir relações morfo-texturais entre a topografia e os padrões de distribuição textural (Liu & Hou, 1997).

As correntes de maré são importantes na redistribuição dos sedimentos na zona próxima à costa. Máximos nas velocidades de corrente de maré podem alcançar velocidades acima de 100 cm/s, como ocorre nas desembocaduras da baía de Paranaguá. Estas correntes podem afetar o transporte de sedimentos, formando ondas de areia (*sandwaves*), com cristas lineares, com mais de 2 m de altura e transversais às correntes de maré (Lamour *et al.*, 2007).

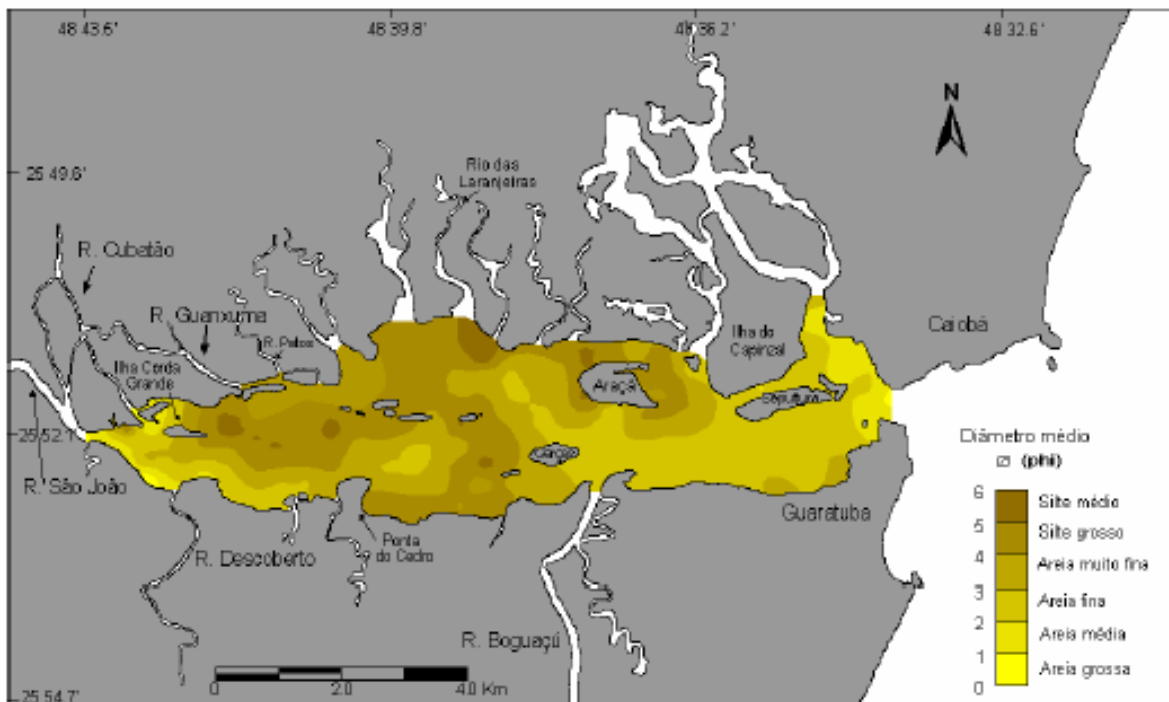
Veiga (2005) realizou levantamentos dos sedimentos de fundo na plataforma rasa do litoral paranaense e constatou predominância de areia fina, com corpos menores de areia média a grossa, a partir dos 10 m de profundidade. Aparentemente,

estes corpos são compostos por depósitos reliquiais, com a mistura de material recente proveniente dos arquipélagos de Itacolomis e Currais (Figura 4). A partir da isóbata -60 m ocorrem areias retrabalhadas, lama fluvial não retrabalhada até a isóbata -140 m, areia e/ou cascalho de moluscos e foraminíferos bentônicos até a isóbata -200 m e, a partir daí, fácies turbidíticas (REMAC, 1979).

As características granulométricas dos sedimentos de fundo da baía de Guaratuba foram avaliadas por Zem (2005), que constatou predominância de sedimentos variando de areias finas a muito finas (Figura 5), pobremente selecionadas. A mesma autora constatou um decréscimo na granulação e o empobrecimento no grau de seleção dos sedimentos entre 1988 e 2003 na área.

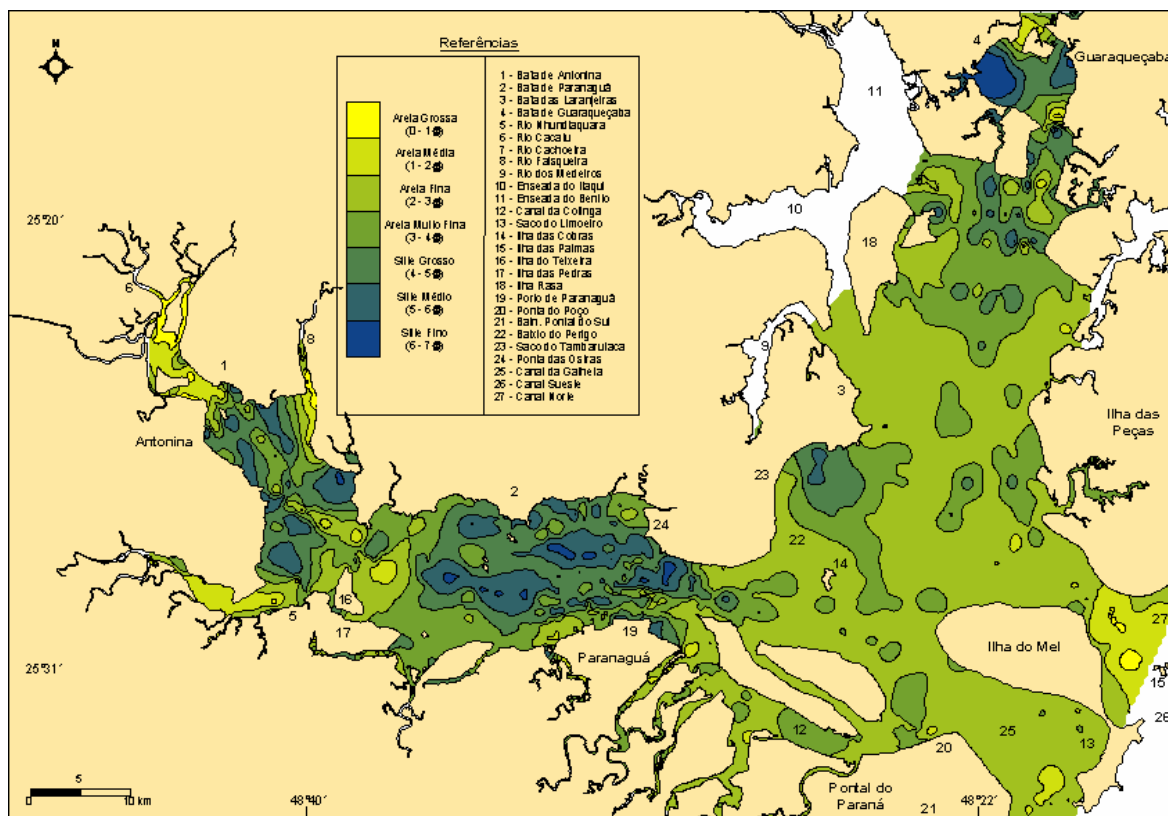


**Figura 4:** Distribuição dos valores de diâmetro médio nos sedimentos de fundo da plataforma interna da porção central do litoral paranaense Veiga (2005).



**Figura 5:** Mapa de distribuição dos valores de diâmetro médio na baía de Guaratuba (Zem, 2005).

Segundo Bigarella *et al.* (1978) os sedimentos da baía de Paranaguá tornam-se mais finos e pior selecionados para o interior do estuário. Lamour *et al.* (2004) concluíram que os sedimentos da baía de Paranaguá são compostos por siltes finos à areias finas (Figura 6), pobremente selecionados. Na baía das Laranjeiras os sedimentos variam entre siltes médios e areias finas, de muito pobremente a pobremente selecionados. Na área de desembocaduras predominam areias finas à médias na desembocadura sul, e areias finas à grossas na do norte, de moderadamente a bem selecionados na sul e moderadamente à pobremente selecionados na norte. Segundo Odreski (2002), os sedimentos de fundo na baía de Antonina aumentaram de diâmetro médio entre estes dois levantamentos em decorrência do desmatamento da Serra do Mar e/ou da transposição da bacia de drenagem do rio Capivari para o rio Faisqueira.



**Figura 6:** Mapa de distribuição dos valores de diâmetro médio no CEP (Lamour et al., 2004).

#### 4.4. Variações da Posição da Costa

O sistema de transporte costeiro armazena e retira sedimentos das planícies costeiras em períodos de sedimentação e erosão. Estes períodos se alternam ao longo do tempo mediante diversos fatores de interação entre corpos aquosos de grande porte e o continente.

Desembocaduras de baías em áreas costeiras são reconhecidamente instáveis, com variações constantes da posição da linha de costa. Muitas vezes, estas variações estão diretamente ligadas às interações entre trens de ondas e os fluxos de correntes marítimas nas desembocaduras.

Uma das ferramentas para o acompanhamento das variações da posição da costa são as cartas náuticas de diferentes datas. Porém, o que é representado nestes documentos são os limites mínimos de baixa-mar de sizígia. Assim, os contornos do

continente são apresentados com superestimação da área continental, de forma a aumentar a segurança à navegação costeira. Portanto, a posição da linha de costa nas cartas náuticas está localizada além da posição real, exagerando os contornos do continente ou ilhas representados em mapa.

Diversos autores como Angulo (1992; 1993; 1999), Paranhos Filho *et al.* (1994; 1996), Soares *et al.* (1994), Krueger (1996), Mihály (1997), Mihály & Angulo (2002), Gobbi (1999), Noernberg (2001) e Lamour *et al.* (2002, 2003) fazem menção às constantes modificações na costa do litoral paranaense, nas adjacências de desembocaduras de estuários.

Segundo Angulo (1999), diversas modificações na costa podem ser associadas às alterações na conformação dos bancos arenosos que compõem a desembocadura sul do CEP. Lamour (2000; Lamour *et al.*, 2007) descreveram a relação entre os sedimentos que se deslocam em direção NE, os quais são barrados pelas correntes de maré vazante do CEP, fornecendo sedimentos para as porções externas do estuário e para o banco da Galheta.

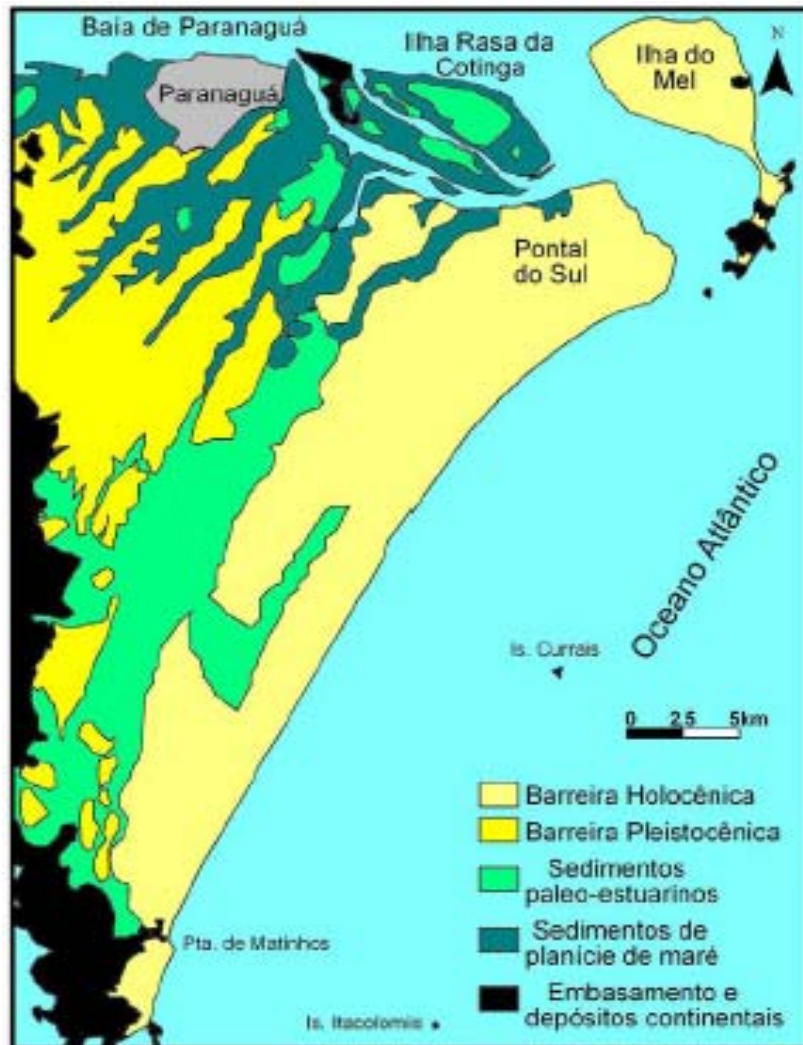
Mihály (1997) e Mihály & Angulo (2002), trabalhando na área da barra do canal do Ararapira, divisa entre os estados do Paraná e São Paulo, descreveram os processos erosivos/deposicionais da área. A migração das margens desta desembocadura no sentido oposto a direção predominante das correntes de deriva longitudinal, foi associada por esta autora, a inversões temporárias na direção dessas correntes. Os estudos realizados por Noernberg (2001) sobre as variações da costa, por meio de sensoriamento remoto seqüencial, descreveram a relação entre as barras submersas próximas às desembocaduras de canais e a posição da costa.

Soares *et al.* (1994) descreveram variações na posição da linha de costa junto ao balneário Pontal do Sul, com taxas de deposição da ordem de 17,4 m/ano entre 1953 e 1994. Posteriormente, estas taxas foram revistas por Lamour *et al.* (2002), que utilizando dados mais recentes, verificaram que o processo deposicional entre 1953 e 1997

apresentou taxas de progradação na ordem de 18,5 m/ano. No período compreendido entre 1997 e 2001 este padrão foi invertido pela dinâmica costeira, sendo verificada uma taxa de erosão linear máxima de 100 m/ano.

Lamour *et al.* (2003) relacionaram os volumes de sedimentos erodidos da costa do balneário Pontal do Sul com as taxas de assoreamento do canal navegável na desembocadura sul do CEP (canal da Galheta). Uma relação entre os volumes e as áreas erodidas nas praias de Pontal do Sul, durante o biênio 1998/99, mostrou menor erosão, enquanto que no período 2000/01 houve erosão mais intensa. A análise das médias volumétricas evidenciou intensificação dos processos erosivos desde 1998 até 2001, com posterior redução das taxas até 2003 (Tabela 3).

A planície costeira do estado do Paraná, localizada a sul da desembocadura do CEP (municípios de Guaratuba, Matinhos e Pontal do Paraná) é composta por sedimentos quaternários depositados em ambientes continentais e marinhos, bem como rochas do embasamento cristalino (Angulo, 1992; Figura 7). Os sedimentos continentais são compostos por cascalhos com matriz argilo-arenosa localizados na área próxima ao sopé da Serra do Mar. Os sedimentos marinhos são compostos por areias finas a muito finas, quartzosas e bem selecionadas constituindo cordões litorâneos dispostos paralelamente à costa. A erosão destes cordões arenosos pode ser uma fonte sedimentar adicional para o sistema costeiro (Lamour *et al.*, 2003; Giannini *et al.*, 2004). Estes sedimentos podem migrar ao longo do litoral pela ação das correntes de deriva longitudinal, sendo depositados nos deltas de maré vazante das desembocaduras ou mesmo assoreando as porções externas dos estuários.



**Figura 7:** Mapa geológico da porção central da planície costeira paranaense (Angulo, 1992).

**Tabela 3:** Relação dos volumes e das áreas erodidas do balneário Pontal do Sul entre 1998 e 2003.

Período	Área erodida (m <sup>2</sup> )	Volume erodido (m <sup>3</sup> )	Erosão/mês (m <sup>3</sup> )
1998/99	169.645	314.094	26.174
1999/00	621.812	1.164.791	72.799
2000/01	672.110	1.273.363	97.951
2001/02	338.682	595.442	85.063
2002/03	505.573	991.172	66.078
<b>Total</b>	<b>2.307.822</b>	<b>4.338.862</b>	

Fonte: Lamour *et al.*, 2003

#### **4.5. Histórico das Dragagens (Lamour & Soares, 2007)**

A operação portuária no interior e estuários demanda freqüentes dragagens não só para manutenção da segurança na navegação, como também aumento nas profundidades dos canais de acesso e bacias de evolução. Ademais, este tipo de obra interfere de forma relevante no equilíbrio da zona costeira e na dinâmica sedimentar, muitas vezes influenciando negativamente com taxas de assoreamento anômalas de áreas vizinhas ou mesmo o próprio empreendimento que solicitou a obra. Assim, o delicado equilíbrio costeiro depende muitas vezes do conhecimento das obras executadas nesta área, de forma a implementar o seu gerenciamento.

As dragagens na região da baía de Paranaguá remontam a 1930, quando a cota batimétrica foi rebaixada para -8 m nas bacias de evolução e canais de acesso Norte e Sueste. Em 1968, os canais foram aprofundados para -10 m, devido à crescente tecnologia e tamanho dos navios. Esta situação perdurou até 1972, quando se tornou necessário aprofundar os canais para -12 m, quando a Autoridade Portuária (Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina - APPA) optou pela abertura de um novo canal, o canal da Galheta, a qual foi concluída em 1974. Nos antigos canais Norte e Sueste, havia a necessidade da retirada de maciços rochosos submersos, tornando inviável economicamente o empreendimento. Segundo os arquivos da APPA, as dragagens entre 1963 e 1991 foram executadas pela Companhia Brasileira de Dragagem (CBD).

Em 1997 a empresa Boskalis foi a responsável pelas dragagens, empregando a draga Lelystad. Em 1998, o setor externo do canal da Galheta foi aprofundado para -15 m com a draga Geopotes XV, cuja dragagem esteve sob responsabilidade da empresa HAM. No ano de 2000, não foram realizadas dragagens e a partir de 2001 as dragagens relativas ao canal de acesso e bacia de evolução ficaram sob responsabilidade da empresa



Bandeirantes, que utilizou as dragas Niña, Recreio dos Bandeirantes e Copacabana.

O canal de acesso à região de Antonina, que foi reativado a partir de 1998 com a instalação da empresa TPPF, foi aprofundado para -8 m entre 1998 e 2000 pela empresa HAM, que empregou as dragas All Star e Slaidrich 34. Entre 2000 e 2002, o canal foi aprofundado para -10 m, tendo sido a NORHAM a empresa responsável, que utilizou as dragas Iguazu e Slaidrich 34. No final de 2005 e início de 2006, uma nova dragagem de manutenção vem sendo realizada, através da empresa Serra da Prata (draga Kalifa).

A preocupação com a destinação dos sedimentos dragados na baía de Paranaguá teve início em 1994, quando a Capitania dos Portos do Estado do Paraná (CPPr) solicitou ao Centro de Estudos do Mar (CEM/UFPR), um parecer técnico relativo às áreas até então autorizadas. O parecer em resposta concluiu que as áreas de deposição eram inadequadas para deposição por razões físicas, geológicas e biológicas. Os despejos dos materiais dragados eram feitos de forma não confinada, ou seja, eram dragados dos canais de acesso ou bacias de evolução e transferidos para as áreas autorizadas pela CPPr, dentro da própria baía, facilitando a sua remobilização pelos agentes hidrodinâmicos locais (correntes de maré, principalmente). Foi recomendada neste documento a deposição dos sedimentos dragados em duas áreas conhecidas como banco dos Ciganos e Área Zulú (Figura 1), das quais, apenas a primeira foi utilizada pela APPA. Além destas, uma alternativa foi sugerida, pelo CEM, na plataforma continental rasa (Área Circular Externa - ACE; Figura 1). Esta área diminuiu os custos e o tempo de operação entre o local dragado e o local de despejo, e assim vem sendo utilizada desde 1998.

A recomendação de despejar materiais dragados apenas na plataforma continental interna rasa gerou dificuldade para os portos localizados no extremo oeste da baía de Paranaguá e sedimentos dragados da bacia de evolução do porto de Paranaguá.

Desde 1994, a APPA tenta viabilizar a utilização de um antigo sítio localizado em frente ao porto de Paranaguá, na margem oposta da baía (Triângulo Biguá; Figura 1), sem o respaldo dos órgãos ambientais e demais instituições.

Entre 1998 e 2000 o Terminal Portuário Ponta do Félix (TPPF), em função do aprofundamento inicial do canal de acesso ao terminal para -8 m solicitou um parecer ao CEM/UFPR (Soares *et al.*, 1997), com o intuito de detectar possíveis áreas de despejo nas margens da baía. Foram localizados 14 possíveis sítios emersos, tendo-se efetuado, todavia uma série de recomendações relativas à caracterização toxicológica dos sedimentos, entre outros aspectos. Entretanto, devido aos custos e da inviabilidade técnica pelo tipo de draga disponível, os sedimentos foram despejados paralelamente ao canal na sua margem norte, a uma distância aproximada de 800 m, sem qualquer confinamento. Apesar da manifestação contrária do CEM/UFPR à escolha do sítio de despejo houve autorização para utilização, pelos órgãos ambientais.

No ano de 2000 surgiu a necessidade de aprofundar o canal de acesso à Antonina para -10 m, obra realizada entre 2001 e 2002, quando o material foi despejado tanto no retroporto como na área paralela ao canal, já utilizada anteriormente. Em 2004 detectou-se, através de levantamentos batimétricos, que uma dragagem de manutenção deveria ser realizada para manter a profundidade segura à navegação, fato que conduziu novamente à temática dos sítios de despejo, visto que o licenciamento das áreas submersas paralelas ao canal havia expirado, sendo consenso que a opção de despejo não era a mais adequada. Optou-se então por despejar os sedimentos dragados no retroporto dos TPPF, confinando-os e dando-lhe um caráter de reutilização (Soares *et al.*, 2004) sítio este que ainda vem sendo utilizado.

Em 2004 foi aprovada a Resolução CONAMA n° 344/04, que estabeleceu os níveis aceitáveis de metais pesados (Mercúrio, Cádmiio, Arsênio etc.), PCBs (Bifenilas Policloradas), entre outros elementos/produtos. Em 2004, durante o processo de

autorização de dragagem entre os TPPF e o Instituto Brasileiro para a Proteção do Meio Ambiente (IBAMA), foram diagnosticados contaminantes (principalmente arsênio, cádmio, mercúrio, níquel, zinco e PCBs) nos sedimentos a serem dragados no canal de acesso ao terminal portuário (Machado & Sá, 2006). Em face deste fato, surgiu a necessidade de se confinar o material no retroporto dos TPPF, visto que a dragagem seria custeada pelo terminal e não pela Autoridade Portuária, e que o despejo nas áreas legalmente autorizadas pelo IBAMA tornaria a dragagem extremamente onerosa.

Tendo em vista as futuras dragagens os TPPF efetuaram trabalho junto à empresa ASA visando a criação de ilhas artificiais na porção interna da baía de Paranaguá, através de simulações hidrodinâmicas, considerando principalmente zonas de baixa energia estuarina. Para os sedimentos dragados no setor entre Paranaguá e Antonina, uma solução seria a criação de ilhas artificiais (Soares, 2005).

#### **4.6. Batimetria da Área de Estudo**

No Complexo Estuarino de Paranaguá podem ser verificados variações abruptas de profundidades relativas as extensas áreas rasas (planícies inter-marés) e profundas (canais) (Figura 8).

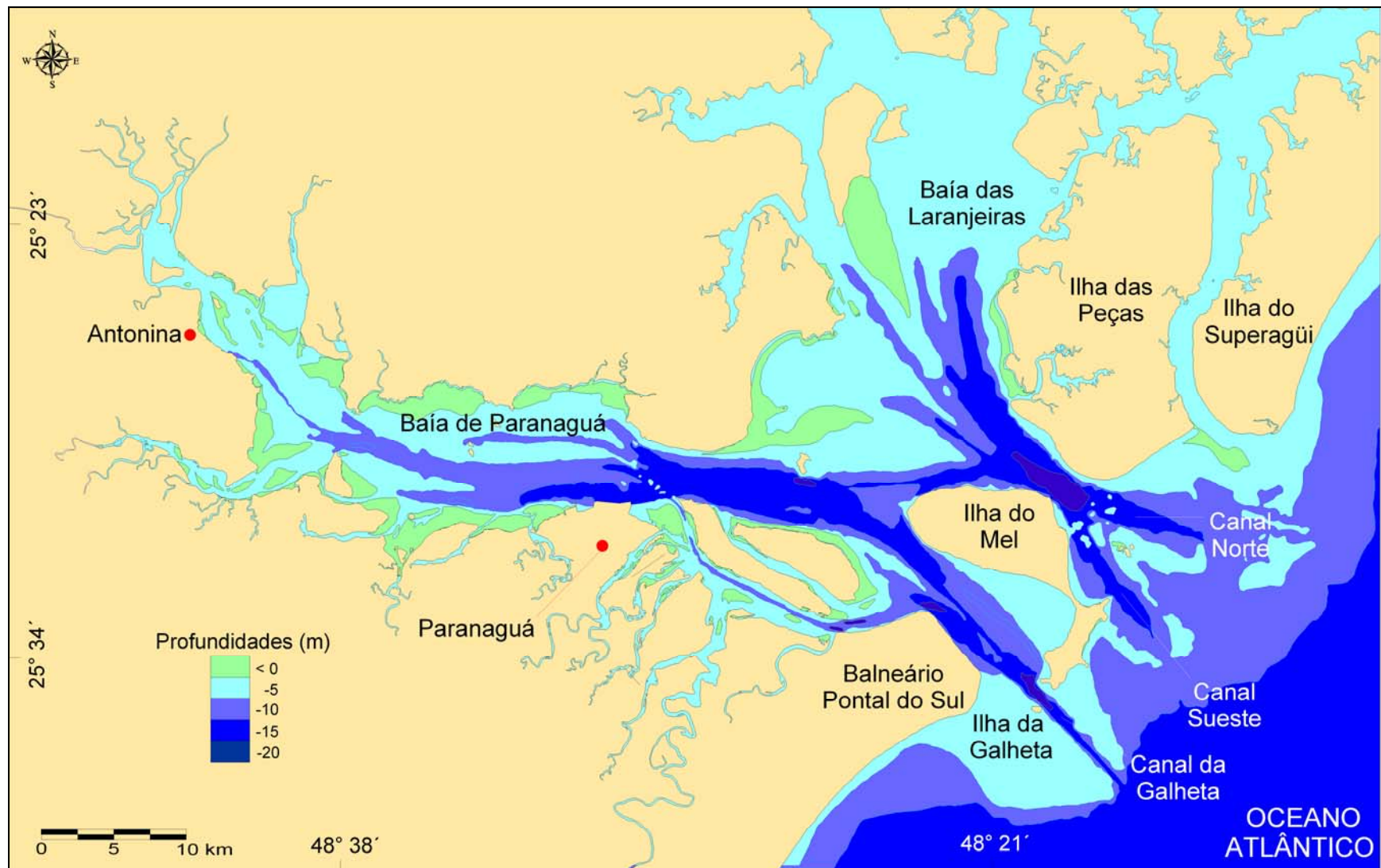
Ao menos duas vezes ao dia as áreas rasas estão sujeitas a exposição pela amplitude de variação das marés. Estes compartimentos batimétricos estão relacionados às margens do complexo em áreas de mangue, onde as profundidades verificadas variam entre as isóbatas 0 e -5 m.

Nos canais ocorrem as maiores profundidades do CEP, variando entre as isóbatas -5 e -20 m. Estas são áreas sujeitas a dragagem, de forma que as profundidades podem sofrer alterações. Ainda, por apresentarem maior profundidade, são setores propensos a rápidos processos de assoreamento (Lamour & Soares, 2007). Estes canais desenvolvem-se desde as porções

médias das baías de Paranaguá e das Laranjeiras. Estes canais avançam na direção da plataforma continental rasa em meio a barras de espraiamento, as quais constituem os deltas de maré vazante identificados por Angulo (1999). Segundo Angulo (1992) as barras localizadas na desembocadura sul ficaram expostas durante alguns períodos de tempo durante o início da década de 1980. Lamour *et al.* (2005) contataram que na desembocadura do canal do Superagüi (Figura 1) ocorre o mesmo fenômeno com uma barra de espraiamento que tende a fechar esta desembocadura.

Na Ponta do Poço e desembocaduras sul e norte do CEP ocorrem as maiores profundidades associadas às velocidades mais rápidas de correntes de maré (Marone *et al.*, 1997). Estas profundidades podem atingir 38 m no trecho entre a ilha do Mel e o balneário Pontal do Sul.

Na plataforma continental rasa a isóbata -10 m identifica os limites dos deltas de maré. Na desembocadura norte do CEP estão localizados os canais Norte e Sueste, denominados assim pela posição em relação à ilha das Palmas (Figura 7). No passado estes dois canais passaram por processo de dragagem, porém suas profundidades naturais variam em torno dos 10 m. Na desembocadura sul, o canal da Galheta é uma estrutura completamente construída por dragagens, que escavaram o banco da Galheta com profundidades originais de 5 m, para os atuais 13,5 m (Lamour *et al.*, 2007).



**Figura 8:** Mapa batimétrico do Complexo Estuarino de Paranaguá e porção adjacente a suas desembocaduras.

## 5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 5.1. Deltas de Maré

Deltas de maré vazante são construídos pelo acúmulo de sedimentos carregados pelas correntes de maré vazante e retrabalhados por ondas e correntes de deriva litorânea (Boothroyd, 1978). Segundo Hayes (1975), deltas de maré ocorrem em costas com regimes de micro a mesomaré (entre 0 - 2 m e 2 - 4 m, respectivamente), associados a entrada de estuários ou lagunas formadas por ilhas barreiras. Harris (1988) propôs que a ocorrência de deltas de maré depende mais do prisma de maré, da largura da desembocadura do estuário, das mudanças no nível relativo do mar, e do montante de sedimentos disponíveis, do que a amplitude de maré por si só. Hicks & Hume (1996) avaliaram os parâmetros que controlam o tamanho e a forma de um delta de maré vazante. Tais autores incluem na avaliação o valor do prisma de maré, que depende por sua vez, da área do estuário, da amplitude da maré, da área de seção e da profundidade média da desembocadura. Além do prisma de maré foram avaliados também a energia das ondas, a razão de declividade do litoral, o ângulo das correntes de vazante, a inclinação das praias, o diâmetro médio dos sedimentos e da quantidade de água doce na desembocadura.

Em deltas de maré vazante, há uma dominância das correntes de enchente nos canais marginais que separam o delta de maré vazante das praias, em ambos os lados da desembocadura. Estes canais podem representar vias de menor resistência para estas, que são confrontadas pela água que ainda está fluindo para fora do estuário, tardiamente no ciclo de maré (Trenhaile, 1997).

O tamanho da entrada do estuário em costas arenosas é relacionada a varios parâmetros hidrológicos e fisiográficos. A área de seção transversal da desembocadura é dada pela relação:

$$A = C T_p^n$$

onde **A** é a área da seção transversal da porção mais estreita e profunda da desembocadura de maré sob o nível médio do mar, **T<sub>p</sub>** é o prisma de maré diurno de sizígia, e **C** e **n** são constantes (O'Brien, 1969, *apud* Trenhaile, 1997). Embora a morfologia da desembocadura também seja influenciada por outros fatores, incluindo a duração das marés de enchente e vazante, descarga de água doce e transporte de sedimentos (Gao & Collins, 1994; *apud* Trenhaile, 1997), a relação área-prisma de maré da desembocadura tem sido utilizada para prever a resposta das desembocaduras às dragagens, modificações estruturais e sedimentação. Hume & Herdendorf (1993) constataram que o modelo A-T<sub>p</sub> é aplicável para vários tipos de estuários no norte da Nova Zelândia. Embora o expoente (n) seja similar para todos os tipos de estuários, diferenças nos valores de C sugerem que a relação individual A-T<sub>p</sub> representa melhor a maioria dos tipos de estuários, e pode, portanto, ser utilizada para caracterizá-los e classificá-los.

Nos modelos clássicos de Hayes (1975), o corpo aquoso desenvolve seu maior eixo paralelo à costa. Os complexos estuarinos do litoral paranaense apresentam eixo principal transversal à costa. Assim, na parte interna da desembocadura não existe configuração apropriada ao desenvolvimento dos deltas de maré enchente, pois as correntes de maré enchente e vazante circulam aproximadamente na mesma área, exceto quando existe um alargamento do corpo de água na parte interna da desembocadura, como na desembocadura sul da baía de Paranaguá (Angulo, 1999).

A desembocadura sul do CEP apresenta um "hemi-delta" definido por Angulo (1999) que posteriormente foi estudado por Araújo (2001), denominado de saco do Limoeiro. Segundo este autor este hemi-delta apresenta feições de delta de maré enchente. No litoral paranaense, podem ser classificados como deltas de maré vazante a entrada do Mar da Ararapira, a

desembocadura do canal do Superagüi, a desembocadura da baía de Guaratuba e a desembocadura do CEP (Angulo, 1992; 1999).

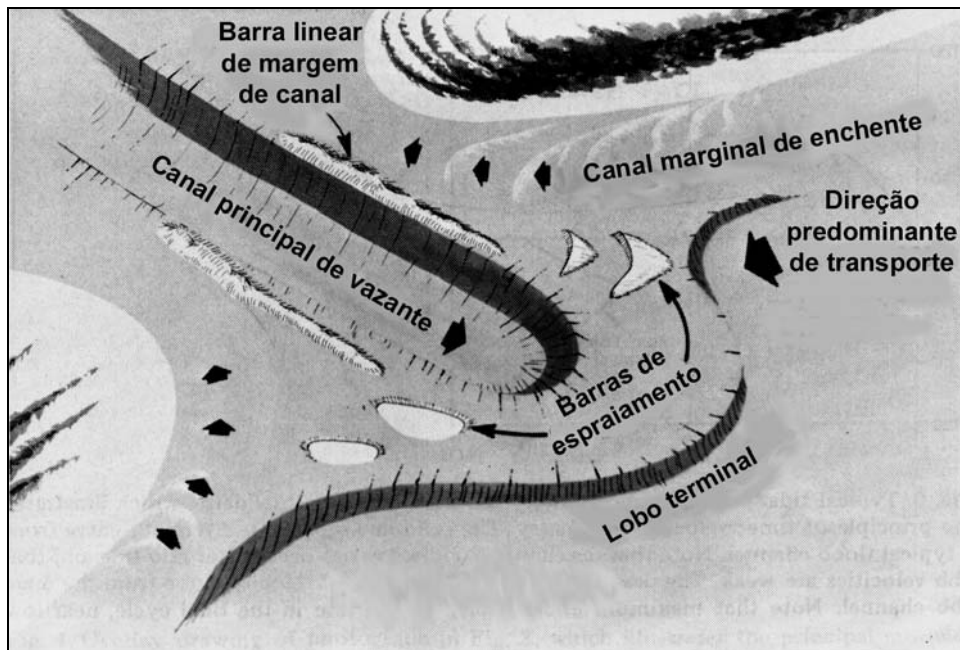
Descrito por Postma (1967, *apud* Hayes, 1980) o fenômeno chamado assimetria de velocidade das correntes de maré, e o fato da maioria das correntes de vazante ocorrer tardiamente nos ciclos de maré, próximo à baixa-mar, são de suma importância na formação e manutenção do delta de maré. Isto significa que na baixa-mar, como há inversão da direção das correntes, fortes fluxos ainda estão fluindo no sentido de jusante no canal principal de vazante. Como o nível da água sobe, as correntes de enchente procuram uma via com menor resistência nas imediações do delta. Isto cria uma segregação entre as correntes de enchente e vazante nos canais de maré (Hayes, 1980).

Os principais componentes de um delta de maré vazante, segundo Hayes (1980) são: a) canal principal de vazante (*main ebb channel*); b) barras lineares marginais (*channel margin linear bars*); c) lobo terminal (*terminal lobe*); d) plataforma de espraiamento (*swash plataform*); e) barras de espraiamento isoladas (*swash bars*) e f) canais marginais de enchente (*marginal flood channels*) (Figura 9). Já um modelo morfológico típico de delta de maré enchente é descrito pelo mesmo autor possui: a) rampa de enchente (*flood ramp*); b) canais de enchente (*flood channels*); c) escudo de vazante (*ebb shield*); d) esporões de vazante (*ebb spits*) e e) lobos de derramamento (*spillover lobes*) (Figura 10).

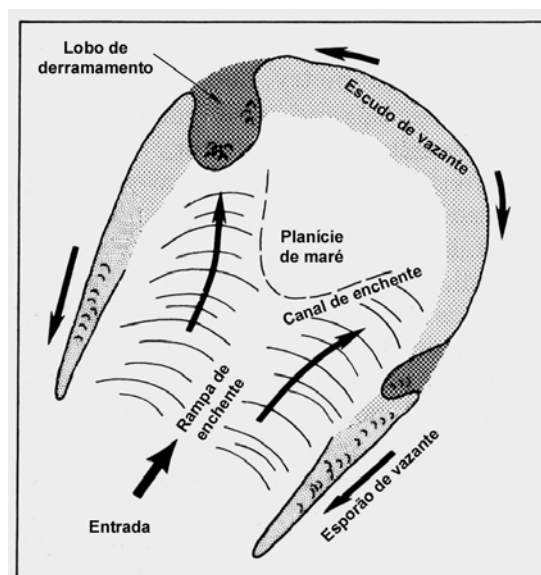
Segundo Angulo (1992, 1999) a desembocadura sul da baía de Paranaguá apresenta o maior delta de maré vazante do litoral paranaense. Angulo (1999) identificou na desembocadura sul do CEP o lobo terminal, as barras de espraiamento, o canal marginal de enchente, o canal principal de vazante, e a barra linear marginal ao canal e ainda identifica no saco do Limoeiro, a rampa de enchente, e o esporão de vazante (Figura 11). Na desembocadura norte é possível a identificação do lobo terminal, com dois canais principais de maré vazante



bifurcados, um a norte e outro a sul da ilha das Palmas denominados Norte e Sueste (Angulo, 1999).



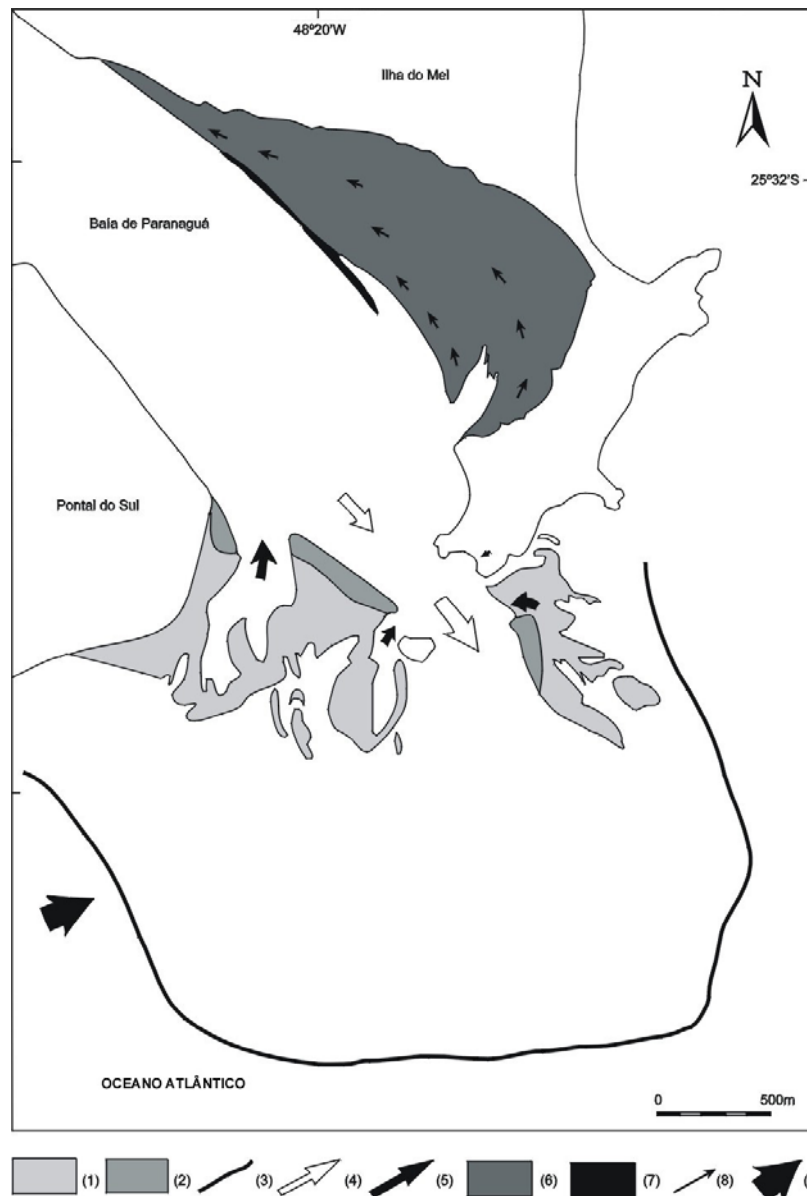
**Figura 9:** Modelo morfológico geral de delta de maré vazante em costas com mesomares com influência combinada de ondas e correntes (Hayes, 1980).



**Figura 10:** Modelo de delta de maré enchente de Hayes (1980).

Segundo Angulo (1999) analisou fotos aéreas do ano de 1980, e observou um complexo de barras em pontal encurvadas, ondas de areia (*sandwaves*) e dunas subaquosas, denominadas como "banco da Galheta". De acordo com o mesmo autor, algumas destas barras permaneceram emersas no período compreendido entre 1989

e 1992. Ainda segundo Angulo (1999), é possível notar nas fotografias aéreas de 1954, a presença de esporões arenosos crescendo para o interior do estuário entre o balneário Pontal do Sul e a ponta do Poço, mostrando a eficiência da corrente de deriva litorânea neste rumo.



**Figura 11:** Deltas de maré na desembocadura sul da baía de Paranaguá. Delta de maré vazante: (1) barras de espraiamento; (2) barra linear de margem de canal; (3) lobo terminal; (4) canal principal de vazante; e (5) canal marginal de enchente. Delta de maré enchente: (6) rampa de enchente; (7) esporão de vazante; (8) direção preferencial inferida, de migração de formas de fundo; e (9) direção inferida de deriva litorânea (Angulo, 1999).

## 5.2. Plataforma Continental

O padrão da sedimentação da margem continental é controlado por um pequeno número de fatores, os quais determinam o estilo dominante de preenchimento da bacia. Estes fatores são: a taxa de entrada de sedimentos continentais (**Q**); o tipo de aporte de sedimentos (**M**) (fluvial, estuarino, lagunar etc), o qual pode ser especificado pela distribuição ou pelo tamanho médio de grão; a taxa da variação de nível relativo do mar (**R**); e a taxa da dispersão dos sedimentos (**D**). O transporte de sedimentos varia através da plataforma com as variações da efetividade de transporte do fluido (**P**) (Swift & Thorne, 1991).

Durante períodos de tempestade, a superfície de fundo é agitada pelos movimentos orbitais de alta frequência das ondas que fluem ao longo da plataforma. O transporte de material particulado durante estes eventos é proporcional ao atrito (*shear stress*) causado no fundo, pela interação do campo de ondas orbitais com as correntes na plataforma (Grant & Madsen, 1979). A intensidade dos movimentos induzidos por onda no fluido diminui rapidamente das águas superficiais, com uma razão que depende do período das ondas.

Segundo Allen (1970), entender da dinâmica sedimentar da plataforma interna próxima à costa, em curtos intervalos de tempo, auxilia na compreensão dos mecanismos de sedimentação. Esta região foi descrita pelo mesmo autor como o limite energético do litoral (*littoral energy fence*). Ondas que afetam o fundo ou que quebram em costas oceânicas criam um atrito, o qual tende a dirigir a areia no sentido da costa. O aporte sedimentar costeiro fino (silte + argila) tem um arranjo mais complexo, motivado pela variedade de mecanismos hidráulicos que trabalham juntos para movimentar estes sedimentos finos no sentido do continente (Postma, 1967 *apud* Hayes, 1980). Os sedimentos podem ser exportados para a plataforma, através do limite energético do litoral, durante transgressões lentas, ou quando os sedimentos são transportados para a face litorânea

através do fluxo de maré vazante de uma desembocadura (Swift, 1976). Então estes sedimentos são transportados ao longo da costa, e costa afora pelas correntes de tempestade. Durante transgressões a face litorânea (*shoreface*) pode tornar-se uma fonte direta de sedimentos como consequência de erosão.

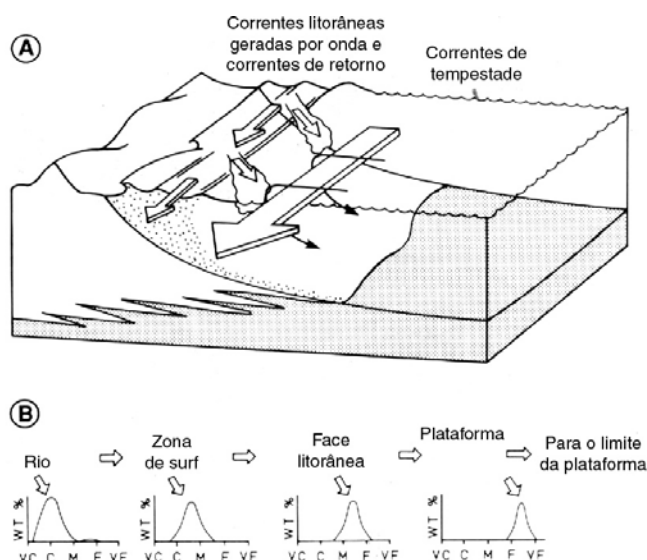
As configurações geomorfológicas de desembocaduras são reflexo direto dos valores relativos das variáveis geohistóricas **Q**, **M**, **D** e **R**. O aumento do aporte por rios associados a subida do nível relativo do mar podem reter estes sedimentos, ou dispersá-los pela ação dos processos costeiros. Esta condição pode ser expressa em termos de uma relação de suprimento/acomodação  $Q.M > R.D$ . Estas mesmas características de transporte de sedimentos podem ser observadas com condições de nível relativo do mar estável, rios com descarga menor de sedimentos em suas desembocaduras ( $Q.M < R.D$ ; Swift, 1976).

Os sedimentos depositados por estes processos nas barras das desembocaduras são rearranjados pelas correntes litorâneas geradas por ondas na zona de *surf*. Nesta zona de centenas de metros de largura, forças associadas ao arraste e arrebentação das ondas pode gerar fortes correntes ao longo da costa (Komar, 1983).

Os sedimentos são transportados pelas correntes litorâneas continuamente, embora a maior parte do transporte ocorra durante tempestades, quando o mecanismo de transporte costa afora (*offshore*) se torna operante. Durante tempestades as correntes geradas por onda interagem com a corrente principal de plataforma, transportando sedimentos costa afora. As correntes de retorno fluem para o oceano a partir da zona de *surf*, o que transporta grandes quantidades de sedimentos, da costa para as correntes de deriva longitudinal (Figura 12). O sedimento é deslocado obliquamente para a face litorânea através da superfície de fundo da plataforma (Swift et al., 1985). Se mais areia alcança as correntes litorâneas, responsáveis pelo transporte no assoalho da plataforma, então o

excedente de sedimentos é depositado na face litorânea, a qual conseqüentemente prograda (Niedoroda *et al.*, 1989).

Faces litorâneas localizadas entre estuários tendem a apresentar carência por sedimentos e não conseguem ser construídas mais rápido que as correntes de tempestade são capazes de erodir. Estas costas são submetidas a uma retração erosiva, e os sedimentos resultantes são deslocados para a superfície de fundo da plataforma, ou são transportados ao longo da costa, em zonas adjacentes ao estuário. Os sedimentos também são retirados do fluxo litorâneo longitudinal, para construir os deltas de maré criados pelas desembocaduras. Neste esquema, as barreiras servem como um estoque temporário de areia durante seu deslocamento pela costa.



**Figura 12:** Mecanismo de transporte de sedimentos na zona de *surf* em relação a passagem de tempestades (A); Diagramas esquemáticos da distribuição dos valores de diâmetro médio dos sedimentos transportados na zona costeira. **VC** - Muito grosso; **C** - Grosso; **M** - Médio; **F** - Fino, e **VF** - Muito fino (B) (Swift *et al*, 1985).

### 5.3. Dinâmica de Sedimentos

Segundo Liu & Hou (1997) dentre as principais funções das desembocaduras no sistema costeiro estão: (1) agir como duto de transporte para o interior do estuário, depositando sedimentos nos deltas de maré enchente, (2) nos bancos associados com os

canais da desembocadura (plataformas de espraiamento e nos deltas de maré vazante), e (3) em outros corpos de areia (barras marginais de canal e barras de espraiamento e esporões recurvados) como estoque temporário de sedimentos para o sistema costeiro. Os diferentes estoques apresentam um tempo variável de retorno dos sedimentos ao sistema litorâneo. O movimento e retenção de sedimentos de uma desembocadura específica determinam a capacidade de aprisionamento do sistema, o qual por sua vez determinará a estabilidade, morfologia e configuração da desembocadura (Liu & Hou, 1997).

A grande maioria dos estudos realizados em áreas de desembocadura está relacionada a sistemas ilhas barreira. Sendo assim, a aplicação de modelos conceituais (Hayes, 1975; Oertel, 1972; Fitzgerald, 1988; Kana *et al.*, 1999) sempre se torna uma adaptação dos originais. Esta adaptação é motivada pelas diferenças morfodinâmicas encontradas entre uma costa predominantemente arenosa, sem ancoragem por pontais rochosos a qual permite uma migração livre das desembocaduras. Enquanto que, no caso da desembocadura do CEP ocorrem estes pontais, fazendo com que a desembocadura tenha uma estabilidade maior que o primeiro exemplo. Esta estabilidade proporciona uma atuação maior dos processos costeiros sobre uma determinada área, criando assim uma circulação costeira particular. Muitos destes modelos estão associados a intervenção humana na costa, principalmente com a estabilização destas desembocaduras e costas, e também dragagem.

Segundo Elias & van der Spek (2006), na falta de um conjunto adequado de dados de longo prazo, diversas conclusões podem ser tiradas a respeito da dinâmica do sistema de desembocadura pela análise isolada da morfologia dos deltas de maré vazante, das desembocaduras (*inlets*) ou da bacia de deposição pela relação dinâmica entre eles. Segundo Fitzgerald *et al.* (2000), a assimetria nas velocidades de correntes nos canais de maré produz grande potencial de taxas de transporte.

Isto devido a proporcionalidade direta do transporte de fundo com a velocidade do fluxo de água.

Brunn & Garritsen (1959 *apud* Elias & van der Spek, 2006) foram os primeiros a reconhecer a importância da transposição de sedimentos (*bypassing*) nas desembocaduras, pela relação entre os canais e bancos dos deltas de maré. Esta transposição é responsável pelo movimento de sedimentos entre as praias de montante e jusante devido a corrente de deriva longitudinal. Estes autores ainda relacionaram a transposição sedimentar ao transporte longitudinal por ondas e as correntes de maré. Para razões altas, o transporte por ondas prevalece na periferia do delta de maré vazante. Com uma razão baixa o que prevalece é transporte de sedimentos pelos canais com migração destes canais e das barras de espraiamento.

Ainda podem ser estabelecidas relações quantitativas entre certas variáveis como o volume total do delta de maré vazante, a frequência de eventos climáticos, o volume transposto entre a costa e os bancos do delta de maré e o prisma de maré (Gaudiano & Kana, 2001).

As mudanças na costa em relação às da plataforma continental rasa são melhor reconhecidas em larga escala de tempo e espaço, onde padrões regionais podem ser considerados para o entendimento do sistema deposicional costeiro (Fenster & Dolan, 1994; Byrnes & Hiland, 1995). As mudanças no transporte dos sedimentos na área de desembocadura estão diretamente relacionadas à efetividade do prisma de maré (Kana, 1995; Gaudiano & Kana, 2001), bem como ao grau de exposição dos bancos arenosos na área da plataforma continental próxima (Gaudiano & Kana, 2001; Elias & van der Spek, 2006). O maior atrito das ondas com a superfície dos bancos aumenta a efetividade das correntes de deriva longitudinal, e o transporte na direção da desembocadura fica acentuado.

Segundo Gaudiano & Kana (2001) ocorrem eventos de transposição (*bypassing*) de bancos que compõem deltas de maré, sendo estes anexados à costa de jusante pelas correntes

longitudinais. A taxa desta migração depende do efeito de proteção contra as ondas formadas pelas barras de espraiamento, dos grandes deltas de maré vazante, diminuindo a velocidade de migração no costa adentro (*onshore*). Os bancos associados a grandes deltas de maré vazante começam a migrar costa afora (*offshore*), com grandes distâncias a serem percorridas antes de alcançar a face superior da costa. A energia das ondas é proporcional a sua altura e sua energia tem uma capacidade finita de transporte, assim uma barra grande requer uma energia maior para forçá-la costa adentro (*onshore*). Por estas razões grandes bancos demoram mais tempo para migrar costa adentro (*onshore*) que os de pequeno tamanho.

#### **5.4. Métodos de Análise de Transporte de Sedimentos**

Em geral, os padrões de tamanho de grão dos sedimentos superficiais representam uma resposta temporal (*time-averaged*) do substrato aos processos de transporte sobre uma escala de tempo de ao menos duas estações (Liu & Hou, 1997). Segundo estes mesmos autores, uma associação de grupos de tamanho de grão com feições topográficas, sugere relações morfo-texturais. A análise das tendências de transporte em áreas compostas por vários subambientes pode fornecer importantes pistas a respeito das inter-relações.

A distribuição granulométrica depende da forma como cada mecanismo de transporte seleciona os grãos e posteriormente os deposita. Os processos de erosão e deposição sedimentar envolvem diversas variáveis (clima, padrão de ondas, correntes de maré e intervenção humana), além das características da fonte e do sítio deposicional. Diversos autores mostram a importância das variações dos parâmetros granulométricos (diâmetro médio, grau de seleção e assimetria) ao longo do transporte sedimentar (Pettijohn *et al.*, 1972; McCave, 1978).

MacLaren (1981), estudando as diversas mudanças que podem ocorrer nas características dos sedimentos durante o



transporte, entre a área fonte e o local de deposição, argumenta que estas características são inerentes à fonte e dependentes dos processos sedimentares definidos pela deposição seletiva ou parcial dos diferentes tamanhos de grão em transporte, e pela deposição total do tamanho de grão em transporte. O mesmo autor usa na identificação dos padrões de transporte de sedimentos, a média granulométrica (diâmetro médio de grão), desvio padrão (inverso do grau de seleção) e assimetria das curvas granulométricas dos sedimentos. Nesse trabalho o autor ainda ressalta que para a interpretação relativa das mudanças deve ser considerado que: i) O depósito é produto de uma única fonte; ii) A probabilidade dos processos de transporte mover grãos finos (leves) é maior que a de mover grãos grossos (pesados), e iii) Que a probabilidade dos grãos grossos serem depositados a partir do sedimento em transporte é maior do que a dos grãos finos. Este autor avalia duas possibilidades de tendências para o transporte. Caso 1: o depósito será mais fino, melhor selecionado e com assimetria mais negativa que a fonte e no caso 2: o depósito será mais grosso, melhor selecionado e com assimetria mais positiva que a fonte. Ambos os casos indicam que a energia diminui no sentido do transporte, porém o caso 1 representa baixa transferência de energia, enquanto o caso 2 representa alta transferência de energia. Em contraponto, o Caso 1 também pode indicar que ocorre aumento de energia na direção do transporte, uma vez que depósitos finos de jusante podem apresentar coesão entre as partículas sedimentares, o que dificulta a ressuspensão e transporte. Segundo o mesmo autor, o papel da assimetria na identificação dos ambientes deposicionais tem caráter discutível, pois esta depende fortemente de uma única população amostral. Isto é, que tenha ocorrido apenas um evento deposicional, e que a amostra seja representativa da distribuição granulométrica.

MacLaren & Bowles (1985) testaram o modelo dedutivo apresentado por MacLaren (1981), de forma a demonstrar as

mudanças que ocorrem nas características granulométricas ao longo do transporte em diversos ambientes. Neste trabalho foi demonstrado que se erodido, o sedimento apresenta um novo arranjo de acordo com a probabilidade de transferência granulométrica entre a fonte e o sedimento em transporte, chamada por estes autores de "coeficiente de transferência". Consideraram ainda que as características granulométricas mudam progressiva ou continuamente da fonte para o depósito sedimentar. Pode ser observado neste trabalho que o tipo de transporte não é função única do tamanho de grão, mas também da interação entre os diferentes tamanhos de grão presentes na amostra.

Importante notar que nestes dois trabalhos as avaliações foram feitas para diferentes ambientes sedimentares (praia, duna, rio, lago, plataforma etc).

Gao & Collins (1991) consideram algumas correções nos modelos de transporte gerados por McLaren (1981) e McLaren & Bowles (1985). Nestas considerações, estes autores concluem que ocorrem incertezas quanto às distâncias de comparação entre as amostras, como também avaliam a validade do "coeficiente de transferência" na determinação da direção de transporte. Segundo estes mesmos autores, os resultados obtidos sobre a geração de vetores de transporte podem ser influenciados pelos procedimentos de amostragem, pela hidrodinâmica local e pela razão de deposição sedimentar. Ainda foi levantada a necessidade de redução do "ruído" gerado entre as comparações sucessivas dos parâmetros granulométricos entre diferentes pontos de amostragem, para a obtenção de um padrão de transporte mais coerente.

Gao & Collins (1992) aplicaram as tendências de transporte em Yangpu Harbour e identificaram que os principais mecanismos que causam as mudanças nos parâmetros granulométricos são: a abrasão, o transporte seletivo e a mistura. Ressaltaram ainda que um único destes fatores, ou uma composição deles resulta em diferentes padrões de mudança.

Para a análise do padrão de deslocamento é importante determinar qual o fator a ser considerado (Gao & Collins, 1992). A comparação entre pontos de amostragem que compõem uma malha depende da determinação de uma distância entre as amostras, para a comparação dos parâmetros granulométricos, e a partir disto, gerar vetores adimensionais entre elas. Durante este processo pode ser produzido um "ruído" pela superposição de tendências que não representam o padrão natural. A sugestão destes mesmos autores para a redução da ambigüidade entre os vetores de transporte é a aplicação de um "filtro" pela obtenção de uma média entre eles, para cada ponto amostral, respeitando a distância representativa de comparação. Posteriormente é aplicado, sobre os resultados de média, um teste de significância para avaliação da validade dos vetores gerados a partir das médias em relação as vias de transporte.

Gao & Collins (1992) observam que a uma profundidade de amostragem pequena (5 a 10 cm de profundidade no sedimento) o padrão de transporte revelado é atual. Uma malha muito densa de amostragem, com pequenos intervalos entre as amostras ( $\Delta_x$  e  $\Delta_y$ ) pode invalidar o padrão de deslocamento sedimentar obtido pelos vetores. Por outro lado, a amostragem não pode ter intervalos demasiadamente grandes, pelo fato dos parâmetros granulométricos serem ambientalmente "sensitivos".

Mediante as observações feitas por Gao & Collins (1992) quatro *tendências* de transporte sedimentar são associados às direções de transporte:

- **Tipo 1:** MF, MS, - (mais fino, melhor selecionado e assimetria mais negativa);
- **Tipo 2:** MG, MS, + (mais grosso, melhor selecionado e assimetria mais positiva);
- **Tipo 3:** MG, MS, - (mais grosso, melhor selecionado e assimetria mais negativa), e
- **Tipo 4:** MF, MS, + (mais fino, melhor selecionado e assimetria mais positiva).

Le Roux (1994a) argumentou que o modelo aplicado por Gao & Collins (1992), para obtenção de vetores de transporte na área de Yangpu Harbour, não apresenta resultados aplicáveis por só considerar dois pontos amostrais, e que em alguns casos estes dois pontos não estão co-relacionados. Para este autor é de suma importância que sejam considerados um maior número de amostras vizinhas, de forma a aumentar a confiança os resultados obtidos pelas comparações entre os parâmetros granulométricos.

Gao *et al.* (1994) observaram que dependendo da densidade amostral, a influência do efeito de borda pode gerar diversos desvios nos vetores em decorrência da menor quantidade de comparações feitas entre os pontos amostrais que estão na borda da malha e os que estão no interior desta.

Le Roux (1994b) apresentou um modelo de geração de transporte a partir da análise de cinco amostras (uma central e quatro satélites) com distâncias diferentes entre si, as quais determinam pesos para os pontos amostrais satélites. Segundo Le Roux (1994c), tendências de transporte por definição não podem ser multi-direcionais, e se foram definidos pelo acréscimo ou decréscimo nos valores de certo parâmetro granulométrico ou uma combinação deles, este pode representar apenas o gradiente máximo. Segundo este mesmo autor, os parâmetros comparados possuem gradientes diferentes o que requer uma normalização entre os valores através da divisão do primeiro terço de cada um deles pela sua respectiva amplitude. Este procedimento gera um fator de conversão, o qual é multiplicado com a diferença entre o valor do parâmetro em qualquer estação amostral e o valor mais baixo do parâmetro específico para o grupo de estações. O método básico requer que a partir da estação central, as estações satélite estejam localizadas nas principais radiais ( $90^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $270^\circ$  e  $360^\circ$ ), a uma distância igual do centro. Assim, os parâmetros granulométricos podem ser substituídos por frequências

proporcionais das direções obtidas na análise convencional de vetores. Para permitir o uso desta técnica em uma distribuição irregular das estações amostrais, uma técnica trigonométrica é usada para determinar os valores correspondentes a estas localidades.

Gao *et al.* (1994) identificaram as possíveis *tendências* granulométricas usando (1) média granulométrica; (2) média granulométrica e coeficiente de seleção, e (3) média granulométrica, coeficiente de seleção e assimetria. As tendências definidas na Tabela 4 foram comparados aos padrões encontrados através da análise de registros de sonar de varredura lateral e correntes de maré. Identificaram então que as tendências com coeficiente de seleção decrescente podem ser associadas ao transporte sedimentar. Estes mesmos autores, analisando um depósito arenoso localizado na plataforma continental da Bélgica concluíram que a associação dos casos III-1 e III-2 constituem uma resposta mais aceitável do que os demais padrões pré-estabelecidos.

A comparação entre as características granulométricas de cada amostra e sua vizinha, bem como a geração dos vetores e ainda, a filtragem do ruído gerado por vetores não representativos, pode ser feito através de um programa Fortran designado GSTA (*Grain Size Trend Analysis*), apresentado por Gao (1996).

Le Roux (1997) destaca a importância da relação entre esfericidade das partículas e o limite crítico de transporte ( $U^*$ ). Este autor avalia que na análise granulométrica o procedimento de pipetagem considera que as partículas são perfeitamente esféricas, e a avaliação é feita sobre a velocidade de decantação, e não sobre a forma específica de cada partícula. No processo de peneiramento, ocorrem diferenças nas dimensões dos eixos que caracterizam a forma das partículas, o que influencia diretamente no processo de transporte sedimentar.

Pedrerros *et al.* (1996), trabalhando em uma área entre marés, utilizaram a técnica descrita por Gao & Collins (1992) para a determinação dos vetores de transporte. Nesta ocasião, fizeram outras análises (topografia, traçadores fluorescentes, medidas de ondas e correntes). Concluíram que a associação destas técnicas validou o método proposto por Gao & Collins (1992) e confirmaram que é efetivo na análise de ambientes entre marés.

**Tabela 4:** Tipos possíveis de tendências granulométricos, usando três parâmetros granulométricos (Gao *et al.*, 1994). Onde  $\mu$  representa diâmetro médio,  $\sigma$  representa coeficiente de seleção e  $Sk$  representa assimetria em unidade Phi.

Grupo	Caso	Definição
I	I-1	$\sigma_A \geq \sigma_B$
	I-2	$\sigma_A \leq \sigma_B$
II	II-1	$\mu_A \geq \mu_B, \sigma_A \geq \sigma_B$
	II-2	$\mu_A \leq \mu_B, \sigma_A \geq \sigma_B$
	II-3	$\mu_A \geq \mu_B, \sigma_A \leq \sigma_B$
	II-4	$\mu_A \leq \mu_B, \sigma_A \leq \sigma_B$
III	III-1	$\mu_A \geq \mu_B, \sigma_A \geq \sigma_B, Sk_A \leq Sk_B$
	III-2	$\mu_A \leq \mu_B, \sigma_A \geq \sigma_B, Sk_A \geq Sk_B$
	III-3	$\mu_A \geq \mu_B, \sigma_A \geq \sigma_B, Sk_A \geq Sk_B$
	III-4	$\mu_A \leq \mu_B, \sigma_A \geq \sigma_B, Sk_A \leq Sk_B$
	III-5	$\mu_A \geq \mu_B, \sigma_A \leq \sigma_B, Sk_A \leq Sk_B$
	III-6	$\mu_A \leq \mu_B, \sigma_A \leq \sigma_B, Sk_A \geq Sk_B$
	III-8	$\mu_A \geq \mu_B, \sigma_A \leq \sigma_B, Sk_A \geq Sk_B$
	III-9	$\mu_A \leq \mu_B, \sigma_A \leq \sigma_B, Sk_A \leq Sk_B$

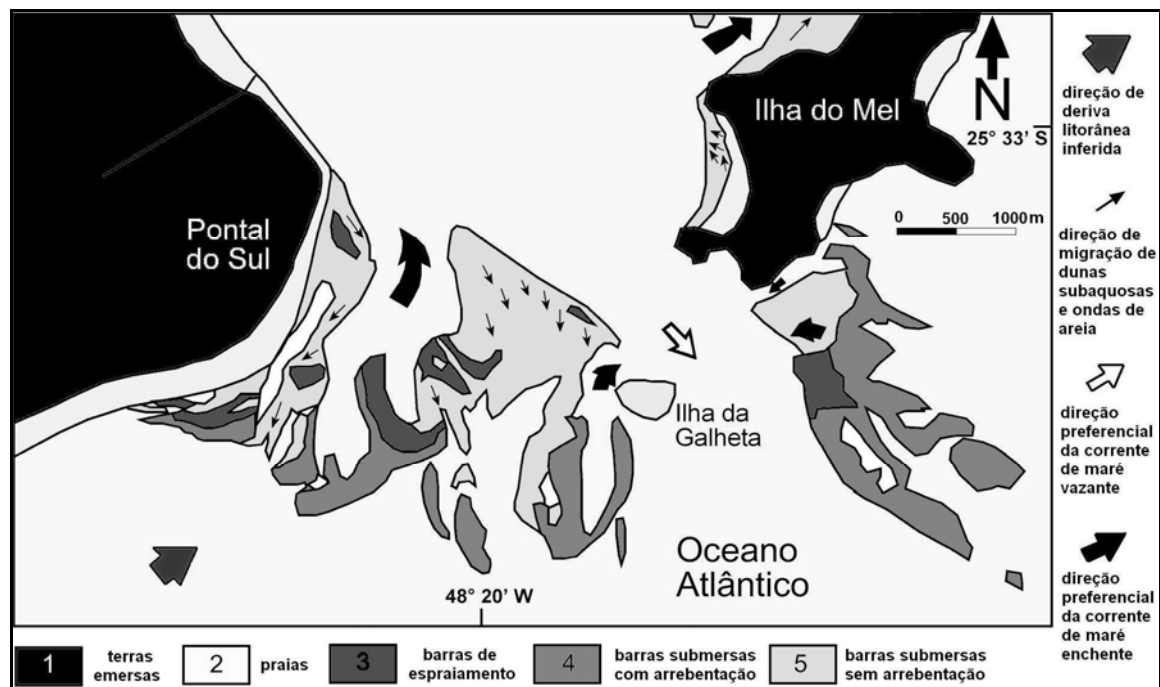
Chang *et al.* (2001) apresentaram o GSTAST (*Grain-Size Trend Analysis with Significant Test*) que combina o algoritmo proposto por Gao (1996) e um teste de significância no comprimento dos vetores de transporte em cada estação amostral.

Le Roux *et al.* (2002) apresentaram o TRANSVEC, um *software* baseado no método de Le Roux (1994b) que utiliza a plataforma EXCEL-VBA, o qual proporciona várias opções para adaptar os vetores às condições locais. Estes mesmos autores aplicaram o TRANSVEC em uma área de porto e concluíram que na análise devem ser considerados ao menos quatro tipos de tendências e não apenas uma. Desta forma, deve ser assumida a única tendência que melhor descrever as condições naturais da área de estudo.

Cheng *et al.* (2004) utilizando o GSTA para obtenção de vetores de tendência de transporte, fizeram uma Análise de

Componentes Principais (PCA) com o intuito de avaliar a correlação espacial entre tamanho de grão, coeficiente de seleção e assimetria. Os grãos mais grossos estão associados à assimetria alta, e grãos mais finos associados a assimetria mais baixa. Ainda, comparações feitas entre malhas de amostragem distintas sugerem que uma malha regular é melhor para o GSTA, porque isto elimina erros causados pela escolha da distância característica. Segundo estes mesmos autores, a utilização do GSTA requer a avaliação das componentes hidráulicas e de outras informações sedimentológicas para a determinação da principal via de transporte de sedimentos.

Angulo (1999) utilizando fotos aéreas de 1980, identificou a migração de dunas e ondas de areia nas áreas rasas da desembocadura sul do CEP (Figura 13).



**Figura 13:** Configuração das áreas rasas na desembocadura sul do CEP (Angulo, 1999).

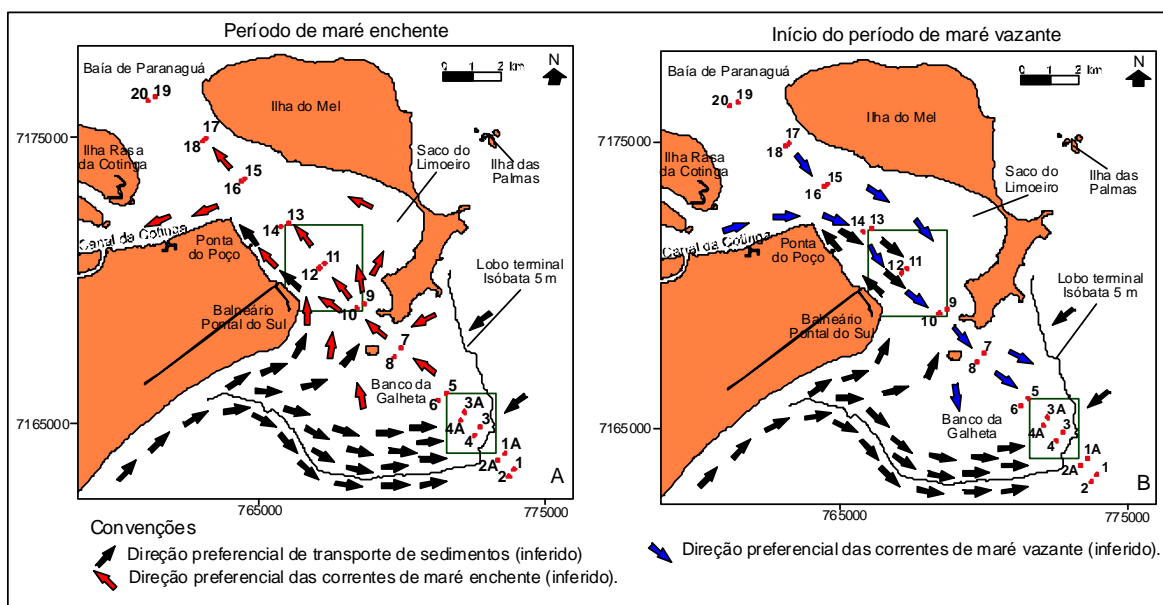
**Quadro 1:** Sumário dos métodos de geração de vetores de transporte baseados nas *tendências* granulométricas.

Autor	Formulação	Resultado
<p><b>McLaren &amp; Bowles (1985)</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Modelo de tendência de uma direção</li> <li>• Duas tendências granulométricas são relacionados ao transporte sedimentar</li> <li>• Vetores de transporte derivados pela comparação dos parâmetros granulométricos de todos os pares possíveis de amostras localizados em uma linha amostral, guardadas as distâncias entre elas</li> <li>• Uso de teste de significância (<i>Z-score</i>) para determinação da direção preferencial de transporte</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Direção de transporte ao longo de linhas de amostragem</li> <li>• Informações a respeito da energia do regime de transporte</li> </ul>
<p><b>Gao &amp; Collins (1992)</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Modelo de tendência bi-dimensional</li> <li>• Quatro vetores de <i>tendência</i> granulométricos associados à direção de transporte</li> <li>• Parâmetros granulométricos das amostras dentro de um espaçamento amostral máximo, comparados para produzir malha de vetores adimensionais</li> <li>• Somente duas amostras comparadas de cada vez</li> <li>• A aplicação de filtro semi-quantitativo e teste estatístico de significância produz padrão residual representando os caminhos de transporte sedimentar</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Malha de vetores de transporte adimensional</li> <li>• Depocentros identificados pela convergência dos vetores de transporte</li> </ul>
<p><b>Le Roux (1994a, b)</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Modelos bi-dimensional baseado na análise convencional de vetores</li> <li>• Mesmos quatro tendências granulométricos definidos por Gao &amp; Collins ou uma combinação deles</li> <li>• Transporte inferido a partir de amplas frentes unidirecionais, ao invés de comparações ponto-a-ponto com um máximo</li> <li>• Parâmetros granulométricos tratados integradamente, assumindo assim status igual</li> <li>• Vetores de transporte obtidos pela comparação de grupos de cinco estações vizinhas ao mesmo tempo</li> <li>• Padrões de transporte válidos determinados pelo teste não paramétrico de Watson</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Malha de vetores de transporte dimensionais</li> <li>• A magnitude dos vetores de transporte indicativa de condições de energia existentes, permitindo a identificação de depocentros</li> </ul>

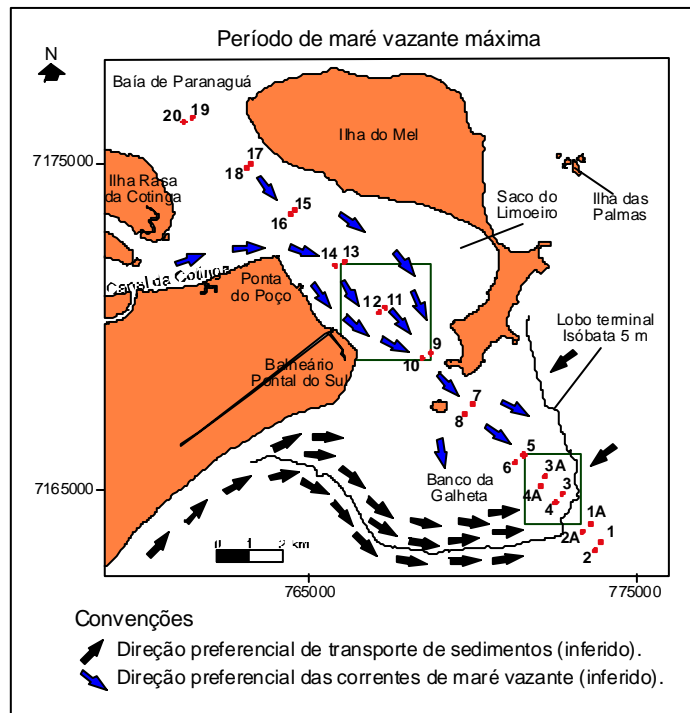


Veiga (2005) em pesquisa na adjacência da desembocadura sul do CEP comparou o modelo baseado na morfologia de fundo da área estudada por Angulo (1999; Figura 13) e Lamour (2000; Figuras 14 e 15) com os vetores de transporte obtidos (Figuras 16, 17 e 18).

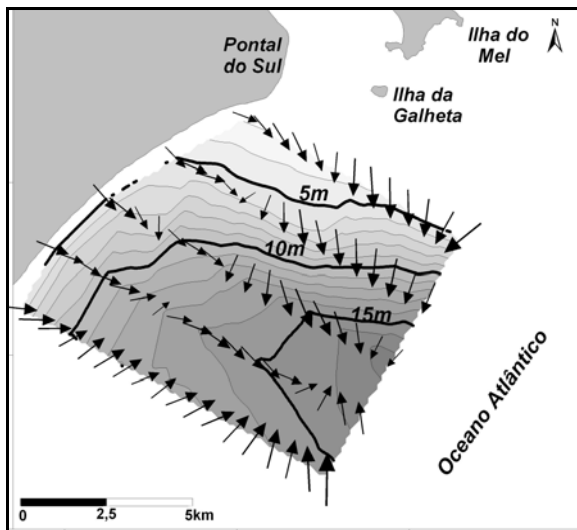
Este autor constatou que o modelo que melhor descreveu o deslocamento de sedimentos é o obtido a partir do GSTAST. Entretanto uma ressalva deve ser tomada. A comparação entre os modelos de vetores de transporte baseados nos parâmetros granulométricos e os modelos baseados na forma de fundo e da costa não se referem a mesma área, e sim áreas adjacentes. Neste caso, os resultados obtidos podem não coincidir com os modelos preexistentes devido a ausência de dados a norte da área.



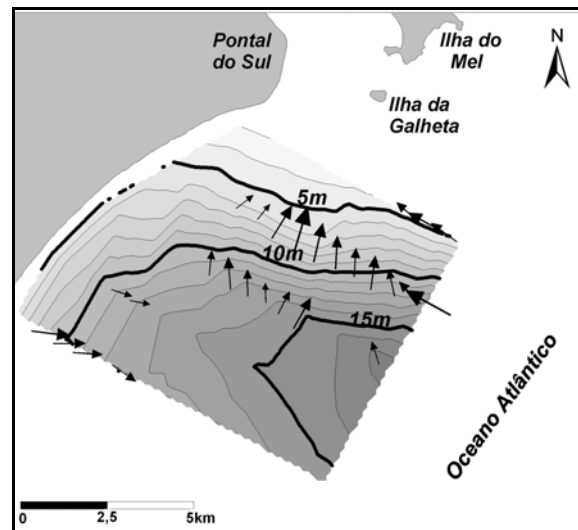
**Figura 14:** Modelos de vetores dimensionais de transporte de sedimentos, (A) período de maré enchente e (B) início do período de maré vazante na desembocadura do CEP. As setas coloridas indicam a direção preferencial de transporte de sedimentos inferidos (em preto), direção preferencial das correntes de maré enchente (vermelho) e direção preferencial das correntes de maré vazante (azul) (Lamour, 2000).



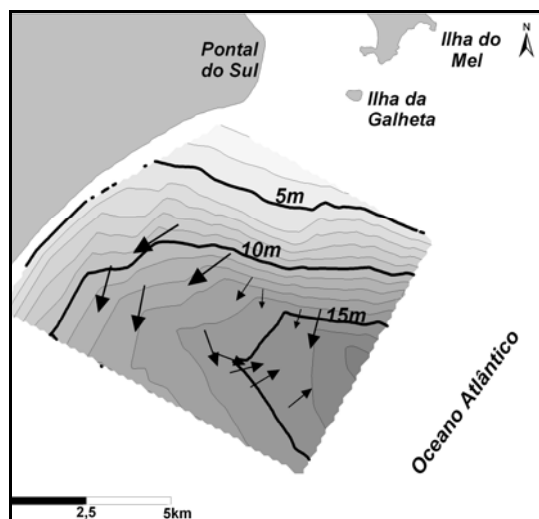
**Figura 15:** Modelos de vetores dimensionais de transporte de sedimentos, para um período de maré vazante máxima na desembocadura do CEP. As setas coloridas indicam a direção preferencial de transporte de sedimentos inferidos (em preto) e direção preferencial das correntes de maré vazante (azul) (Lamour, 2000).



**Figura 16:** Vetores de transporte de sedimentos gerados pelo programa GSTA para a porção sul da desembocadura do CEP (Veiga et al., 2005).



**Figura 17:** Vetores de transporte de sedimentos gerados pelo programa GSTAST para a porção sul da desembocadura do CEP (Veiga et al., 2005).



**Figura 18:** Vetores de transporte de sedimentos gerados pelo programa TRANSVEC para a porção sul da desembocadura do CEP (Veiga *et al.*, 2005).

### 5.5. Formas de Fundo

Formas de fundo são abundantes em estuários dominados por marés (Dalrymple *et al.*, 1990), onde são amplamente distribuídas em barras alongadas, perpendiculares ao sentido das correntes. São abundantes também em desembocaduras dominadas por ondas e estuários de planície costeira. Desembocaduras de estuários abertas apresentam ondas de areia desenvolvidas nas áreas onde os deltas de maré enchente ocorrem (Dalrymple & Rhodes, 1995).

Segundo Dalrymple *et al.* (1990), em termos gerais, ondas de areia podem se formar em depósitos de qualquer granulação mais grossa que 0,13 mm (2,9 Phi; próximo ao limite mínimo da areia fina). A mínima velocidade de corrente na qual as ondas de areia ocorrem depende da profundidade e do tamanho de grão, mas é tipicamente de 50 cm/s, aumentando com a profundidade e o tamanho de grão.

Para diâmetros de grão maiores que 0,8 mm ( $\emptyset$  0,25; próximo ao limite superior da areia grossa), pequenas ondas não ocorrem. No início do transporte sedimentar, estruturas plano-paralelas são formadas, passando diretamente para grandes formas onduladas. As formas de fundo não se desenvolvem em



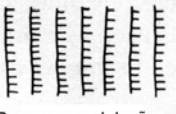
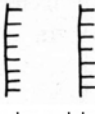
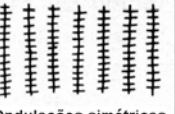
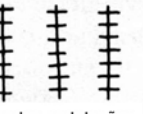
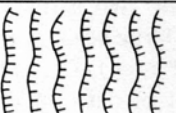

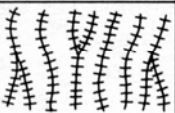
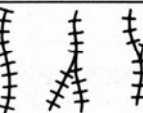
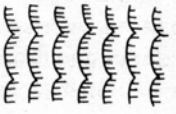

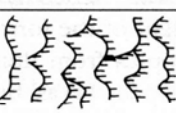
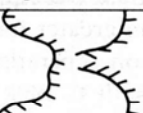
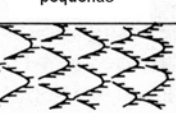
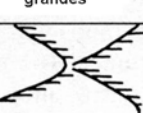
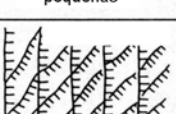
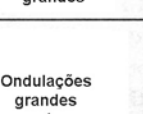


sedimentos finos menores que 0,15 mm ( $\phi$  2,75; areia fina; Fritz & Moore, 1988).

A geração de uma forma de fundo dá-se através da presença de uma imperfeição do fundo, que causa perturbação no fluxo. A diminuição da razão de transporte à jusante causa deposição e a geração de uma segunda imperfeição. A partir deste ponto o processo se repete, gerando um campo de dunas (Dalrymple & Rhodes, 1995).

Segundo Fritz & Moore (1988) três características principais definem as ondulações: perfil longitudinal, forma plana e tamanho (Figura 19). Assim, podem ser simétricas ou assimétricas, com cristas retilíneas, sinuosas, cuspidadas, lunadas, linguóides e romboidais. Se houver a formação de mais de uma ondulação o termo cruzada ou de interferência é usado.

Estes mesmos autores, Allen (1970) e Costello & Southard (1981) discutem a dificuldade de determinação do que é pequeno e do que é grande na classificação e denominação das formas de fundo, e ainda reconhecem que por este motivo a classificação é inconsistente. O termo megaondulação (*megaripple*) pode ser utilizado como sinônimo de ondulações grandes. Ainda, os termos duna ou duna 3D para formas linguóides ou lunadas de grande porte, enquanto que onda de areia (*sandwave*) pode ser sinônimo de formas assimétricas, muito grandes com crista retilínea.

Fritz & Moore (1988) propuseram uma simplificação para a classificação de formas de fundo. Onde ondulações de pequeno porte são usadas para ondulações com espaçamentos menores que 60 cm e alturas menores que 5 cm. Formas com espaçamento e altura maiores são denominadas de ondulações grandes. A crista é usada como modificador de denominação. O termo duna (*dune*) é restrito a ondulações grandes lunadas ou linguóides assimétricas, com altura de vários decímetros e espaçamento de alguns metros ou mais. O termo onda de areia (*sandwave*) é usado para grandes ondulações, com crista retilínea com altura em metros e comprimento de ondas de dezenas de metros ou mais.

		Perfil da ondulação							
		Assimétrica		Simétrica					
Forma da crista									
		Pequena escala	Grande escala	Pequena escala	Grande escala				
Forma da crista	Reta (linear)								
		Pequenas ondulações retilíneas	Grandes ondulações retilíneas	Ondulações simétricas retilíneas	Grandes ondulações simétricas retilíneas				
Forma da crista	Sinuosa (ondulatória)								
		Ondulações sinuosas pequenas	Ondulações sinuosos grandes	Ondulações simétricas pequenas	Ondulações simétricas sinuosas grandes				
Forma da crista	Cuspidado (lunada)			X					
		Ondulações cuspidadas pequenas	Ondulações lunadas grandes						
Forma da crista	Linguóide					X			
		Ondulações linguóides pequenas	Ondulações linguóides grandes						
Forma da crista	Rombóide							X	
		Ondulações rombóides pequenas	Ondulações rombóides grandes						
Forma da crista	Cristas irregulares ou intersectadas			X					
		Ondulações de interface	Ondulações grandes complexas						
									
						Ondulações simétricas de interferência (hummockys pequenos)	Hummockys		

**Figura 19:** Classificação de marcas onduladas pela forma (Fritz & Moore, 1988).

Ashley (1990), baseado no trabalho de Fritz & Moore (1988) propõem uma classificação descritiva (Tabela 5). Em uma primeira ordem de classificação são utilizados o tamanho (pequeno, médio, grande e muito grande) e a forma (bidimensionais e tridimensionais) da feição de fundo. Allen (1980, 1982; *apud* Dalrymple & Rhodes, 1995) argumentaram que formas de fundo de grande porte são feições geradas por ondas, ou com correntes de maré substituindo o movimento oscilatório das ondas. Para distinguir estas feições daquelas geradas por fluxos unidirecionais, Allen (1980, 1982; *apud* Dalrymple &

Rhodes, 1995) defende o termo ondas de areia para formas de fundo grandes.

**Tabela 5:** Classificação descritiva de formas de leito (Ashley, 1990).

Tamanho	Característica	Pequena	Média	Grande	Muito Grande
	Espaçamento (m)		0,6 - 5	5 - 10	10 - 100
Altura (m)		0,05 - 0,25	0,25 - 0,5	0,5 - 3	>3
Forma	<b>Bidimensional</b> - crista relativamente bem marcada, faltando fosso de varredura*.				
	<b>Tridimensional</b> - de sinuosa à meia lua, com fosso de varredura*.				

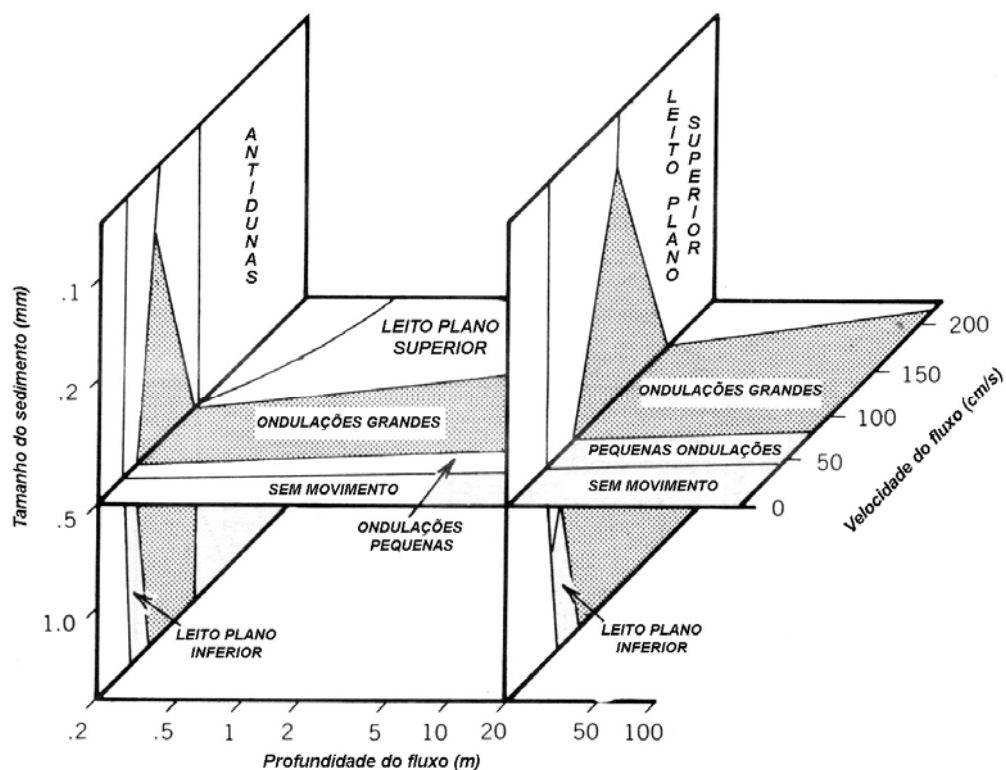
\* Depressões criadas pela sinuosidade da crista, intercaladas longitudinalmente, a qual fica unida à cava da feição de fundo.

Rubin & McCulloch (1980) combinaram as observações feitas para ondas de areia (grandes marcas onduladas) com outros dados de diversos autores e desenvolveram um diagrama que abrange a maior parte das situações no ambiente natural, onde a areia é transportada (Figura 20).

Estudos desenvolvidos por Boothroyd & Hubbard (1975; *apud* Hayes, 1980), indicam que o tipo da forma de fundo é regido por: (a) máximo das velocidades de correntes de enchente; (b) assimetria na velocidade (diferenças entre as velocidades máximas das correntes de enchente e vazante); e (c) duração de um fluxo em uma dada velocidade.

Uma série de conclusões pode ser tirada a partir das interações entre fluxo e a feição de fundo. Segundo Fritz & Moore (1988) regime de fluxo é um tipo particular de fluxo que molda o fundo em uma configuração específica, sendo controlado por três fatores: profundidade, velocidade de fluxo e tamanho de grão. Conforme Rubin & McCulloch (1980), a transição de ondas arenosas para acamamento plano-paralelo de regime de fluxo superior, é acompanhado pelo decréscimo da velocidade de cisalhamento, causada pelo decréscimo na rugosidade. Dalrymple & Rhodes (1995) sugerem que a diminuição da altura da duna em relação à diminuição da granulação dos sedimentos é feita pela relativa proporção de movimento de sedimentos, onde a altura da duna diminui com o aumento do material em suspensão.

Em muitos estuários o confinamento das correntes de maré pelos bancos do canal produz um fluxo retilíneo. Sendo assim, a maioria das cristas das ondas de areia (*sandwaves*) deve ser aproximadamente transversal às correntes de enchente e vazante, o mesmo pode ser dito em relação ao transporte residual. Entretanto, canais curvos, irregularidades da linha de costa e cristas de barras podem produzir situações específicas, onde o ângulo de divergência das correntes é menor que  $180^\circ$ . Neste caso, formas de fundo longitudinais ou oblíquas se formarão, e a exata orientação depende da razão de transporte (Dalrymple & Rhodes, 1995).



**Figura 20:** Diagrama tridimensional relacionando profundidade, velocidade de fluxo e tamanho de grão com os campos de regime de fluxo (Rubin & McCulloch, 1980).

## **6. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **6.1. Sedimentos de Fundo**

Neste trabalho foram utilizados dois conjuntos de amostras de sedimentos de fundo. Os dados podem ser divididos pelos anos de amostragem onde as coletadas entre 1995 (na porção externa do CEP na adjacência de sua desembocadura sul), e 1998 (no canal da Galheta) são denominadas aqui como preexistentes. O segundo conjunto de amostras foi coletado entre os anos de 2003 e 2004 na desembocadura norte e porção interna da plataforma continental próxima à desembocadura do CEP (profundidade > 20 m).

#### **6.1.1. Localização das amostras**

As coordenadas utilizadas neste trabalho estão na projeção UTM (*Universal Transversal de Mercator*) hemisfério sul, meridiano central  $-51^\circ$ , datum horizontal WGS-84. Por definição, datum horizontal é um ponto de coordenadas conhecidas (latitude e longitude geodésicas), um azimute de partida (conhecido) e os valores da componente do desvio da vertical conhecidos.

#### **6.1.2. Amostragem**

O planejamento das estações de amostragem para sedimentos de fundo foi feito com a carta náutica 1824 (DHN, 1995) em formato digital, onde foi criada uma malha aleatória de pontos e foram obtidas as suas respectivas coordenadas. Esta malha foi escolhida com o intuito de contemplar diferenças granulométricas entre áreas profundas (canais) e rasas (barras de espraiamento) da área de estudo, como também favorecer a aplicação dos métodos de obtenção dos vetores de tendência de



transporte sedimentar. A localização em campo destes pontos foi feita com o auxílio do Sistema de Posicionamento Global (GPS) aparelho modelo *eTrex* (Garmin). A malha amostral previu 117 estações de amostragem, porém foram coletadas 93 amostras, entre março e outubro de 2004, devido a ocorrência de diversas áreas rasas (bancos arenosos e afloramentos rochosos) que impossibilitam a navegação e, portanto a obtenção do número total de amostras planejadas.

Os sedimentos de fundo foram obtidos por uma draga busca-fundo tipo *Petite Ponar*. Amostrou-se aproximadamente 10 cm de espessura da camada superficial do substrato sedimentar, de onde aproximadamente 200 g de sedimentos foram posteriormente analisados em laboratório sedimentológico.

### **6.1.3. Análises granulométricas**

As amostras referentes ao ano de 2004 tiveram seus teores de umidade eliminados por secagem em estufa. Posteriormente, com uma massa aproximada de 50 gramas foi feita a quantificação da matéria orgânica contida por ataque de  $H_2O_2$  (30 volumes), com subsequente secagem e pesagem. A amostra foi desagregada com água destilada em agitador mecânico por 15 min, com adição de antifloculante (1 grama). As frações finas e grossas foram separadas por lavagem com água destilada em peneira com 0,062 mm de malha. O material que ficou retido na peneira foi posteriormente seco e passou por peneiramento, enquanto que as partículas que atravessaram a peneira seguiram para pipetagem (Zem *et al.*, 2005). O processo de pipetagem foi feito com intervalos de  $1 \phi$  ( $\phi$ ), ao passo que o processo de peneiramento com intervalos de  $\frac{1}{2} \phi$  ( $\phi$ ). A quantidade de carbonato de cálcio contido nos sedimentos foi calculada após medida de variação peso por ataque químico com HCl, em concentração de 10% (posteriormente lavado com água quente, secado e pesado).

As amostras preexistentes foram secas em estufa à temperatura de 60°C e pesadas posteriormente. A eliminação das frações finas (siltes e argilas) foi feita por elutriação, sendo então novamente secadas e pesadas para a determinação da porcentagem de finos contidos nos sedimentos. Massas aleatórias iniciais de 50 gramas foram peneiradas mecanicamente em *rot-up* por aproximadamente 15 minutos. As peneiras utilizadas para tal tarefa tiveram o intervalo de 0,5 Ø, desde 4 Ø até -1,5 Ø (0,062 mm até 4 mm, respectivamente). As frações separadas em cada peneira foram pesadas em balança de precisão de 3 casas após a vírgula.

Aproximadamente 10 gramas de sedimento foram retirados da amostra original para quantificação de carbonato de cálcio. Neste processo o sedimento foi secado em estufa, colocado em um béquer e pesado. Em seguida adicionou-se ácido clorídrico com 10% de concentração, reagindo (diluindo) por aproximadamente 15 minutos. O ácido foi removido com água quente ( $\cong 90^{\circ}\text{C}$ ) e a amostra submetida à nova secagem. Pesou-se novamente o recipiente com o sedimento e, pela diferença de massas, obteve-se a quantidade média de carbonato presente na amostra.

As amostras preexistentes apresentaram caráter predominantemente arenoso, contendo porcentagens abaixo de 5% de frações finas (siltes e argila). Desta forma a pipetagem foi descartada para estas amostras.

Os métodos de análise granulométrica utilizados neste trabalho são semelhantes, entretanto diferem pela eliminação do processo de elutriação para retirada dos sedimentos finos da amostra conforme Suguio (1973). A utilização da elutriação implica em usar duas parcelas da mesma amostra, uma para o peneiramento e outra para a pipetagem. No processo descrito por Zem *et al.* (2005), sem elutriação, o processo completo de peneiramento e pipetagem é feito com uma mesma parcela da amostra, reduzindo um possível erro metodológico na análise granulométrica.

Apesar do hiato de tempo entre as duas amostragens optou-se por tratar as duas populações de amostras devido a dificuldade de amostragem na área. A desembocadura sul do CEP é uma área de difícil navegação, só possível em poucas oportunidades ao longo do ano com embarcação preparada para este tipo de ambiente. Sendo assim, os mapas de parâmetros granulométricos dos sedimentos de fundo, gerados a partir destas amostras, apresentam uma situação instantânea para cada uma das desembocaduras. Assim, as amostras na desembocadura sul foram coletadas entre os anos de 1995/98 e na plataforma continental rasa e desembocadura norte do CEP entre 2003/04.

#### **6.1.4. Parâmetros granulométricos**

Os pesos de cada uma das classes granulométricas, após pipetagem e peneiramento, foram analisados no *software* Sysgran 3.0, o qual calculou os parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, curtose, assimetria) pelo Método dos Momentos (Tanner, 1995). A escala granulométrica adotada foi a de Wentworth (1922).

#### **6.1.5. Mapas de distribuição granulométrica**

Na análise espacial da distribuição dos parâmetros granulométricos foram utilizados os resultados de análise granulométrica de 378 amostras (Figura 19). Os mapas foram gerados a partir de interpolação linear para diâmetro médio de grão, grau de seleção, assimetria, teores de carbonato de cálcio e teores de matéria orgânica dos sedimentos.

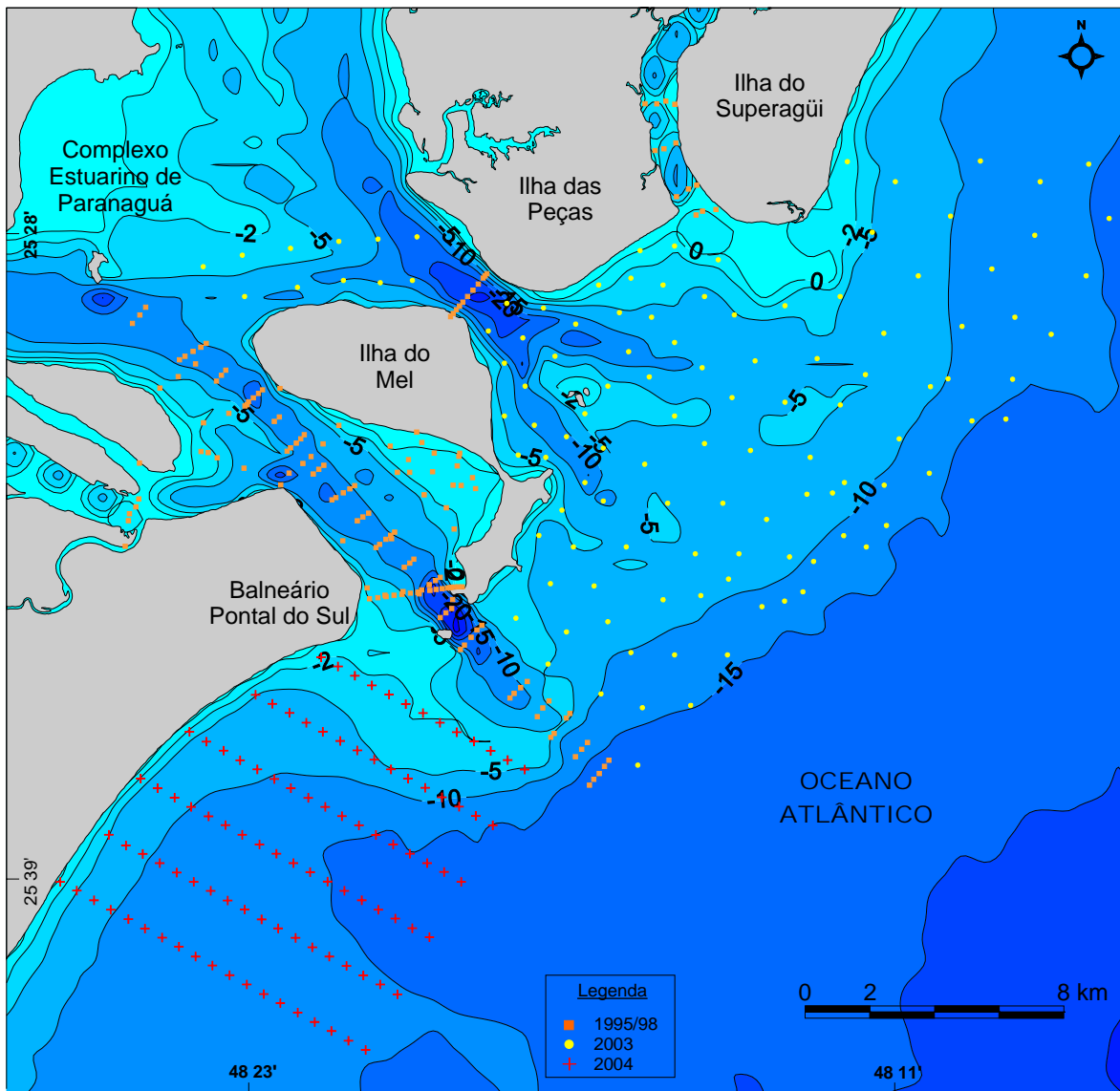
#### **6.1.6. Vetores de transporte**

Para a análise dos principais vetores de transporte sedimentar foram utilizados os resultados de análises granulométricas das 378 amostras, localizadas na plataforma continental adjacente às desembocaduras do CEP. Foram utilizados os resultados de 162 amostras pré-existentes, 100 amostras coletadas em 2003 no desenvolvimento deste trabalho na desembocadura norte do CEP e 116 coletadas por Veiga (2005), a sul da desembocadura (Figura 21).

Neste trabalho, foi considerado que os sedimentos de fundo da porção externa do CEP (desembocadura sul) e porção interna da plataforma rasa (desembocadura norte) são independentes quanto aos processos de transporte. A ilha do Mel é um promontório areno-rochoso que obstrui trocas de sedimentos entre estas duas áreas. Os métodos de geração de vetores de transporte não contemplam barreiras físicas. Portanto, a utilização de todas as amostras disponíveis na geração dos vetores de tendência de transporte ocasionaria uma interferência mútua entre duas populações de amostras não correlatas, influenciando nas direções dos vetores. Assim, as amostras da porção externa do CEP, na desembocadura sul, foram analisadas independentemente das localizadas na porção interna da plataforma rasa na desembocadura norte.

A análise foi feita com uso de três *softwares* os quais determinam a direção e magnitude de vetores de transporte sedimentar, considerando as relações entre as mudanças granulométricas. Estes *softwares* são denominados GSTA, GSTAST e TRANSVEC. Os dois primeiros baseados na linguagem FORTRAN e o terceiro baseado no *software* Excel.

O fator **A**, utilizado no GSTA é igual a 1, pois foi utilizado um sistema plano de coordenadas (UTM), com distância entre vizinhos de 2.500 m. Foram gerados 282 vetores de transporte dos 284 possíveis.



**Figura 21:** Distribuição dos pontos de amostragem dos sedimentos de fundo adjacente a desembocadura do CEP utilizados para a geração dos mapas de distribuição granulométrica e vetores de tendência de transporte sedimentar residual.

No método GSTAST foi utilizado um número de repetições empíricas de 1.000, distância característica ( $D_{cr}$ ) de 2.500 m, e como sugerido pelos autores foi utilizado o valor  $t$  de *student* igual a 1,645 (intervalo de confiança de 95%). Esta seqüência de configurações resultou em 40 vetores de 267 possíveis.

Com a utilização do TRANSVEC, o raio de procura foi fixado em três vezes a média da distância entre as estações, com peso para o cálculo estatístico de 33% para o diâmetro médio, 33% para o grau de seleção e 34% para o grau de assimetria da curva granulométrica dos sedimentos. Modificações foram feitas nestes

parâmetros, com o intuito de avaliar mudanças nas tendências de transporte, no entanto, não houve mudanças significativas no número de vetores gerados. Le Roux *et al.* (2002) recomenda que seja utilizada a tendência que melhor se adapta às condicionantes hidrodinâmicas e morfológicas da costa. Optou-se por utilizar a média de todas as quatro tendências, já que não houve mudança significativa entre as direções e magnitudes dos vetores criados. Assim foram gerados 123 vetores de transporte após a execução do teste de Watson, e 95 após a aplicação da ferramenta de suavização de vetores (*smooth vectors*).

## **6.2. Dados Batimétricos**

As profundidades foram tomadas a partir de quatro cartas náuticas que apresentam os dados batimétricos de 1868 e 1915 (Mouchez, 1868; Ministério da Marinha, 1930, respectivamente; *apud* Soares & Lana, 1994), 1945 (Ministério da Marinha, 1960) e 1995 (Noernberg *et al.*, 1997). Exceto no levantamento de 1995, a técnica empregada foi a digitalização das cartas (.tif) com posterior georreferenciamento e vetorização das imagens no ArcView 3.2 (ESRI). A partir desta base digital foram tomadas as coordenadas de cada ponto batimétrico bem como, as suas respectivas profundidades o que gerou uma planilha eletrônica (longitude, latitude e profundidade) para cada levantamento, as quais foram utilizadas na geração dos modelos digitais de terreno.

A precisão vertical é dependente do nível de redução de cada carta batimétrica. Segundo a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN, 2007), nível de redução é um plano de referência ao qual todas as profundidades cartografadas estão relacionadas. Segundo a Organização Hidrográfica Internacional, é definido como "um plano tão baixo que a maré, em condições normais, não fique abaixo dele". Do primeiro para o último levantamento (1868 - 1995) este nível de redução variou em 40 cm. Como não há um registro estabelecido pela autoridade

portuária, sobre os níveis de redução adotados em cada um destes levantamentos, essa diferença de profundidade foi desconsiderada apesar das prováveis diferenças nos cálculos de volume dos depósitos arenosos.

A precisão horizontal depende fundamentalmente das técnicas pelas quais as coordenadas foram determinadas e as imagens foram georreferenciadas. Estabelecer a precisão das coordenadas, principalmente dos levantamentos de 1868, 1915 e 1930 (anteriores ao advento do GPS), é praticamente impossível. A técnica adotada para reduzir as diferenças de precisão horizontal entre levantamentos foi o de repetir o processo de georreferenciamento das imagens de forma a sobrepor as principais feições das linhas de costa, como afloramentos rochosos, dos quatro levantamentos. Este procedimento propiciou uma precisão abaixo de uma dezena de metros. O levantamento de 1995 corresponde a uma composição de diversas cartas náuticas (1820, 1821, 1823 e 1824).

Posteriormente, com base nas planilhas geradas foram criados Modelos Digitais de Terreno (MDT), possibilitando o cálculo de volume dos depósitos arenosos para cada levantamento batimétrico, os quais foram comparados entre si para a obtenção das diferenças volumétricas ao longo do tempo.

### **6.3. Contornos das Áreas Rasas**

Os limites das áreas rasas foram efetuados a partir de seis imagens do sensor TM Landsat 5 obtidas em maio de 1985, maio de 1988, setembro de 1990 e julho de 1994 e TM Landsat 7 obtidas em setembro de 1999 e maio de 2000, e georreferenciadas com erro inferior a 1 pixel (30 m de lado; Noernberg, 2001).

As imagens foram analisadas no *software* ER Mapper, onde foram interpretados e traçados os contornos das áreas rasas. O critério de delimitação foi a interpretação pelo contraste entre áreas rasas ou de costa (porções claras) e zonas permanentemente submersas (porções escuras). Esta determinação de contornos foi feita dispensando automações, o que poderia

gerar incertezas entre os limites, pelo fato das imagens não apresentarem qualidade excelente de definição. Muitas vezes o processo automático de reconhecimento de diferenças de contrastes pode não identificar corretamente pequenas feições de fundo, como cavas e cristas de ondas de areia ou dunas subaquosas, descartando assim informações importantes a respeito da dinâmica sedimentar de uma área.

Os limites das áreas rasas foram traçados pela observação direta do monitor do computador. As linhas resultantes foram convertidas para o formato DXF (*Drawing eXchange Format*). Este formato permite a superposição entre os limites, em *software* CAD (*Computer Aided Design*), para os cálculos da variação de área dos bancos ao longo do tempo.

As linhas obtidas a partir deste método apresentam precisão variável de acordo com a resolução espacial de cada imagem.

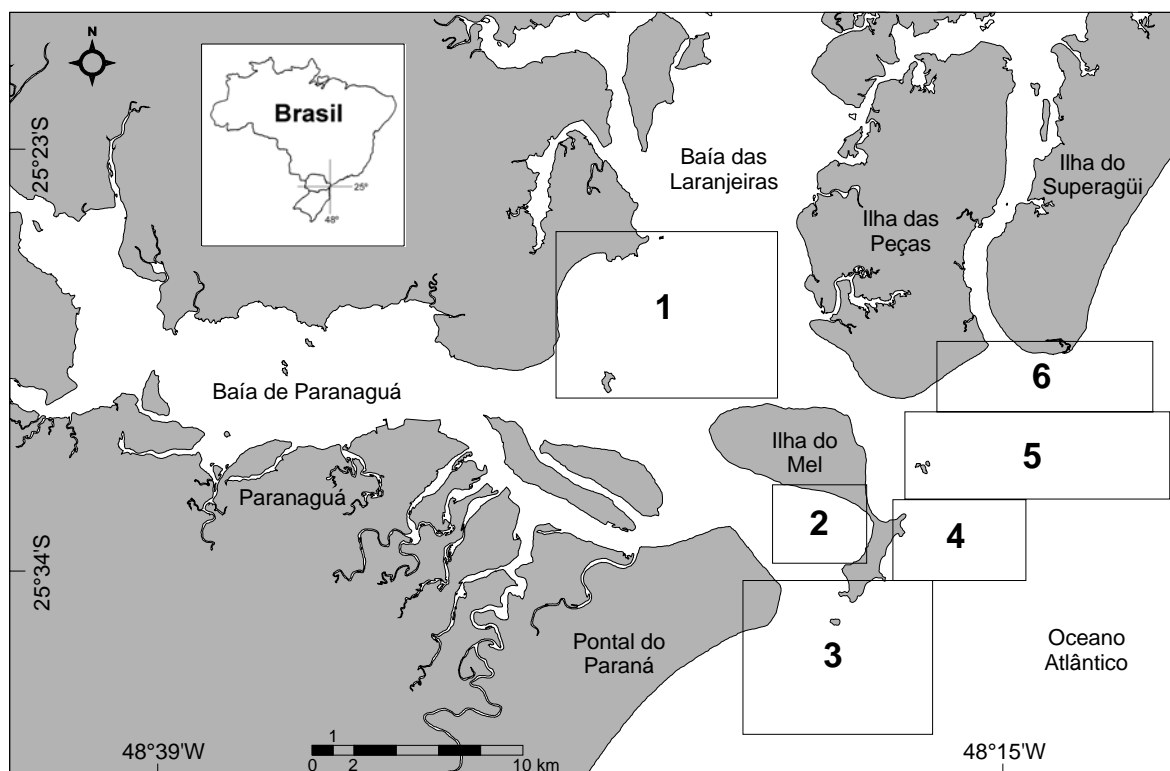
#### **6.4. Volumes das Áreas Rasas**

As informações batimétricas obtidas a partir do método descrito no item 5.3. foram tratadas com interpolação linear para a elaboração de superfícies batimétricas. Posteriormente, foram feitas comparações entre estas superfícies, seguindo a seqüência inversa de tempo (da mais antiga para a mais nova), para a mensuração das mudanças batimétricas ocorridas ao longo do tempo. Estas diferenças foram quantificadas pelo *software* Surfer (Golden Co.) através de três métodos diferentes (Trapezoidal, Simpson e 3/8 de Simpson). Segundo o fabricante do *software*, uma média aritmética pode ser feita entre os três resultados se ocorrer uma diferença menor que 5% entre eles, situação na qual os resultados deste trabalho se encaixam.

Devido à ampla área de análise, as informações batimétricas foram divididas em seis compartimentos denominados: 1) Saco do Tambarutaca; 2) Saco do Limoeiro; 3) Banco da Galheta (margens SW e NE); 4) Banco do Superagüi; 5) Banco das Palmas, e 6) Banco Sueste (Figura 22). Estes



compartimentos tiveram seus volumes comparados em períodos de tempo definidos de acordo com os levantamentos batimétricos (1868-1915; 1915-1945; 1945-1995). O levantamento batimétrico referente a 1868 não abrange a área da desembocadura sul do CEP, impossibilitando a quantificação de volumes nesta área.



**Figura 22:** Mapa de localização do complexo estuarino de Paranaguá, com os limites dos compartimentos de comparação batimétrica. 1 - Saco do Tambarutaca; 2 - Saco do Limoeiro; 3 - Banco da Galheta; 4 - Banco do Superagüi; 5 - Banco das Palmas, e 6 - Banco Sueste.

## 6.5. Linhas de Costa

Foram feitos caminhamentos na linha de costa classificada como influenciada por área de desembocadura (Angulo & Araújo, 1994). Neste trabalho considera-se linha de costa a interface entre a vegetação e a face arenosa da praia. Em vários casos a linha de vegetação foi marcada por pequenas falésias, decorrentes de processo erosivo. A área de caminhamento *Global Positioning System* (GPS) compreende os seguintes locais e datas: balneário Pontal do Sul (18/01/99; 07/06/2000; 04/01/02; 18/09/03) e as ilhas do Mel (15/01/99; 11/03/99; 10/07/2000;

20/12/01; 08/01/02; 19/02/04), das Peças e do Superagüi (27/01/99; 12/02/99; 23/03/2000; 06/12/01; 17/02/04). Os levantamentos foram realizados entre os anos de 2000 e 2004 nas ilhas e a partir de 1997 no balneário Pontal do Sul.

Os trabalhos de campo foram feitos com o auxílio de um equipamento GPS Ashtech, modelo Reliance. Os dados foram pós-processados em *software* fornecido pelo fabricante do aparelho, e integrados aos dados coletados pela base geodésica CEM 1, localizada nas dependências do Centro de Estudos do Mar (CEM) e parte integrante do Sistema Geodésico Brasileiro. Após o processamento das informações a precisão alcançada foi sub-métrica.

#### **6.6. Sensoriamento Remoto**

Das imagens utilizadas neste tópico quatro foram adquiridas pelo sensor TM Landsat 5 (1985, 1988, 1990 e 1994) e duas pelo sensor TM Landsat 7 (1999 e 2000). Tais imagens foram cedidas pelo Laboratório de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto do CEM (UFPR). A imagem de 1994 foi georreferenciada, e a partir desta as outras imagens foram ajustadas geograficamente (Noernberg, 2001). Apesar da resolução espacial de 30 m apresentada pelos levantamentos TM LandSat, o sensoriamento remoto é uma ferramenta fundamental para o acompanhamento das variações ocorridas tanto no ambiente emerso quanto imerso. Os resultados a seguir relatam a quantificação de áreas erodidas ou depositadas no ambiente costeiro e o mapeamento das mudanças ocorridas na morfologia dos bancos submersos na área próxima a costa. De forma geral, os contornos da costa foram tomados de acordo com a área de maior refletância nas imagens, as quais foram interpretadas como praia. Os contornos dos bancos imersos foram considerados em duas categorias: a primeira considerou mudanças leves na coloração das imagens de forma a indicar mudanças suaves na profundidade, porém sem o espraiamento de ondas; a segunda

considerou áreas com profundidades pequenas o suficiente para a quebra das ondas, delimitando barras de espraiamento. Se considerarmos as cartas náuticas atuais as áreas mais profundas variam entre seis e dez metros e as áreas mais rasas entre três e seis metros de profundidade. Uma avaliação de profundidades de acordo com a técnica de sensoriamento remoto ainda está sendo desenvolvida, a qual não apresenta uma boa precisão pela grande quantidade de material em suspensão na área de análise.

### **6.7. Feições de Fundo**

O sistema de sonar de varredura lateral baseia-se na transmissão de um sinal acústico (3,5 à 12 kHz) por um transdutor e sua reflexão pelo fundo marinho, retornando ao transdutor, onde é transformado em pulso elétrico e registrado arquivo digital (Ayres Neto & Aguiar, 1993).

Lamour *et al.* (2007) identificaram ondas de areia na desembocadura sul do CEP, porém não verificando assimetrias de forma. A utilização do sonar de varredura lateral pode identificar de forma determinante a direção predominante de transporte sedimentar.

Os vários tons de cinza que se observa nos registros resultam da intensidade da reflexão do sinal. As imagens obtidas neste trabalho foram tratadas com o filtro *Cooper*, disponível no software do fabricante, o qual melhorou o processo de interpretação dos registros. Essa reflexão se dá em função da textura e morfologia do fundo, da granulometria do sedimento e de características dos sedimentos.

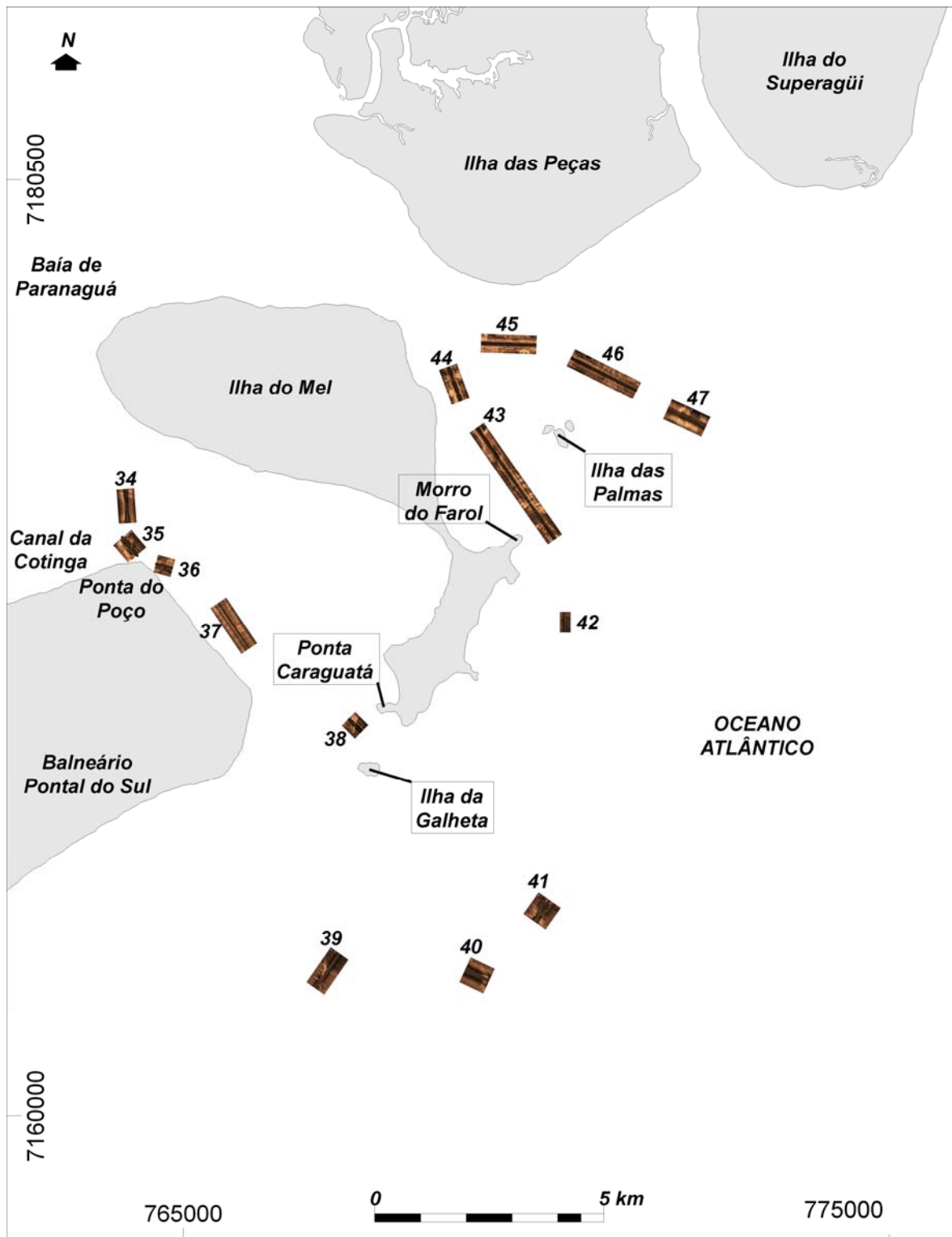
Os levantamentos realizados com o sonar de varredura lateral evidenciaram a presença de extensas áreas cobertas com feições de fundo, além da presença de afloramentos rochosos e mudanças nos padrões de distribuição granulométrica. Os padrões utilizados para esta análise foram as mudanças de tonalidade (clara ou escura) e textura (homogênea ou granulada) da reflexão. As feições de fundo, formadas nos sedimentos, foram

reconhecidas pela alternância de tonalidades com textura homogênea, as quais marcam cristas (claras) e cavas (escuras). As mudanças no padrão de distribuição granulométrica foram determinadas tanto pela transição de textura (homogênea ou granulada) como de tonalidade (clara e escura). As rochas foram identificadas pela textura mais granulada com tonalidade mais clara, em relação ao entorno formado por sedimentos.

A classificação das ondulações aqui identificadas segue Fritz & Moore (1988), a qual utiliza a forma das cristas como fator determinante na denominação. A determinação do fator tamanho foi solucionada com a utilização da classificação descritiva de Ashley (1990). Sendo assim, foi proposta uma fusão das duas classificações na tentativa de melhor classificar as formas de fundo que ocorrem na desembocadura do CEP.

Em parceria com o Laboratório de Oceanografia Geológica do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP), foi realizado um levantamento com sonar de varredura lateral na área de desembocadura do CEP. Foi utilizado um equipamento marca *Marine Sonic Technology*. Os dados foram adquiridos em março de 2003, seguindo a orientação dos canais Norte, Sueste e da Galheta, bem como sobre as áreas rasas dispostas na desembocadura do CEP (Figura 23). O trajeto foi escolhido para a verificação das direções de deslocamento preferencial das feições de fundo e auxiliar na determinação de mudanças nas características dos sedimentos de fundo, totalizando cerca de 50 km de área coberta pelo levantamento.

O posicionamento em campo foi feito com GPS, com sensores ajustados para 100 m de amplitude. Para posicionamento e orientação geográfica dos dados em relação à costa as imagens foram processadas no programa *MSTL Sea Scan PC - side scan sonar image review* (software fornecido pelo fabricante do equipamento) e posteriormente plotadas no software *Surfer 8.0 (Golden Co.)*.



**Figura 23:** Mapa de localização das imagens obtidas pelo sonar de varredura lateral, realizadas em março de 2003, na desembocadura do CEP. A numeração colocada ao lado de cada uma das imagens faz referência ao número da figura no texto do tópico 6.3.

## **7. RESULTADOS**

### **7.1. Sedimentos de Fundo Adjacentes à Desembocadura do CEP**

#### **7.1.1. Diâmetro médio**

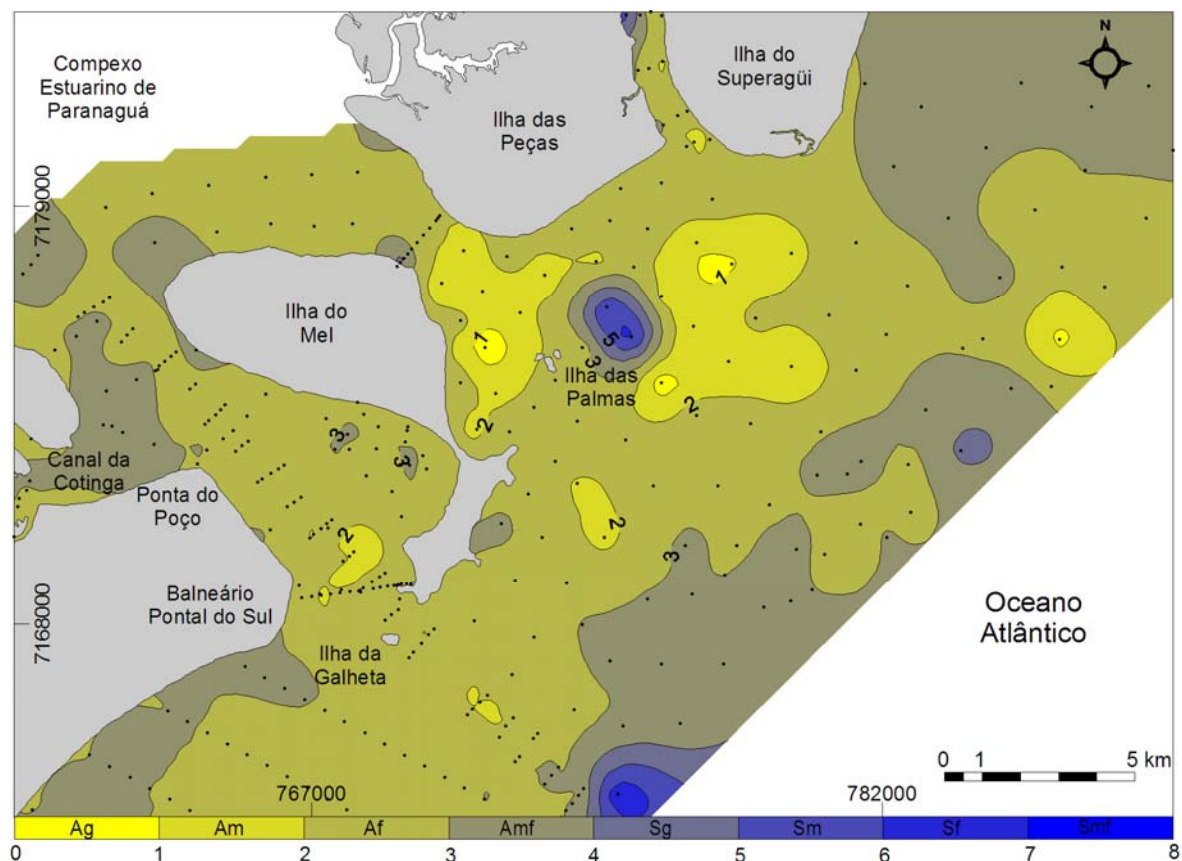
As areias finas predominam na área das desembocaduras do CEP, ocorrendo tanto na sua porção externa, quanto na porção proximal da plataforma rasa adjacente. Siltes finos ocorrem na área próxima às bóias balizadoras 1 e 2 do canal da Galheta, bem como no canal Norte, localizado a norte da ilha das Palmas. Areias muito finas ocorrem nas áreas próximas da ilha da Cotinga, da Ponta Oeste da ilha do Mel e na porção distal da plataforma rasa. Ainda são observadas ocorrências de areias médias e grossas no canal Sueste, na região da barra do Superagüi e próximo a ponta Caraguatá da ilha do Mel (Figura 24).

A principal diferença quanto ao diâmetro médio dos sedimentos entre as duas desembocaduras do CEP é a ocorrência de areias médias a grossas na desembocadura norte, e a predominância de areias finas na desembocadura sul. Outro ponto marcante que pode ser observado é a concentração de areias muito finas na porção distal da plataforma rasa.

#### **7.1.2. Grau de seleção**

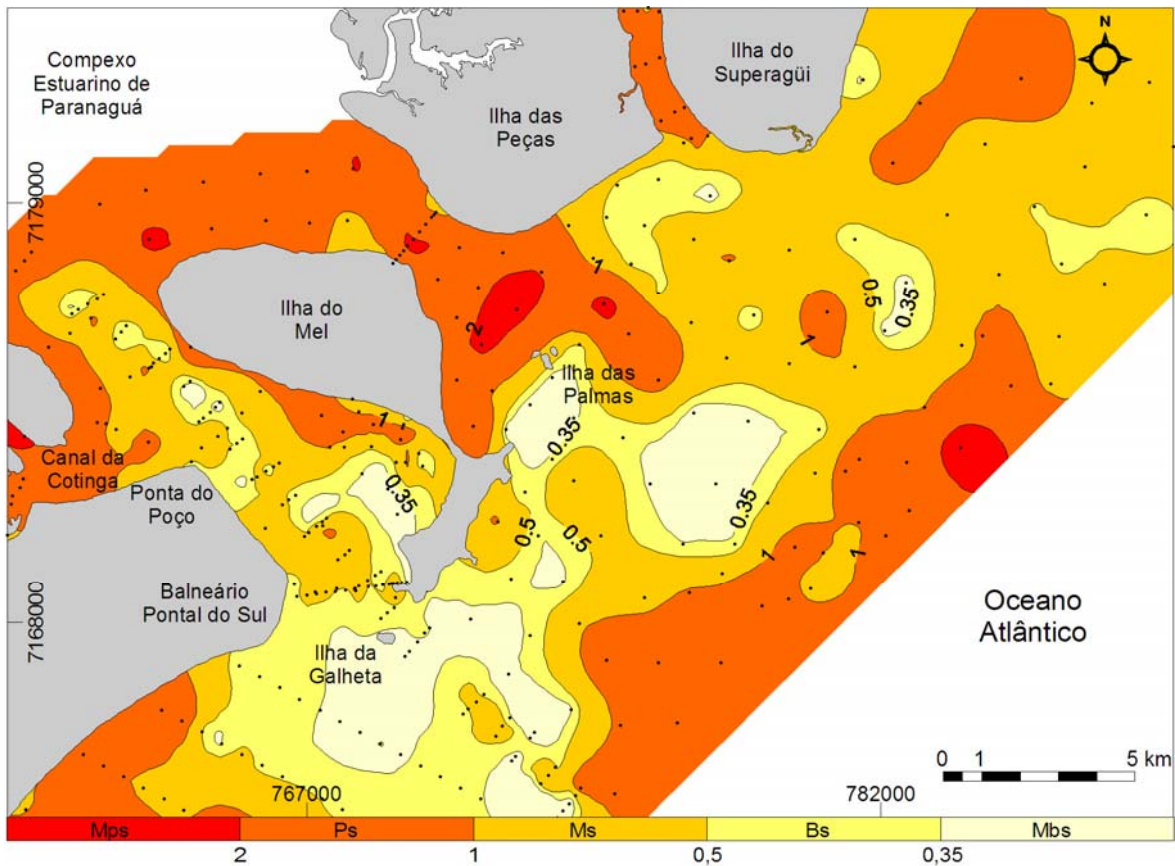
Os sedimentos variam de pobremente a muito pobremente selecionados nas porções externa do CEP, da barra do Superagüi e distal da plataforma rasa. Os maiores valores encontrados estão na área imediatamente à norte da ilha das Palmas, no canal Norte, onde ocorrem afloramentos rochosos. No setor externo do CEP na desembocadura sul, ocorrem sedimentos variando entre muito bem selecionados no eixo do canal navegável, a moderadamente selecionados em suas margens. No setor interno da plataforma esta tendência se inverte ocorrendo

sedimentos melhor selecionados nas margens do canal e pior selecionados no eixo central. Já no canal Sueste e no banco da Galheta, os sedimentos apresentam-se muito bem selecionados (Figura 25).



**Figura 24:** Mapa da distribuição dos valores de diâmetro médio ( $\emptyset$ ) dos sedimentos de fundo na adjacência da desembocadura do CEP. Ag - Areia grossa; Am - Areia média; Af - Areia fina; Amf - Areia muito fina; Sg - Silte grosso; Sm - Silte médio; Sf - Silte fino e Smf - Silte muito fino.

Ocorre aqui uma diferenciação marcante entre os sedimentos da desembocadura sul (variando de moderadamente a muito bem selecionados), da desembocadura norte e porção distal da plataforma rasa (pobrememente a muito pobrememente selecionados), e do banco da Galheta e canal Sueste (muito bem selecionados).

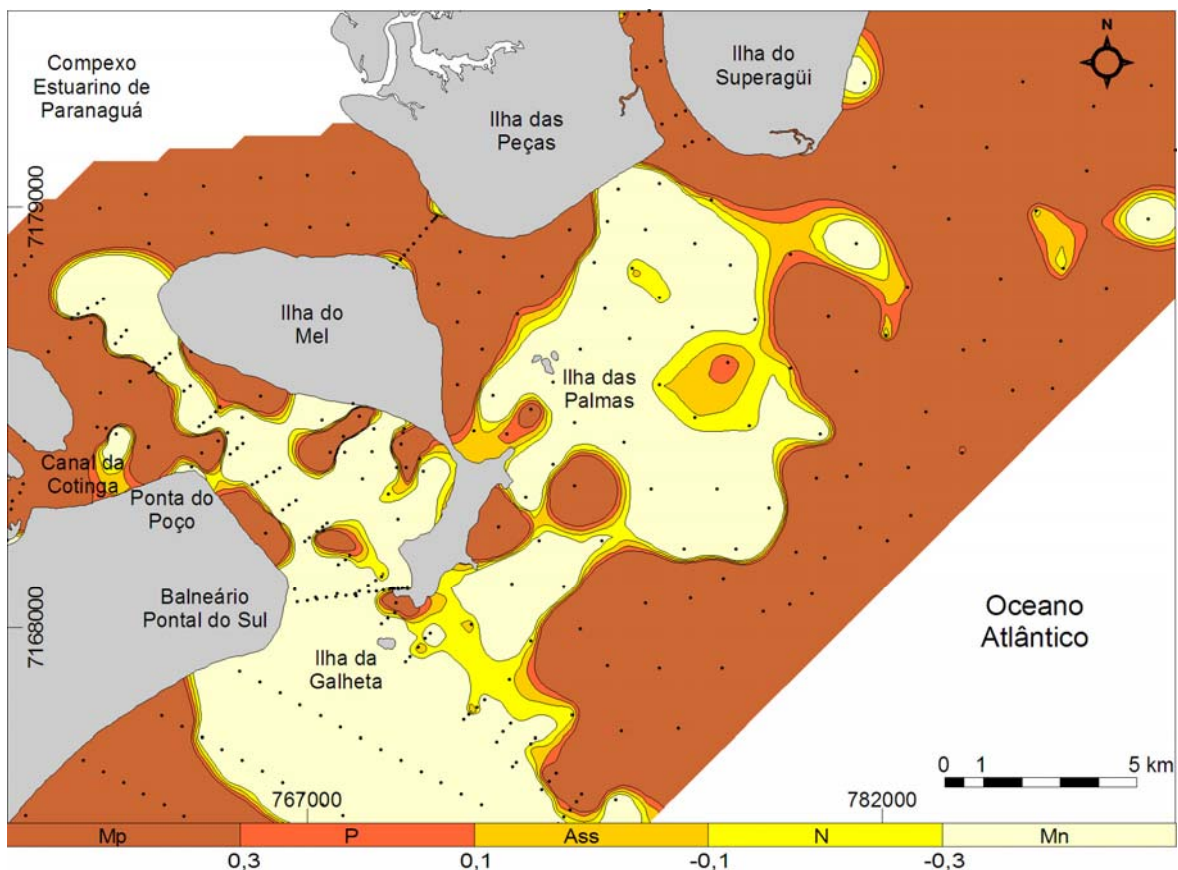


**Figura 25:** Mapa da distribuição dos valores de grau de seleção dos sedimentos de fundo na adjacência da desembocadura do CEP. **Mps** - Muito pobremente selecionados; **Ps** - Pobremente selecionados; **Ms** - Moderadamente selecionados; **Bs** - Bem selecionados, e **Mbs** - Muito bem selecionados.

### 7.1.3. Assimetria

Ocorrem valores de assimetria muito positiva nas porções externa do CEP, na desembocadura norte, na desembocadura do canal do Superagüi e distal da plataforma rasa. Na desembocadura sul, o canal da Galheta apresenta assimetria muito negativa no seu eixo e muito positiva nas margens, exceto próximo a desembocadura sul, onde o eixo apresenta valores de assimetria muito positiva. Na área do banco da Galheta, a margem SW apresenta valores muito negativos, enquanto a margem NE apresenta valores negativos. Na desembocadura norte do CEP, próximo a ilha das Palmas e área da barra do Superagüi, ocorre valores de assimetria positiva a muito negativa (Figura 26).



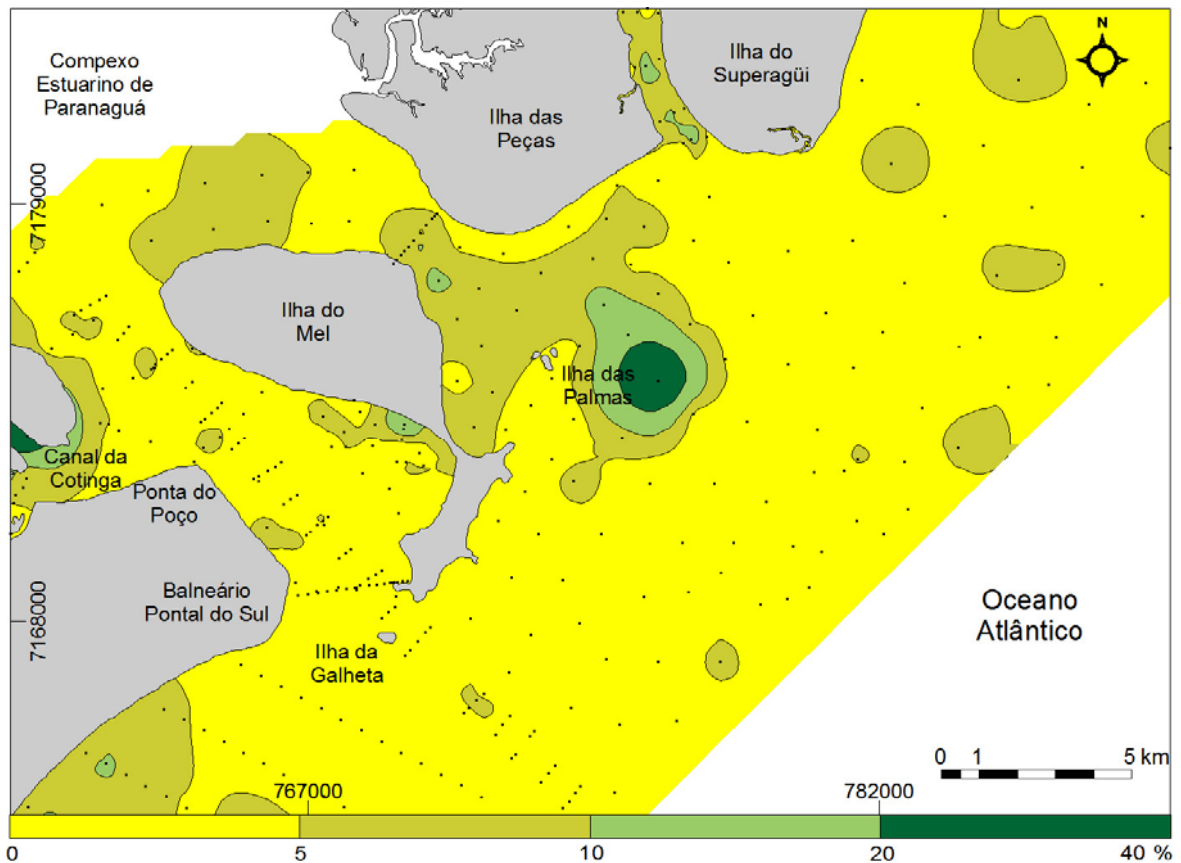


**Figura 26:** Mapa da distribuição dos valores de assimetria da curva granulométrica dos sedimentos de fundo da adjacência do CEP. **Mp** - Muito positiva; **P** - Positiva; **Ass** - Aproximadamente simétrica; **N** - Negativa, e **Mn** - Muito negativa.

#### 7.1.4. Teores de carbonato de cálcio contido nos sedimentos

As maiores concentrações de carbonato de cálcio contido nos sedimentos foram observados na desembocadura norte do CEP, próxima a área de menor seção localizada entre as ilhas do Mel e das Peças (em torno dos 10%), e na área ao norte da ilha das Palmas com teores de até 40%. Na desembocadura sul, na porção externa do CEP e na porção média da plataforma rasa as porcentagens estão em torno dos 4%, exceto pela ocorrência de duas manchas, uma no Saco do Limoeiro e outro na ilha da Cotinha (foz da gamboa do Sucuriú), com teores de 31 e 18% respectivamente (Figura 27).

De uma forma geral, nas desembocaduras do CEP ocorrem porcentagens menores que 5% de carbonato de cálcio contido nos sedimentos. As desembocaduras podem ser diferenciadas pelo teor maior de  $\text{CaCO}_3$  na desembocadura norte que na sul.



**Figura 27:** Mapa de distribuição das porcentagens de carbonato de cálcio contido nos sedimentos de fundo na desembocadura do CEP.

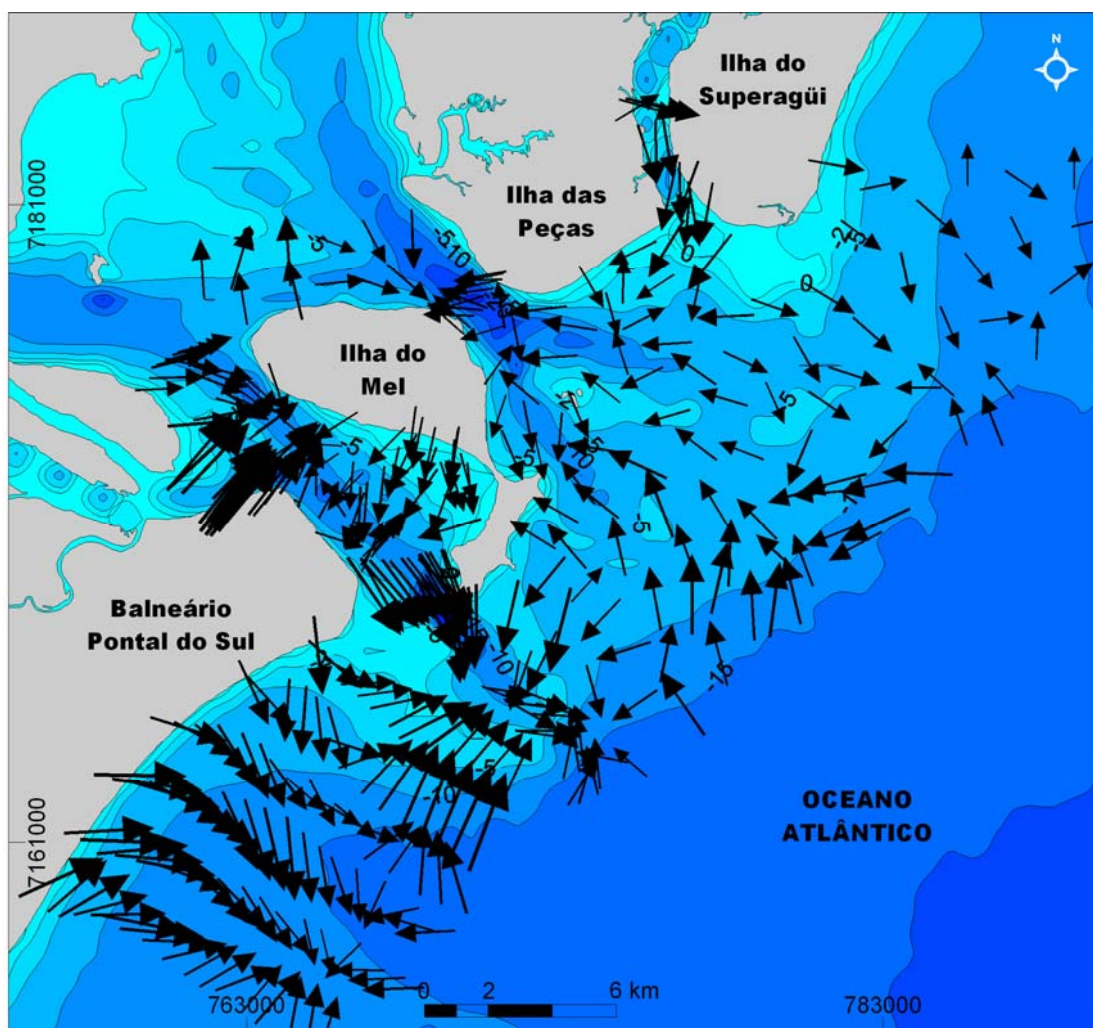
## 7.2. Tendências de Transporte Sedimentar

### 7.2.1. Método GSTA

Os resultados do método GSTA (Gao, 1996) mostram que em ambas as desembocaduras do CEP o transporte é direcionado para a plataforma continental. Na desembocadura sul do CEP os vetores de transporte indicam que os sedimentos seguem pelo canal dragado, onde os vetores de transporte estão direcionados para o quadrante SE. Na desembocadura norte as direções dos vetores de transporte não estão muito bem definidos após a

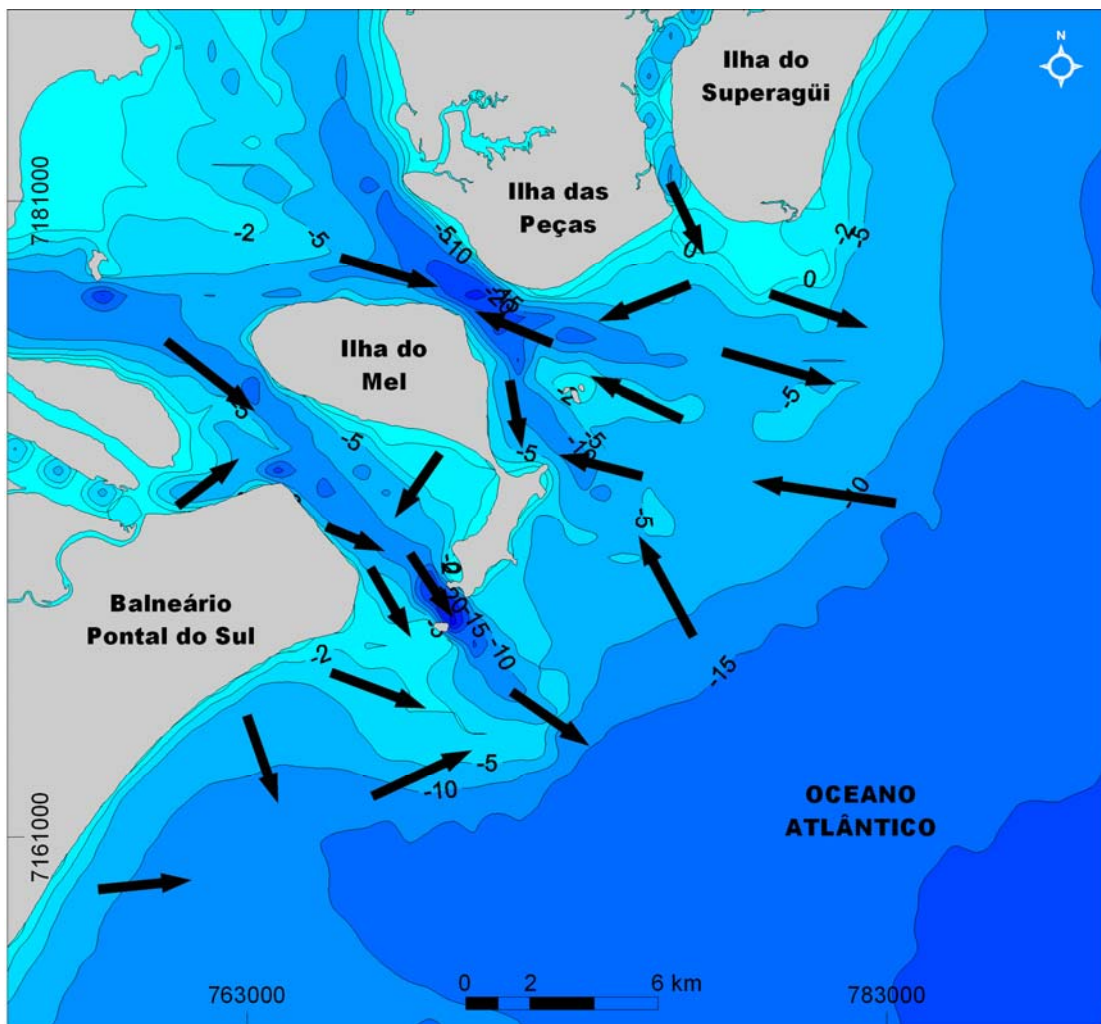
transposição do estreito entre as ilhas das Peças e do Mel (Figuras 28 e 29).

Na margem SW do banco da Galheta o transporte está direcionado para a sua porção distal. À medida que os vetores se afastam da linha de costa do balneário Pontal do Sul, estes mudam de direção, do quadrante SE para o NE. Na margem NE do referido banco, o fluxo de sedimentos ocorre na direção S-SW, de forma que confluem sobre a sua margem NE. A área do canal principal de correntes de vazante representa um setor de confluência dos fluxos de sedimentos. A observação dos vetores de tendência de transporte nesta área permite concluir que ocorre exportação destes sedimentos para a plataforma continental próxima.



**Figura 28:** Mapa batimétrico com os vetores de transporte sedimentar obtidos a partir do método apresentado por Gao (1996; GSTA) para a adjacência da desembocadura do CEP.

Na desembocadura norte podem ser observados dois padrões distintos de vetores de transporte, onde o canal Sueste apresenta predominância de direção de vetores para o interior do estuário, e o canal norte apresenta predominância de vetores direcionados para a plataforma. No canal Sueste foi identificado um importante fluxo de sedimentos na direção da praia grande e do Morro do Farol, ambos na ilha do Mel. O banco das Palmas apresenta confluência de vetores também procedentes da plataforma continental. Na desembocadura do canal do Superagüi ocorre um fluxo direcionado para S/SW, na direção da barra do Superagüi. Ainda pode ser avaliado que na porção externa do canal Norte ocorrem alguns vetores direcionados para o quadrante SW, na direção do canal Sueste.



**Figura 29:** Mapa esquemático das principais tendências de transporte de sedimentos, obtidos pelo método GSTA (Gao, 1996), para a desembocadura do CEP.

Desta forma, pode ser inferida uma contribuição de sedimentos do canal Norte para o canal Sueste. Na margem da ilha do Superagüi são observados vetores direcionados para a plataforma continental, de forma a indicar a exportação de sedimentos a partir da desembocadura norte.

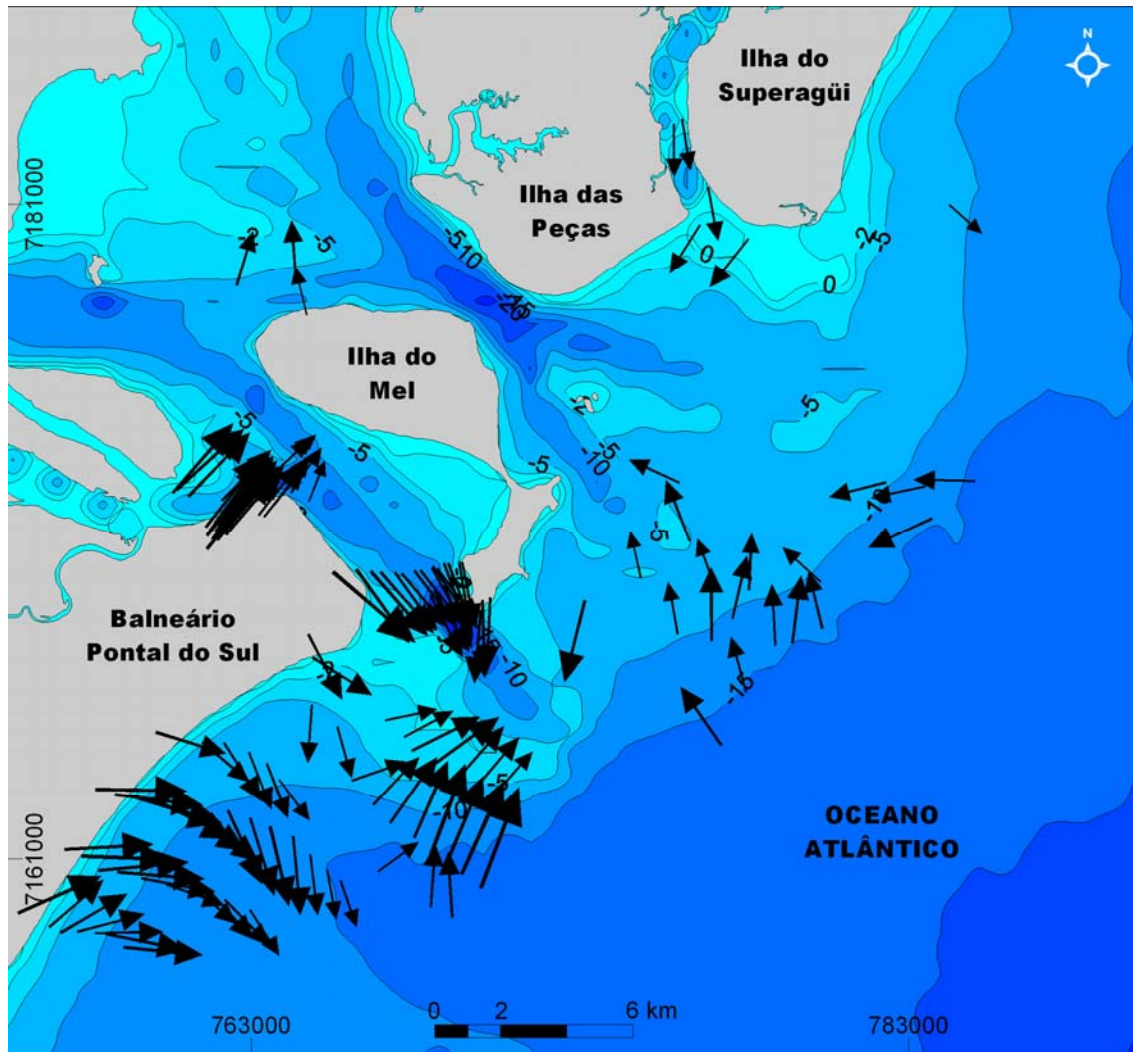
No interior do CEP ocorrem alguns vetores na direção do Saco do Tambarutaca, que posteriormente são direcionados para a desembocadura norte.

### **7.2.2. Método GSTAST**

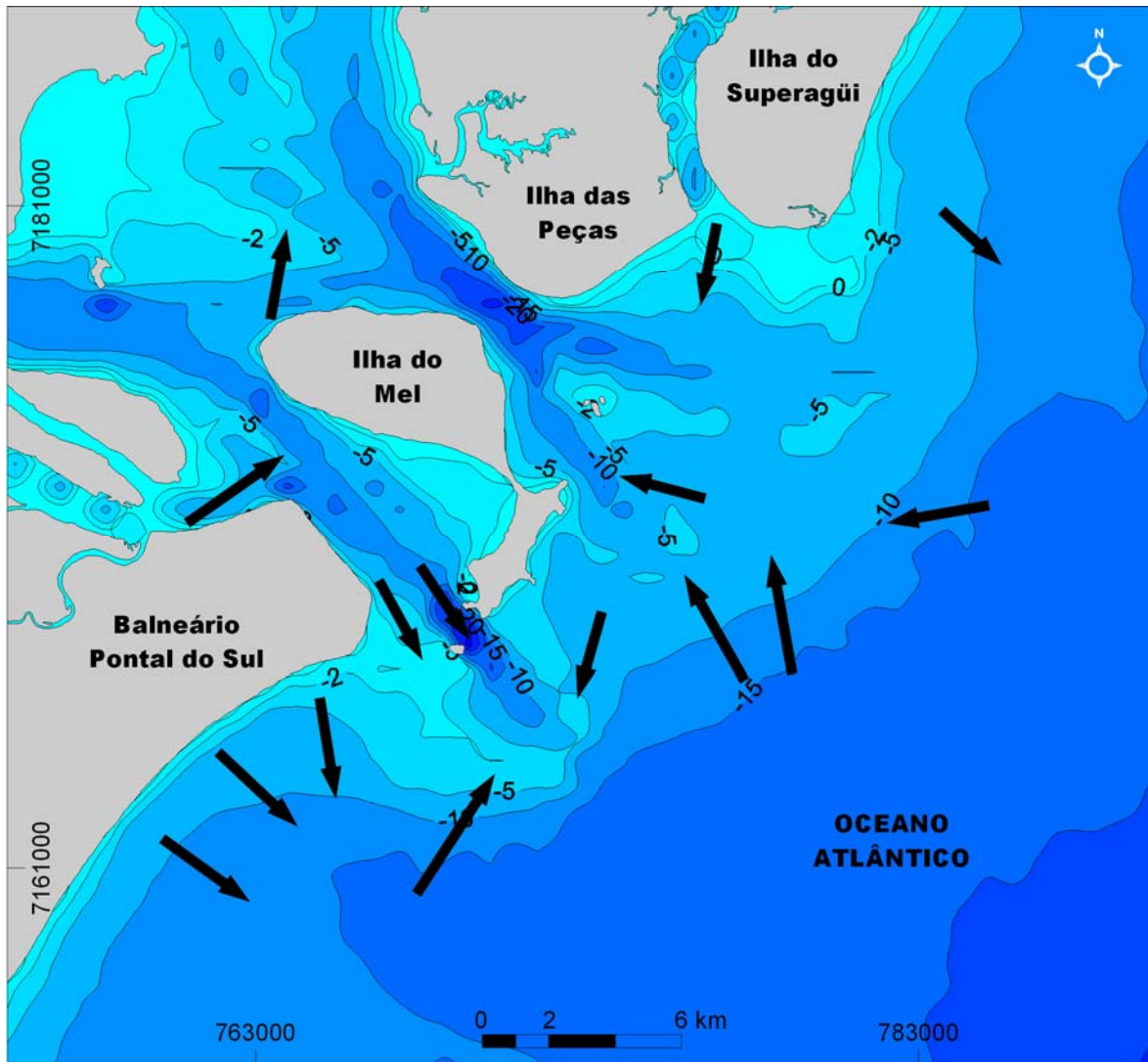
Na análise feita com o método GSTAST (Chang *et al.*, 2001) o padrão de transporte sedimentar pode ser identificado na direção NE, na porção distal da margem SW do banco da Galheta. Na margem NE do mesmo banco observa-se uma tendência de transporte na direção SW. O fluxo sedimentar no estrangulamento formado entre o balneário Pontal do Sul e a Ponta Caraguatá da ilha do Mel é direcionado para a plataforma continental (quadrante SE; Figuras 30 e 31).

Na desembocadura norte, no canal Sueste, os vetores de transporte estão direcionados para o quadrante NW, indicando uma contribuição sedimentar do quadrante SE da plataforma continental próxima. Ainda são observados vetores direcionados para este canal de forma a evidenciar uma contribuição sedimentar a partir do quadrante NE. Na desembocadura do canal do Superagüi o fluxo sedimentar é preferencialmente na direção da barra homônima.

Na margem da ilha do Superagüi pode ser observado um vetor de transporte direcionado para a plataforma continental.



**Figura 30:** Mapa batimétrico com os vetores de transporte sedimentar obtidos a partir do método apresentado por Chang et al (2001; GSTAST) para a adjacência da desembocadura do CEP.

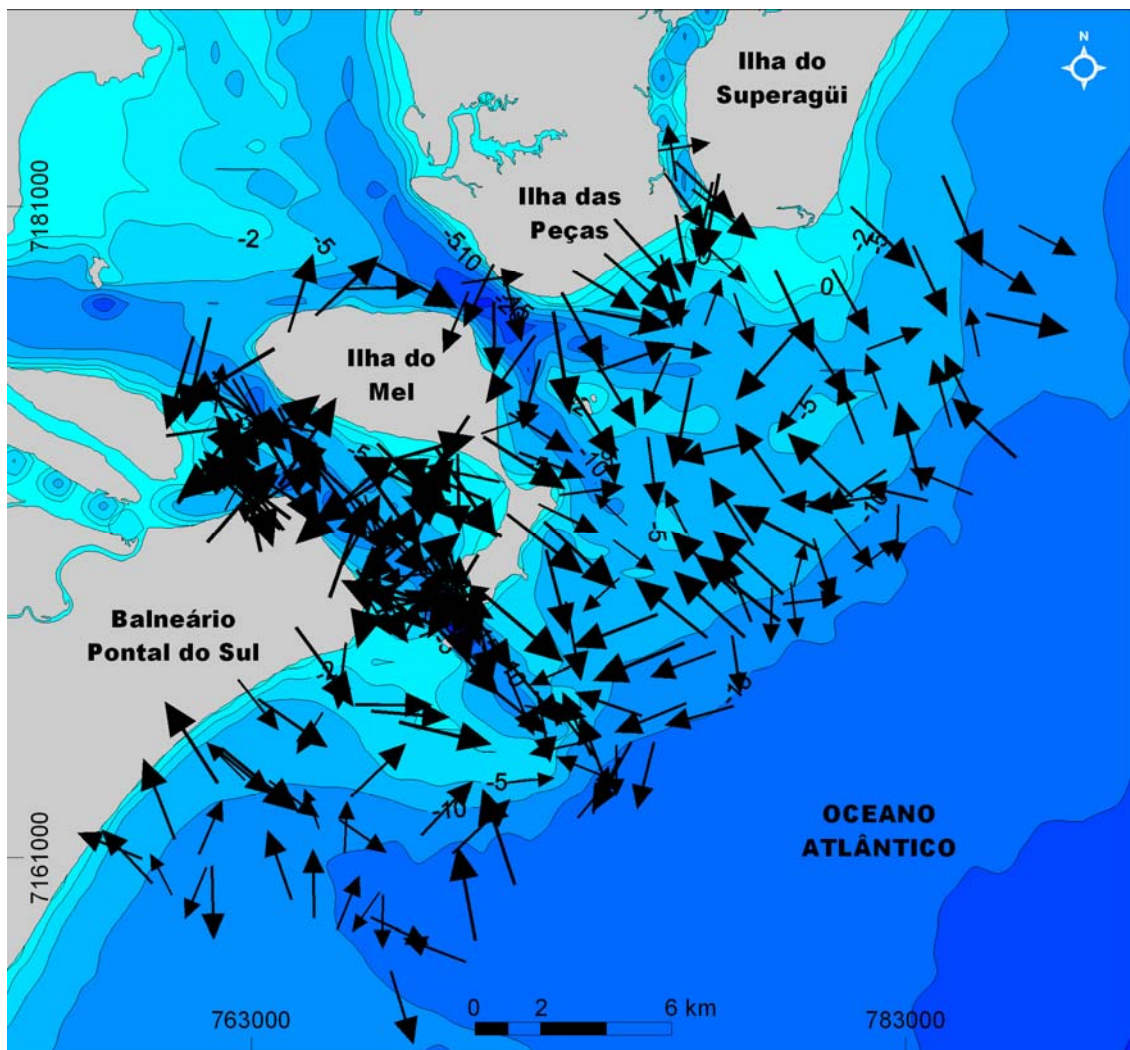


**Figura 31:** Mapa esquemático das principais tendências de transporte de sedimentos, obtidos pelo método GSTAST (Chang, 2001), para a desembocadura do CEP.

### 7.2.3. Método TRANSVEC

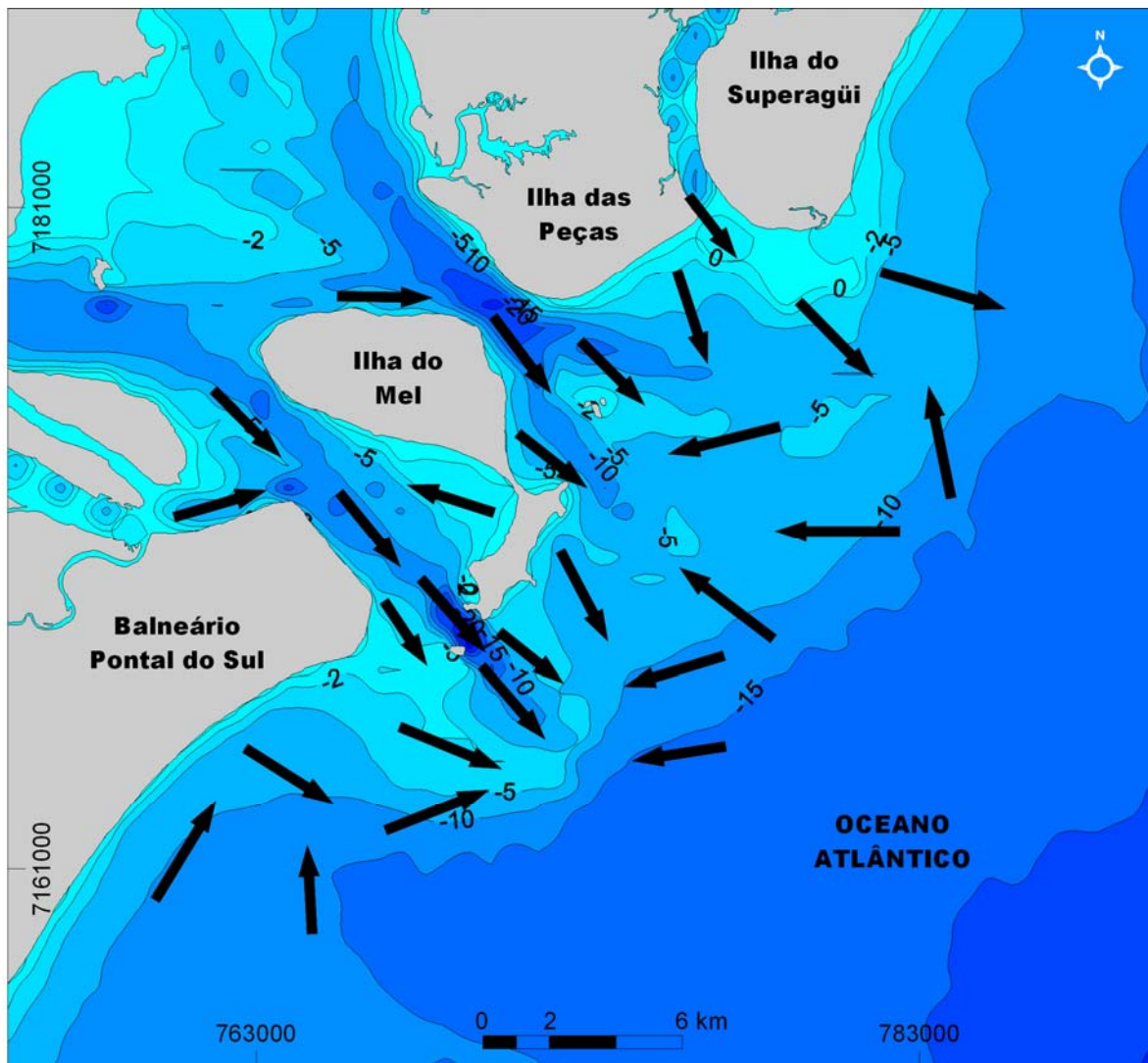
No modelo TRANSVEC (Le Roux, 1994a) de análise, as principais tendências de transporte da desembocadura sul do CEP estão direcionadas para o quadrante E/SE, de forma a coincidir com a margem SW do banco da Galheta. A área do canal da Galheta evidencia diversos vetores direcionados para a plataforma continental. Na margem NE do referido banco os vetores de transporte estão direcionados para o quadrante SW por toda a sua área (Figuras 32 e 33).

Na desembocadura norte ocorrem vetores de transporte com direções coincidentes sobre o banco Sueste, tanto direcionados da plataforma quanto da ilha do Mel. Na porção próxima a desembocadura norte ocorre vetores preferencialmente direcionados para a plataforma continental (quadrante E-SE). A partir do Morro do Farol os vetores de transporte estão direcionados para o CEP, com direção média para o quadrante NW. Na intersecção entre estes dois fluxos sedimentares ocorre uma área de transporte difusa. Nesta situação, o Morro do Farol recebe sedimentos provindos do interior do estuário. Na desembocadura do canal do Superagüi, são observados vetores direcionados para a barra homônima.



**Figura 32:** Mapa batimétrico com os vetores de transporte sedimentar obtidos a partir do método apresentado por Le Roux (1994a; TRANSVEC) para a adjacência da desembocadura do CEP.





**Figura 33:** Mapa esquemático das principais tendências de transporte de sedimentos, obtidos pelo método TRANSVEC (LeRoux, 2001), para a desembocadura do CEP.

#### 7.2.4. Comparação entre os três métodos

De uma forma geral, as tendências de deslocamento de sedimentos obtidas pelos três métodos apresentados são coerentes com os dados de circulação de correntes de maré e geradas por ondas na área. Entretanto, como em qualquer modelo matemático, os resultados dependem diretamente da manipulação de variáveis introduzidas e do caráter empírico das constantes que gerenciam as relações entre as amostras. A nuvem de vetores criada pelos métodos GSTA e TRANVEC não mostram um padrão claro de deslocamento, sendo necessária a setorização por grupos

vetores, os quais indicam uma direção média de transporte (Figuras 29, 31 e 33). Na aplicação do método GSTAST, com o uso do filtro estatístico com intervalo de confiança de 95% (Chang et al., 2001) os vetores com menor grau de confiabilidade foram excluídos, deixando a nuvem de vetores melhor definida. Ademais, os resultados destes três métodos não devem ser tomados como a completa representação da verdade, pois levam em consideração uma fotografia das características granulométricas da área de estudo. Assim, estes modelos identificam uma tendência de transporte sedimentar que deve ser analisada em conjunto com outros dados, como clima de ondas, correntes de maré, características da costa adjacente, padrão de vento e pelas mudanças ocorridas nos sedimentos pela intervenção humana ou natural.

### **7.3. Feições de fundo**

Na área próxima à Ponta do Poço, foram verificados dois tamanhos diferentes de feições. Mediante os comprimentos de onda e a forma das cristas, ambas foram classificadas como dunas subaquosas (*dunes*).

Na porção média entre a ilha do Mel e Ponta do Poço são observadas ondulações sinuosas de grande porte (tridimensionais). O comprimento de onda destas feições aumenta de 5 - 15 m para 20 - 30 m de NW para S, associado ao aumento das profundidades de 5 para 15 m (Figura 34). As faces de sotamar voltadas para o quadrante SE ( $160^\circ$ ), indicam predomínio de correntes de maré vazante sobre as de enchente nesta porção do CEP.

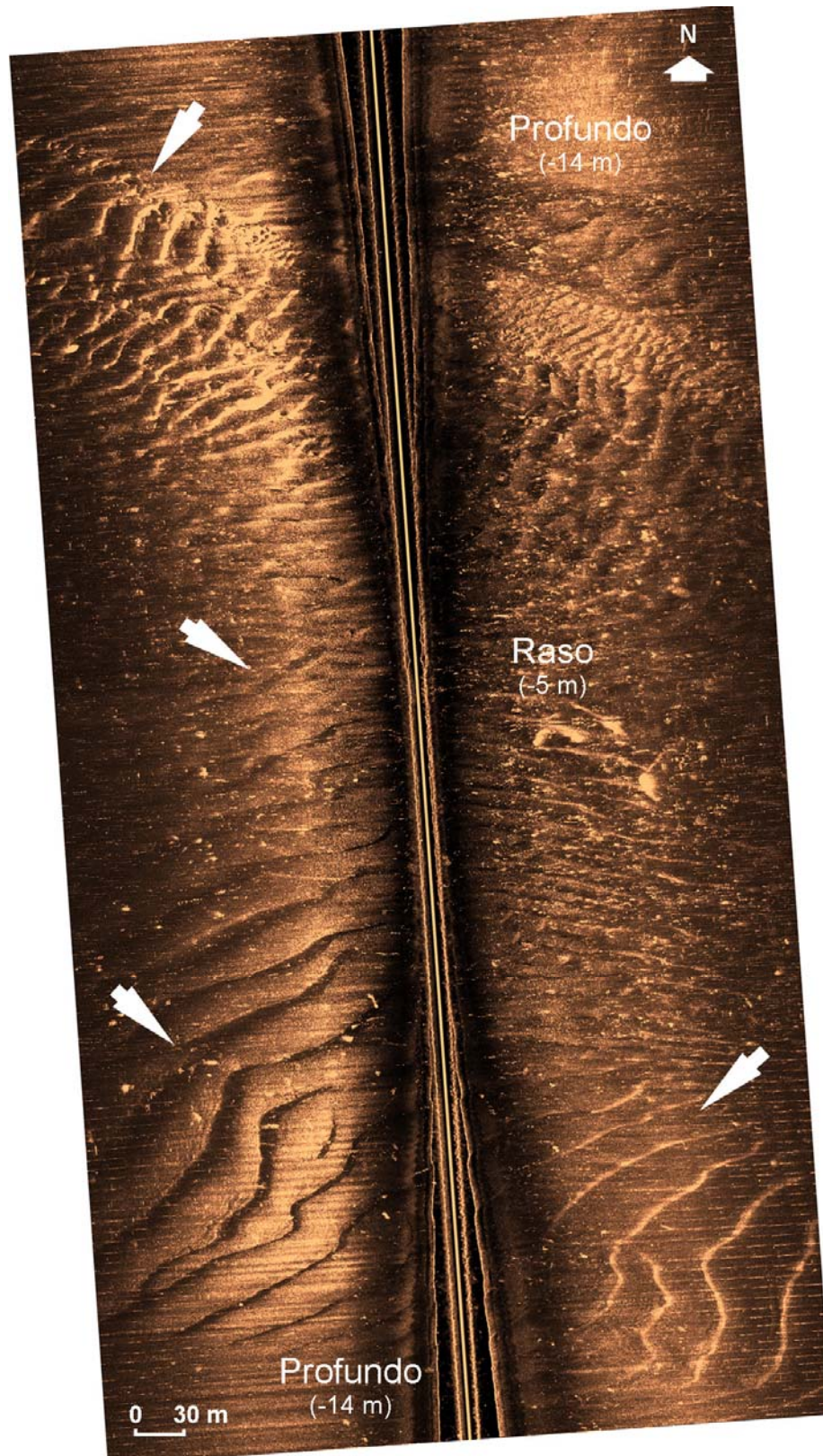
Junto à Ponta do Poço, na desembocadura do canal da Cotinha, ocorrem ondulações sinuosas de médio porte (tridimensionais) com comprimento de onda de 5 m (Figuras 35 e 36) em profundidades em torno de 8 m. Nesta mesma área ainda pode ser verificada uma mudança no diâmetro médio de grão pela

diferença de tonalidades e textura da imagem de sonar de varredura lateral. Associado ao mapa de diâmetro médio verifica-se a transição de areia muito fina para fina. O perfil batimétrico central da imagem evidencia aumento das profundidades de NW para SE. Abruptamente, com o aumento das profundidades, estas dunas deixam de ser observadas.

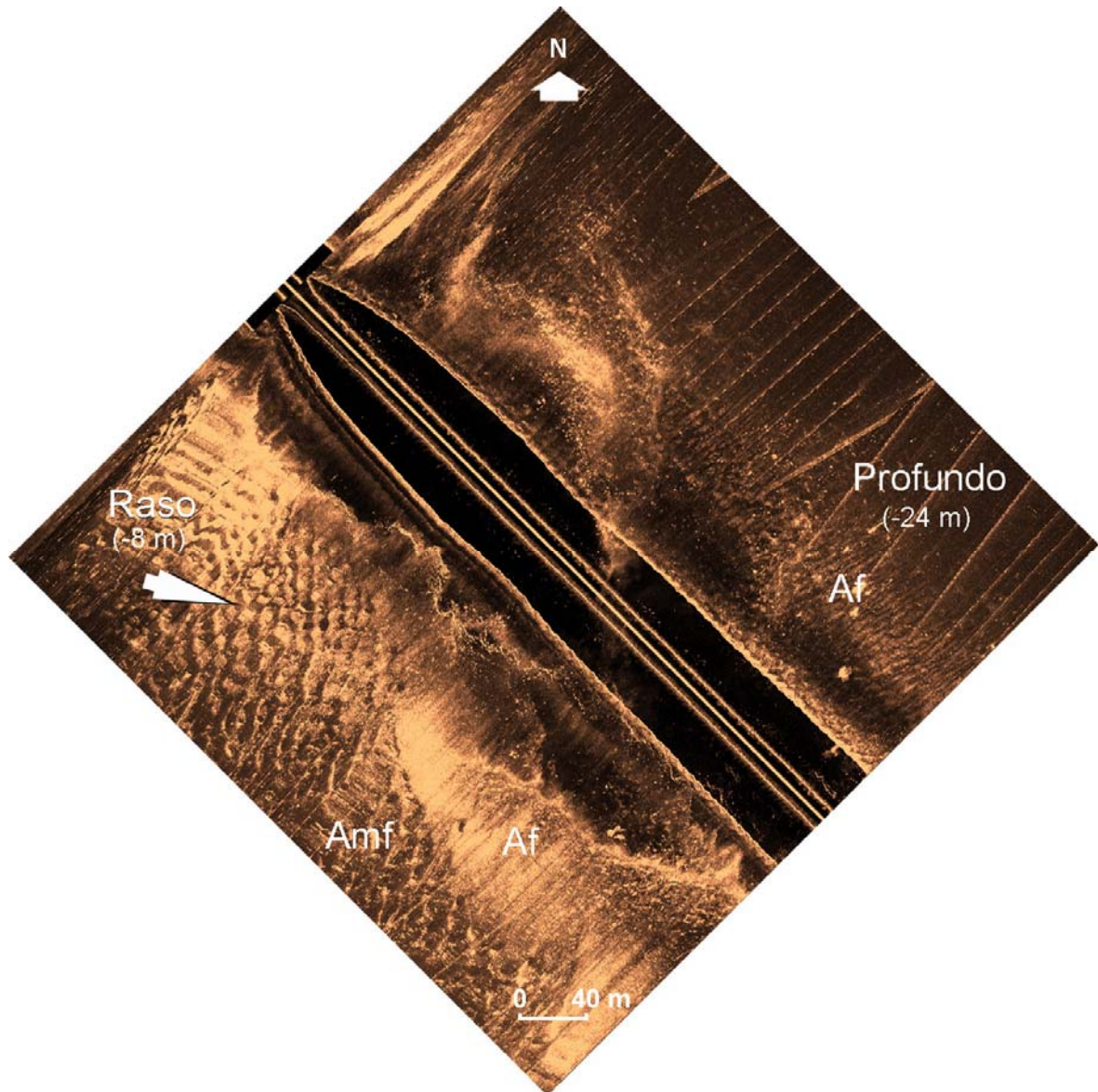
Na margem E da Ponta do Poço foi verificada a ocorrência de cristas assimétricas retilíneas de grande porte, espaçadas em 25 - 70 m, classificadas como ondas de areia (*sandwaves*). As faces de sotamar das dunas subaquosas voltadas para o quadrante SE, evidenciam a predominância das correntes de maré vazante sobre as de enchente na desembocadura sul do CEP (Figura 36).

Na margem SW da desembocadura sul do CEP, foram observadas intercalações de tonalidade de reflexão clara e escura. Além disto, o perfil batimétrico local oscila entre profundidades menores e maiores. Assim, foram identificadas ondulações assimétricas de grande porte com cristas retilíneas (Figura 37), as quais se estendem por aproximadamente 1.500 m ao longo do balneário Pontal do Sul. O comprimento de ondas é em torno de 25 m, com altura de 6 m, evidencia ondas de areia (*sandwaves*). As faces de sotamar, voltadas para o quadrante SE identificam o deslocamento preferencial das ondas de acordo com as correntes de maré vazante do CEP.

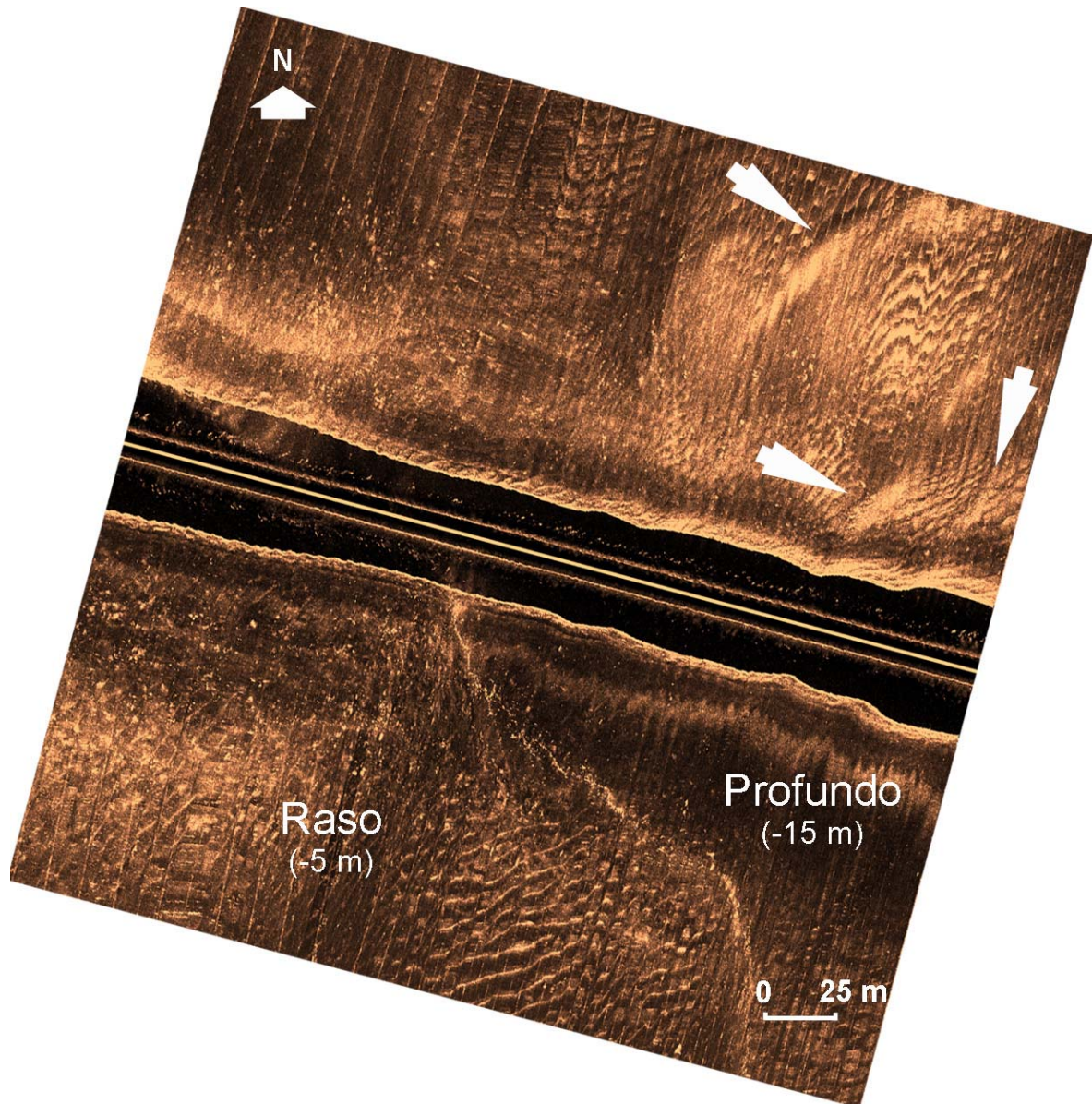
Devido às características encontradas entre as ondas de areia observadas na Ponta do Poço e na margem SW do balneário Pontal do Sul e pela continuidade destas ondas por pelo menos 4.500 m, fica evidente a correlação entre os processos de transporte sedimentar e o predomínio das correntes de vazante perante as de enchente neste setor do CEP.



**Figura 34:** Imagem de sonar de varredura lateral localizada entre a ilha do Mel e a Ponta do Poço, onde podem ser observadas dunas subaquosas (*dunes*; setas brancas) com direção predominante para o quadrante SE.

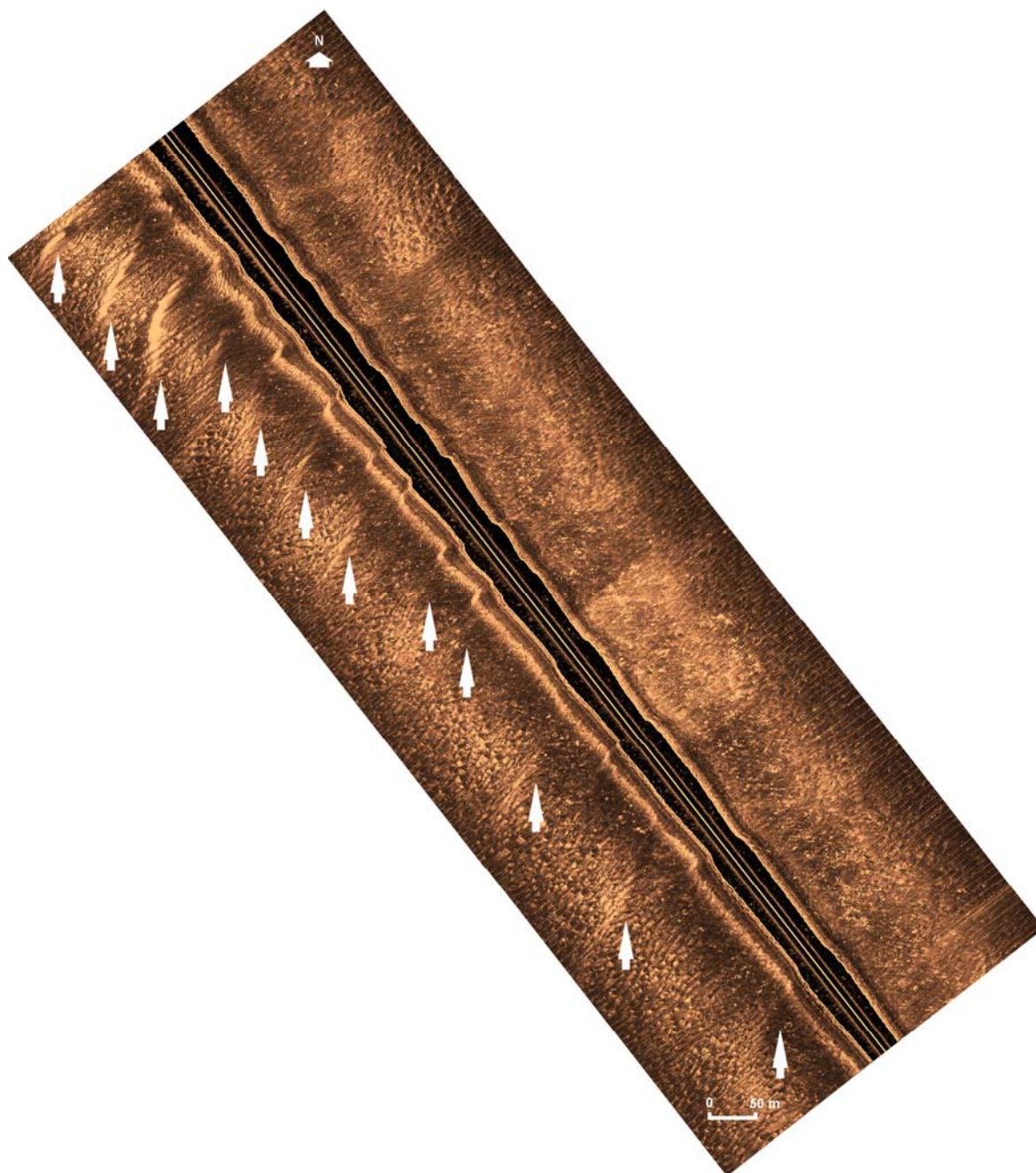


**Figura 35:** Imagem de sonar de varredura lateral da desembocadura do canal da Cotinga, onde podem ser observadas dunas subaquosas (*dunes*; seta preta), aumento da profundidade e mudança na granulometria de oeste para leste de areia muito fina (Amf) para areia fina (Af).

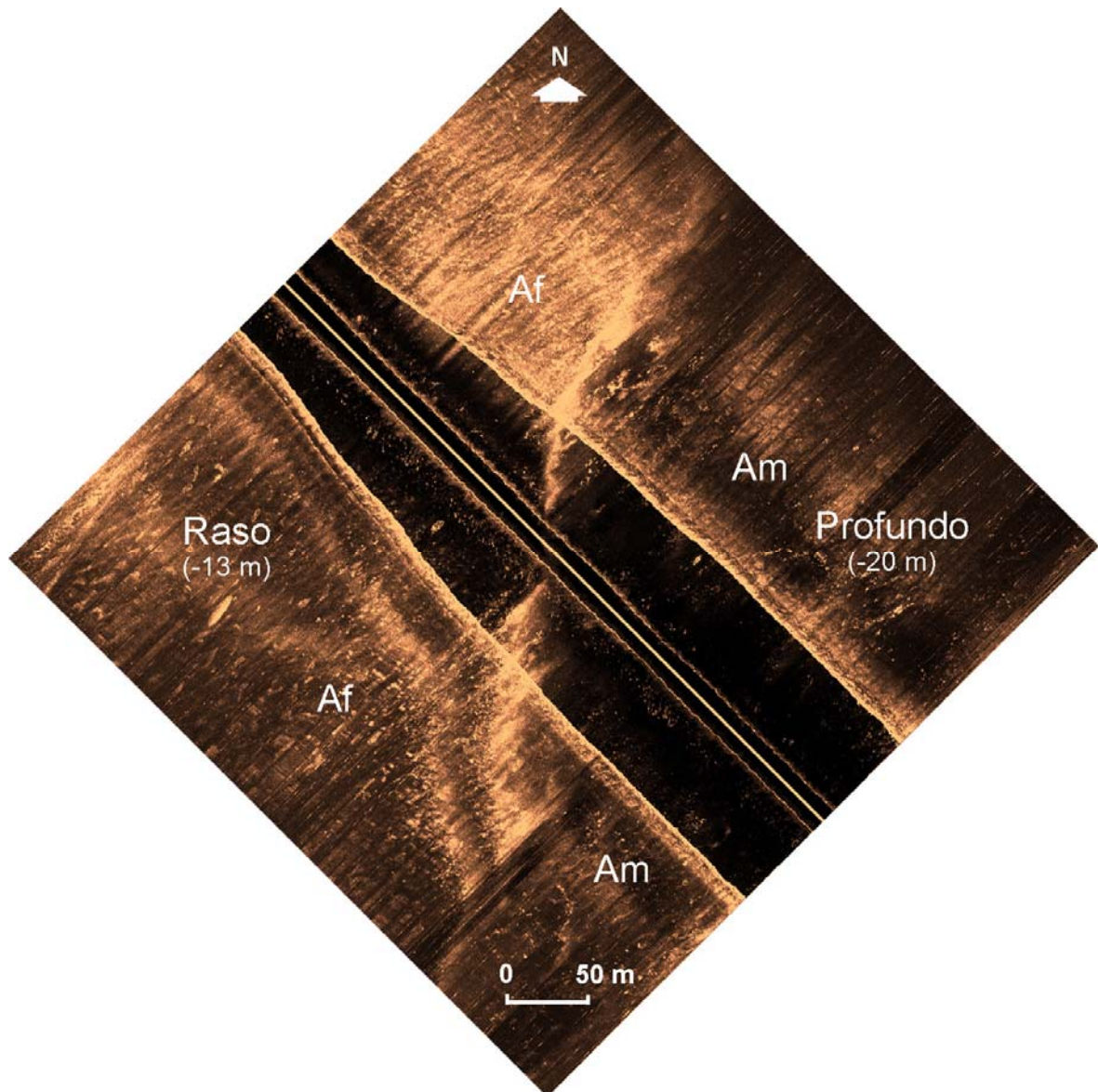


**Figura 36:** Imagem de sonar de varredura lateral da margem E da Ponta do Poço, onde podem ser observadas ondas de areia (*sandwaves*; setas brancas), associadas ao aumento da profundidade.

Na borda interna do canal principal do delta de maré vazante do CEP, entre a ilha da Galheta e a ponta Caraguatá da ilha do Mel, pode ser observado o aumento das profundidades. Esta mudança fica evidente pela observação do perfil batimétrico e pela mudança de tonalidade de reflexão entre padrões de distribuição granulométrica diferentes. Nesta área ocorre uma mudança de diâmetro médio dos sedimentos de areia fina (mais claro) para areia média (mais escuro; Figura 38).



**Figura 37:** Imagem de sonar de varredura lateral da adjacência do balneário Pontal do Sul, onde podem ser observadas ondas de areia (*sandwaves*; setas brancas) com as faces de sotamar voltadas para a desembocadura do CEP.



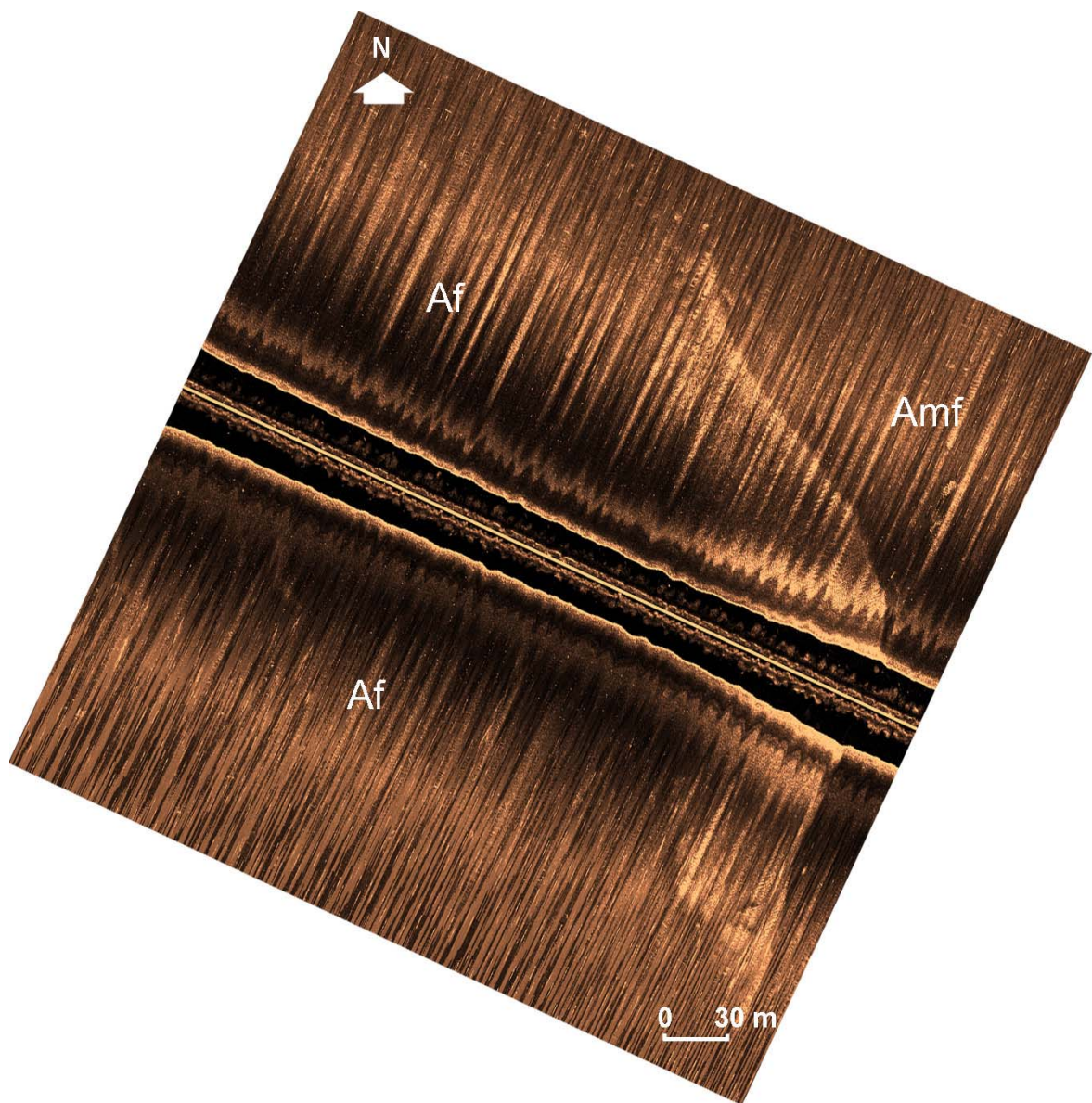
**Figura 38:** Imagem de sonar de varredura lateral da porção interna do canal principal do delta de maré vazante do CEP na desembocadura sul, onde pode ser observado o aumento das profundidades e as diferenças de diâmetro médio de grão de areia fina (Af) para areia média (Am).

No lobo terminal do delta de maré vazante da desembocadura sul do CEP, ocorrem mudanças de tonalidade de reflexão do registro do sonar de varredura lateral. Nesta área, o diâmetro médio dos sedimentos varia de areia fina (clara) à areia muito fina (escura) (Figuras 39 e 40). Também são verificados aumentos nas profundidades de 5 para 10 m relativas ao canal da Galheta (Figura 41).

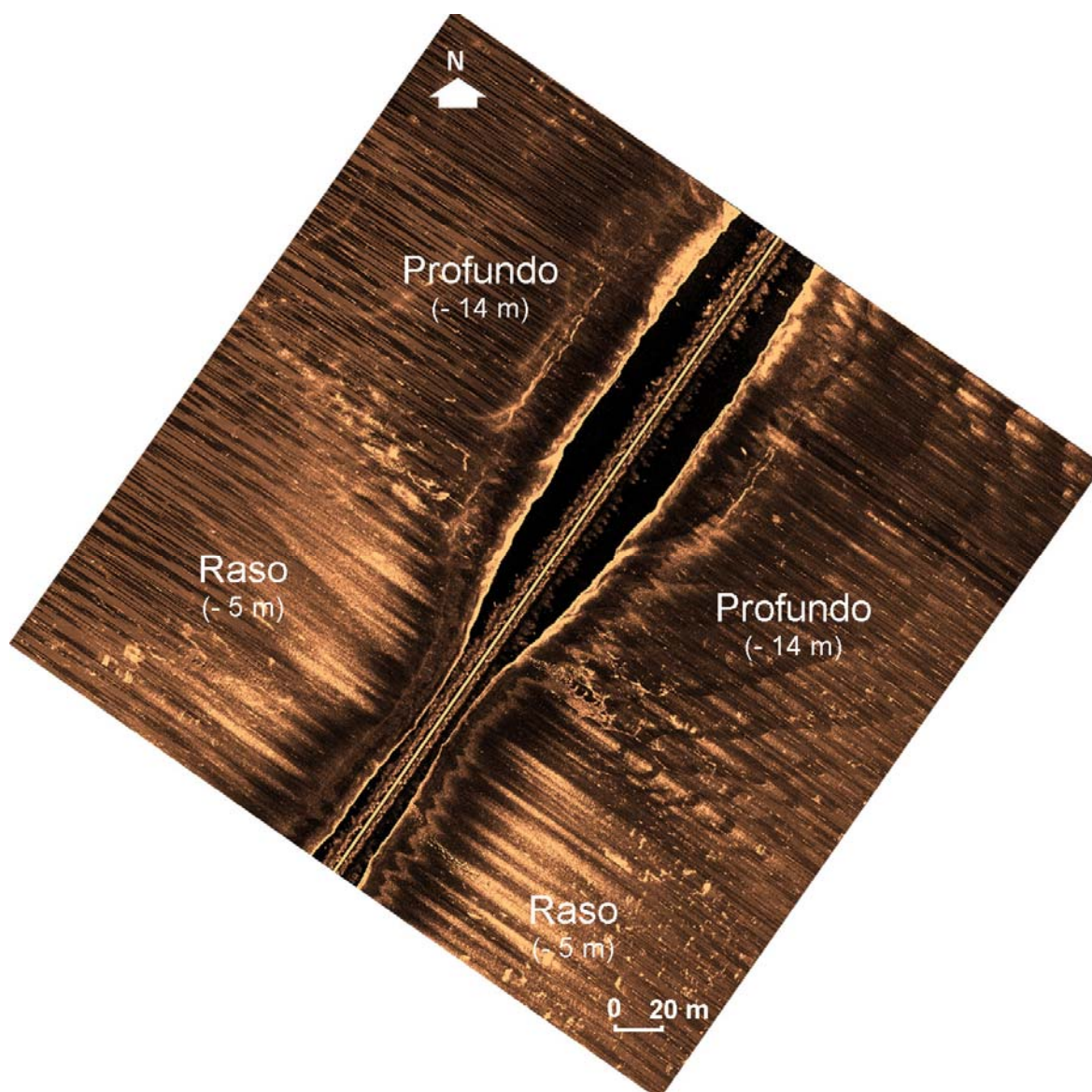




**Figura 39:** Imagem de sonar de varredura lateral do lobo terminal do delta de maré vazante localizado na desembocadura sul do CEP, onde pode ser observada a mudança nas características dos sedimentos de fundo de areia fina (Af) para areia muito fina (Amf).

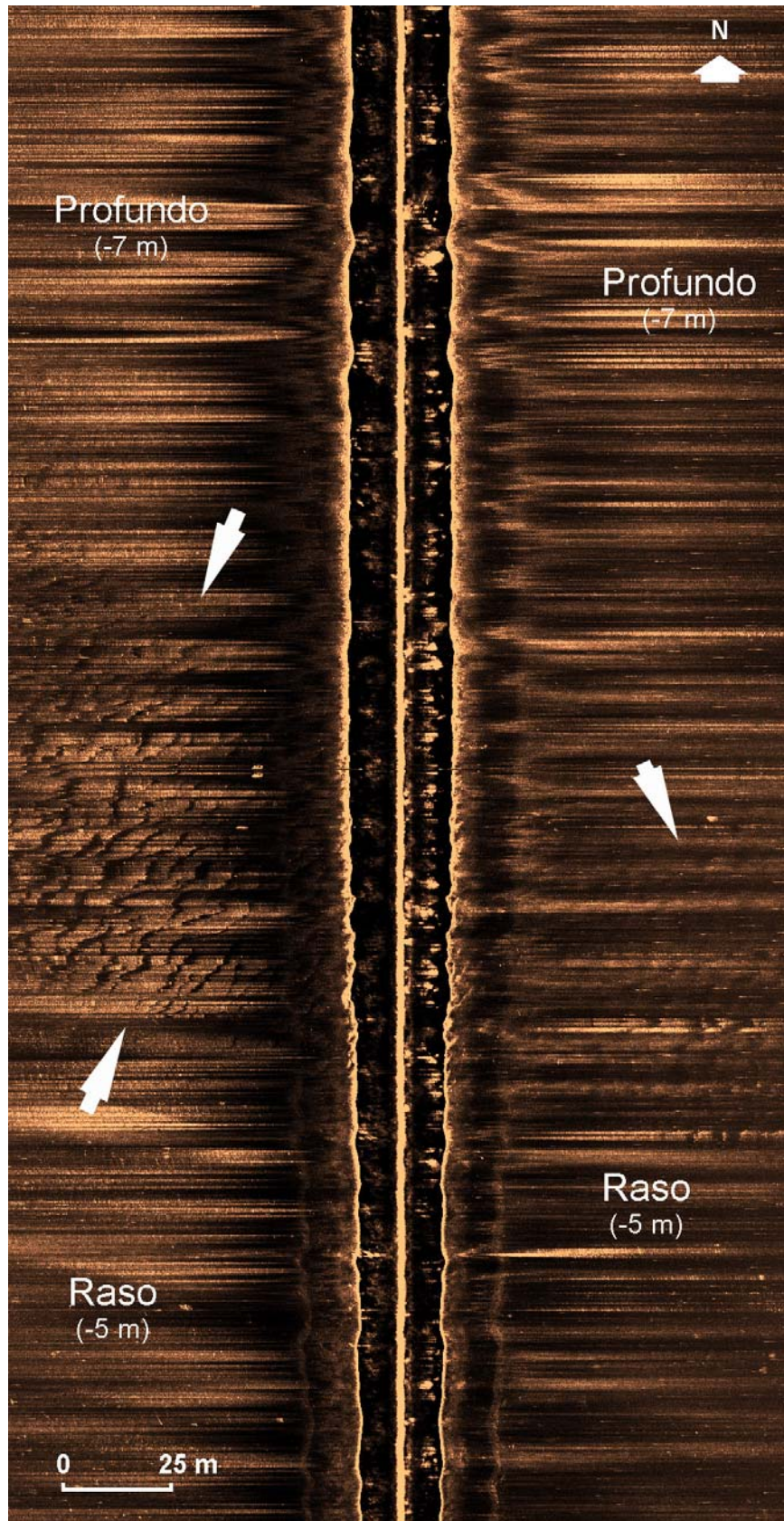


**Figura 40:** Imagem de sonar de varredura lateral do lobo terminal do delta de maré vazante localizado na desembocadura sul do CEP, diferenças no diâmetro médio de grão entre areia fina (Af) e muito fina (Amf).



**Figura 41:** Imagem de sonar de varredura lateral do lobo terminal do delta de maré vazante localizado na desembocadura sul do CEP, onde pode ser observada a mudança de profundidades, da porção SW para NE.

Na área próxima ao morro do farol da ilha do Mel podem ser observadas ondulações assimétricas de pequeno porte com cristas sinuosas e espaçamento de 4 a 5 m (Figura 42). Classificadas assim como dunas subaquosas (*dunes*). As faces de sotamar, orientadas para o quadrante SE, evidenciam que ocorre transporte neste sentido. O perfil batimétrico mostra aumento das profundidades de sul para norte na ordem de 5 para 7 m.

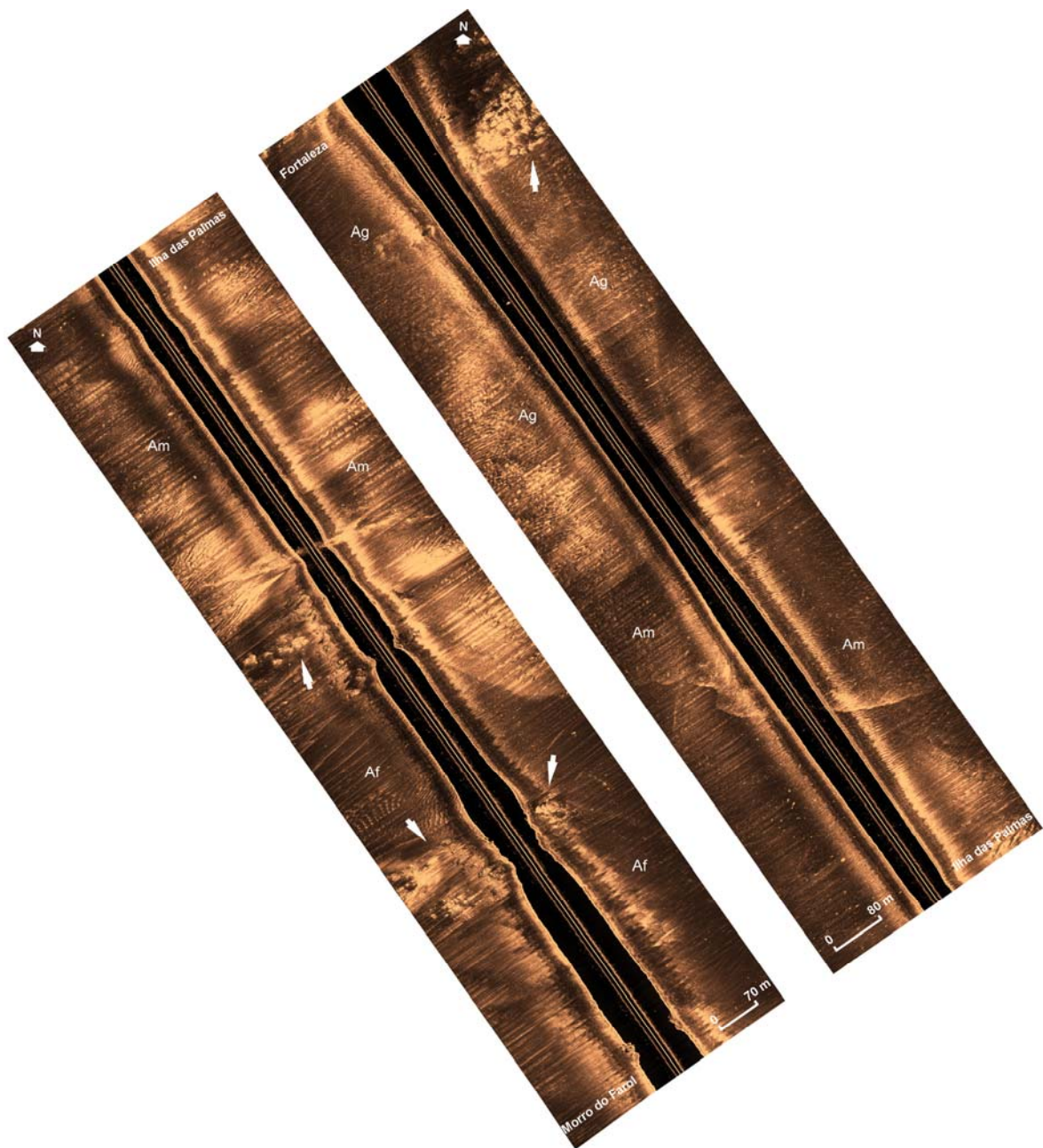


**Figura 42:** Imagem de sonar de varredura lateral da área próxima ao morro do Farol da ilha do Mel, onde podem ser observadas dunas subaquosas (*dunes*; setas brancas). Pela observação do eixo central da imagem ainda pode ser constatado o aumento da profundidade de S para N.

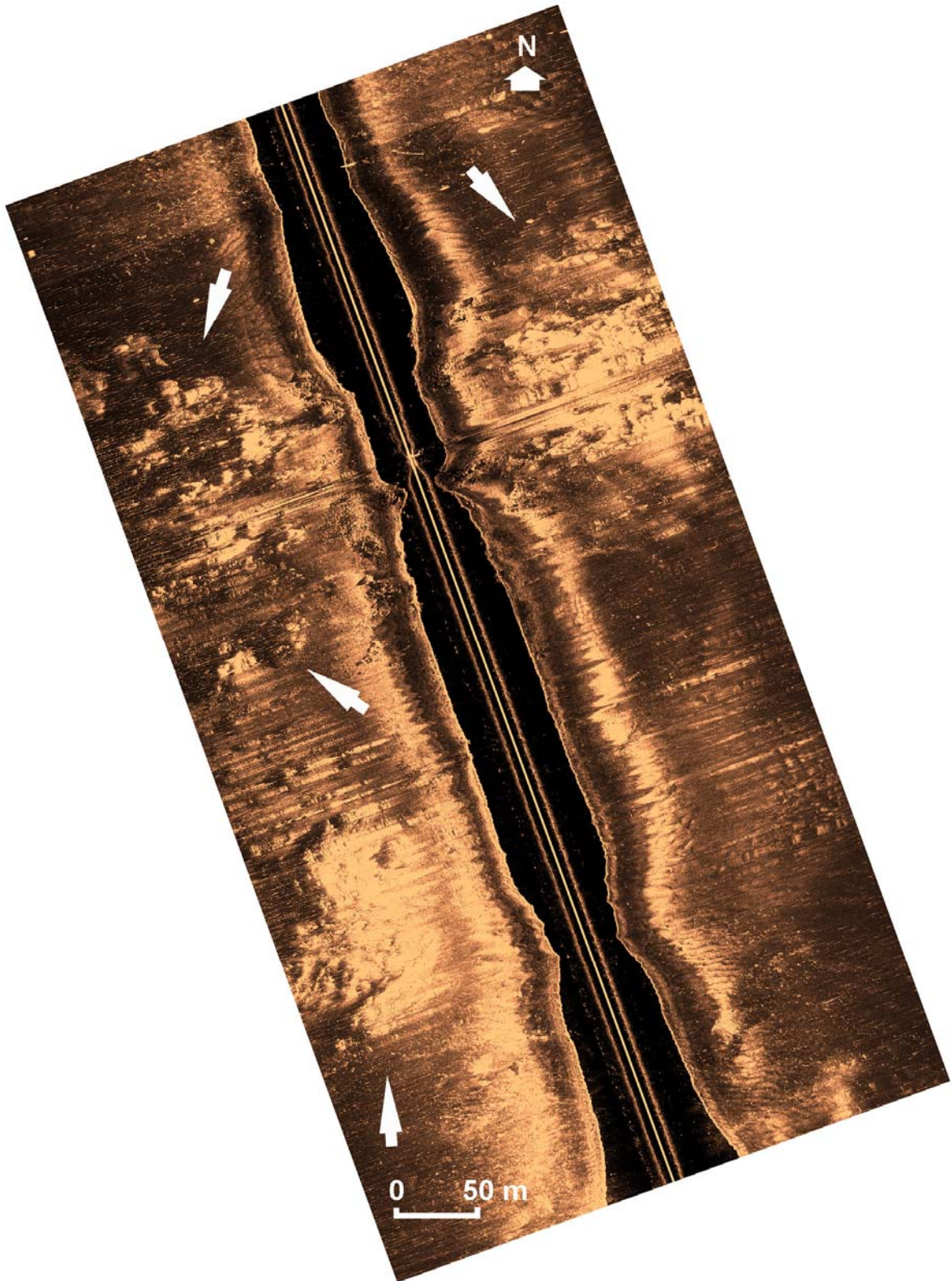
Na desembocadura norte do CEP, entre o morro do Farol e a fortaleza de Nossa Senhora dos Prazeres (ambos na ilha do Mel), foram verificadas rochas submersas (Figuras 43 e 44) circundadas por sedimentos inconsolidados. As profundidades são de 10 m em quase toda a extensão do canal, exceto nos locais onde ocorrem as rochas. Nestas áreas a profundidade diminui abruptamente para até 4 m. Os sedimentos variam de areia fina na extremidade SE do canal, onde ocorrem profundidades em torno de 10 m, passando a areia média no setor central e areia grossa na sua extremidade NW, onde a profundidade passa a ser de 5 m. Na análise das imagens de sonar de varredura lateral pode ser observada a mudança nas características granulométricas na transição de areia fina para média e de média para grossa, onde a textura e a tonalidade de reflexão mudam abruptamente, porém com mudança suave no perfil de profundidade. Logo à frente da Fortaleza de Nossa Senhora dos Prazeres fica evidente a mudança de um fundo arenoso para rochoso.

No canal Norte, nas imediações da ilha das Palmas os sedimentos passam de areias médias à finas na sua porção NW, passando a silte grosso na sua porção SE (Figuras 46 e 47). As profundidades passam de 10 m na calha do canal para 5 m na borda, onde ocorrem os sedimentos mais finos. Há mudança de textura e tonalidade de reflexão na porção externa do canal em direção ao oceano e esta mudança marca a passagem de silte fino para areia fina.

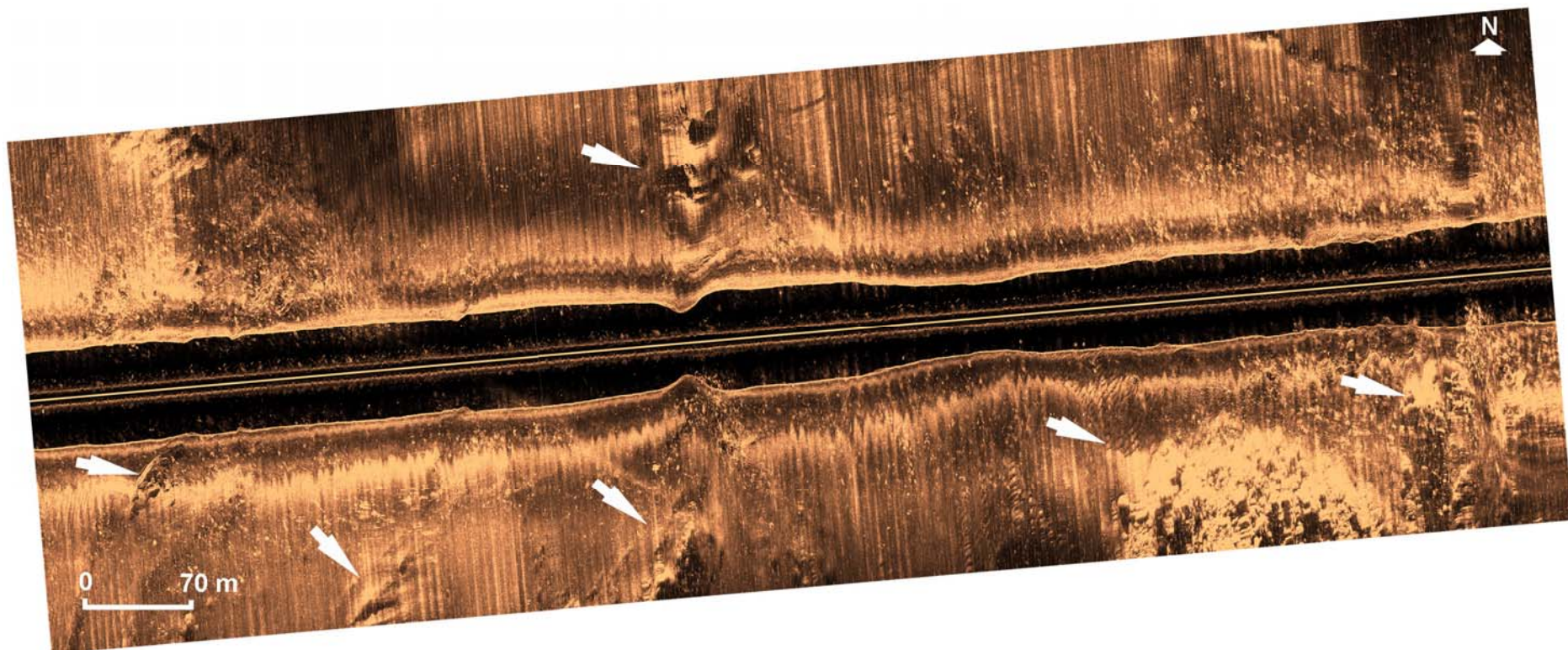
As principais ocorrências de rochas estão associadas ao prolongamento do morro do Farol, as adjacências da ilha das Palmas e ao morro onde está localizada a fortaleza de Nossa Senhora dos Prazeres (Figuras 43, 44 e 45).



**Figura 43:** Imagem de sonar de varredura lateral do canal Sueste, local em que podem ser observada a exposição do substrato rochoso (setas brnacas) e as mudanças no diâmetro médio de grão entre areia fina (Af), média (Am) e grossa (Ag) .

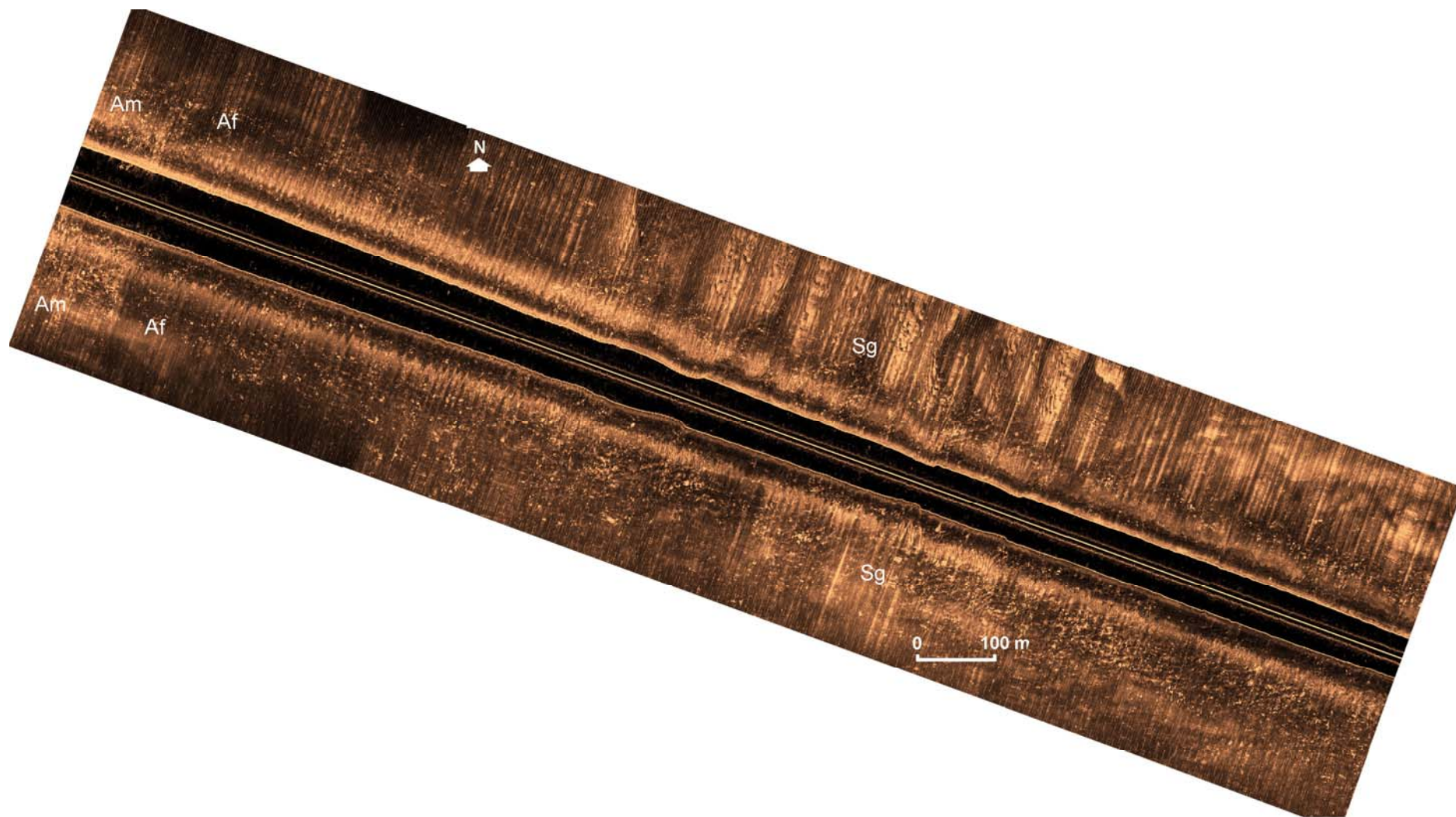


**Figura 44:** Imagem de sonar de varredura lateral de detalhe da área em frente a fortaleza de Nossa Senhora dos Prazeres na ilha do Mel, onde podem ser observado o substrato rochoso (setas brancas).

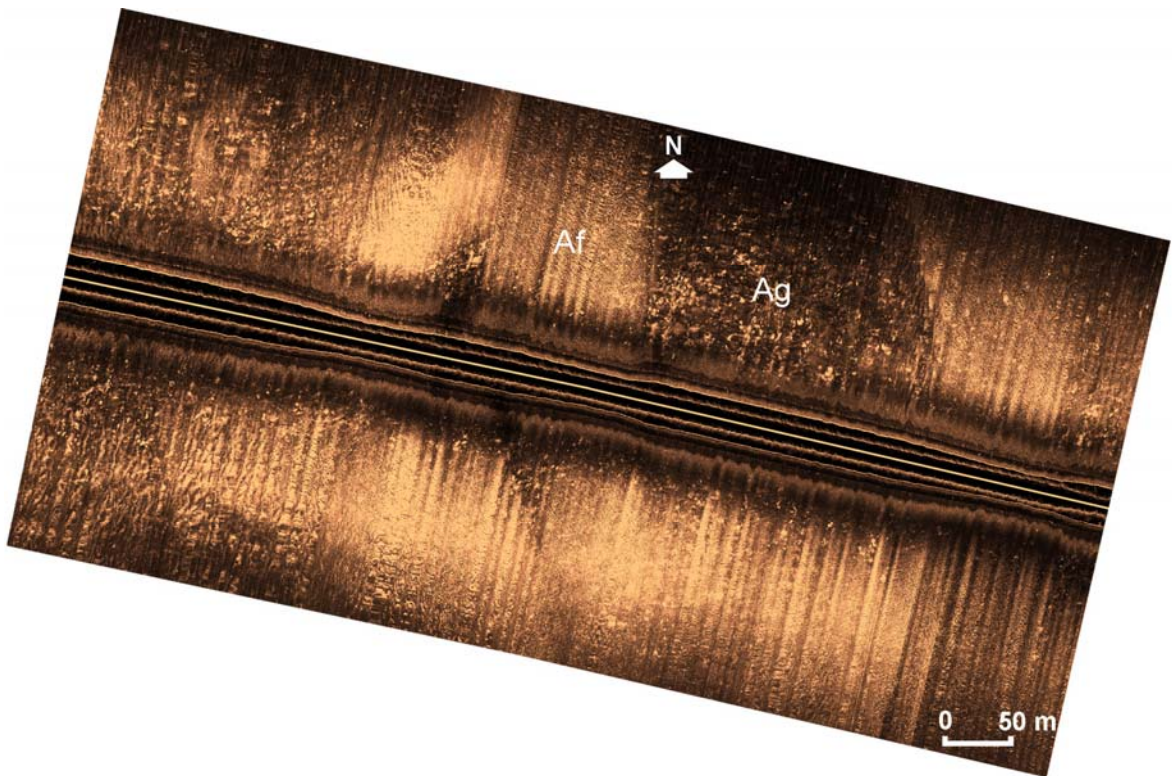


**Figura 45:** Imagem de sonar de varredura lateral do canal Norte, onde pode ser observada a exposição do substrato rochoso (setas brancas).





**Figura 46:** Imagem de sonar de varredura lateral do canal Norte, onde podem ser observadas mudanças na distribuição do diâmetro médio de grão entre areia média (Am), fina (Af) e silte grosso (Sg).



**Figura 47:** Imagem de sonar de varredura lateral do canal Norte, onde podem ser observadas mudanças na distribuição do diâmetro médio de grão entre areia fina (Af) e grossa (Ag).

#### **7.4. Evolução batimétrica (1868-1995)**

##### **7.4.1. Saco do Tambarutaca**

O saco do Tambarutaca é uma extensa área rasa localizada na junção entre as baías de Paranaguá e das Laranjeiras com área aproximada de 55 km<sup>2</sup>. O volume total do banco em 1868 foi determinado em 396,6 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. Nos períodos 1868-1915 e 1915-1945 houve aumento nos volumes destes bancos em 8,7 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> e 35,9 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> respectivamente, com a conseqüente redução das profundidades. No levantamento de 1995, houve redução do volume do banco na ordem de 78 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (Figuras 48A, 48B e 48C), o que demonstra que as profundidades aumentaram.

#### **7.4.2. Saco do Limoeiro**

O saco do Limoeiro foi definido por Araújo (2001) como um hemi-delta de maré enchente. Está disposto na porção ocidental da ilha do Mel, próxima a desembocadura sul, porção externa do CEP, com área aproximada de 12 km<sup>2</sup>. O volume total do banco em 1868 foi de 54,7 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1868-1915 houve redução de área da isóbata 2 m (Figura 49A), ocasionando ampliação do volume do saco do Limoeiro em 10 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1915-1945 foi verificada uma nova redução de área na isóbata 2 m (Figura 49B), desta forma, o volume do saco do Limoeiro aumentou em 9,8 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. O que se verifica neste compartimento é um controle feito pelo talude entre as isóbatas 2 e 8 m, sendo que quanto maior a sua inclinação menor é o volume obtido para o saco do Limoeiro. No período 1945-1995 ocorreu ampliação da área da isóbata 2 m (Figura 49C). Neste período, o volume do saco do Limoeiro diminuiu em 27 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.

#### **7.4.3. Banco da Galheta**

O banco da Galheta é uma extensa área rasa disposta à frente da desembocadura sul do CEP. Este banco é frequentemente dragado por servir como principal via navegável aos terminais portuários no interior do CEP. A área aproximada do banco SW é de 65 km<sup>2</sup> e de 23 km<sup>2</sup> para o banco NE. O volume total em 1915 da margem SW é de 215,8 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> e da margem NE é de 77,2 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. A expansão da isóbata 4 m nesta área no período 1915-1945 (Figura 50A) gerou aumento do volume do banco em 35,4 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1945-1995 houve nova expansão das isóbatas 2 e 4 m formando um esporão em forma de "gancho", curvado na direção NE (Figura 50B). Nesta ocasião o volume do banco aumentou em 3,1 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. A margem NE, no período 1915-1945 aumentou o volume em 5,2 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1945-1995 o volume do banco aumentou em 3 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.

#### **7.4.4. Banco do Superagüi**

O banco do Superagüi está relacionado ao sistema de barras de espraiamento da desembocadura norte do CEP. Trata-se de um pequeno banco arenoso com área aproximada de 12 km<sup>2</sup>. O volume total do banco do Superagüi em 1868 foi de 207,4 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1868-1915 houve maior desenvolvimento da isóbata 4 m no sentido da plataforma continental (Figura 51A), motivando aumento do volume do banco na ordem de 21 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1915-1995 (Figuras 51B e 51C), os volumes do banco tenderam a redução em 32,4 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> para o período 1915-1945, e 62 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> para o período 1945-1995.

#### **7.4.5. Banco das Palmas**

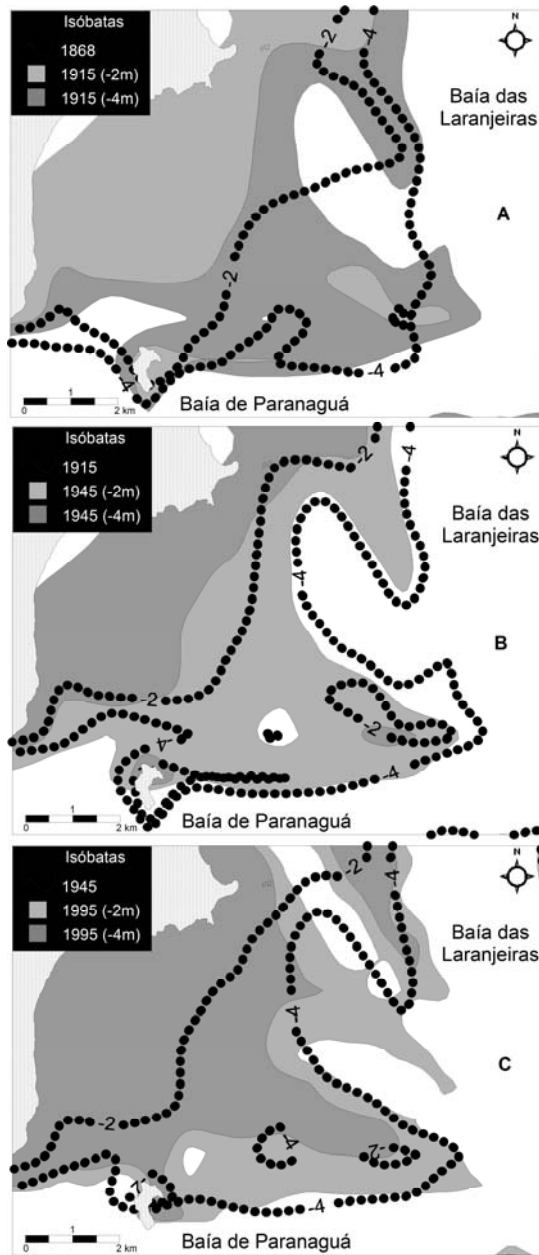
O banco das Palmas é uma área rasa alongada disposta no sentido E-W, próxima à ilha das Palmas margeada pelos canais sueste e norte da desembocadura norte do CEP, com área aproximada de 20 km<sup>2</sup>. Em 1868 o volume deste banco foi de 420,4 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1868-1915 houve aumento das profundidades pela redução de área da isóbata 2 m (Figura 52A) reduzindo o volume do banco em 23 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período seguinte, 1915-1945, houve aumento do volume do banco 38,6 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, com redução posterior na ordem de 29,8 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> no período de 1945-1995 (Figuras 52B e 52C).

#### **7.4.6. Banco Sueste**

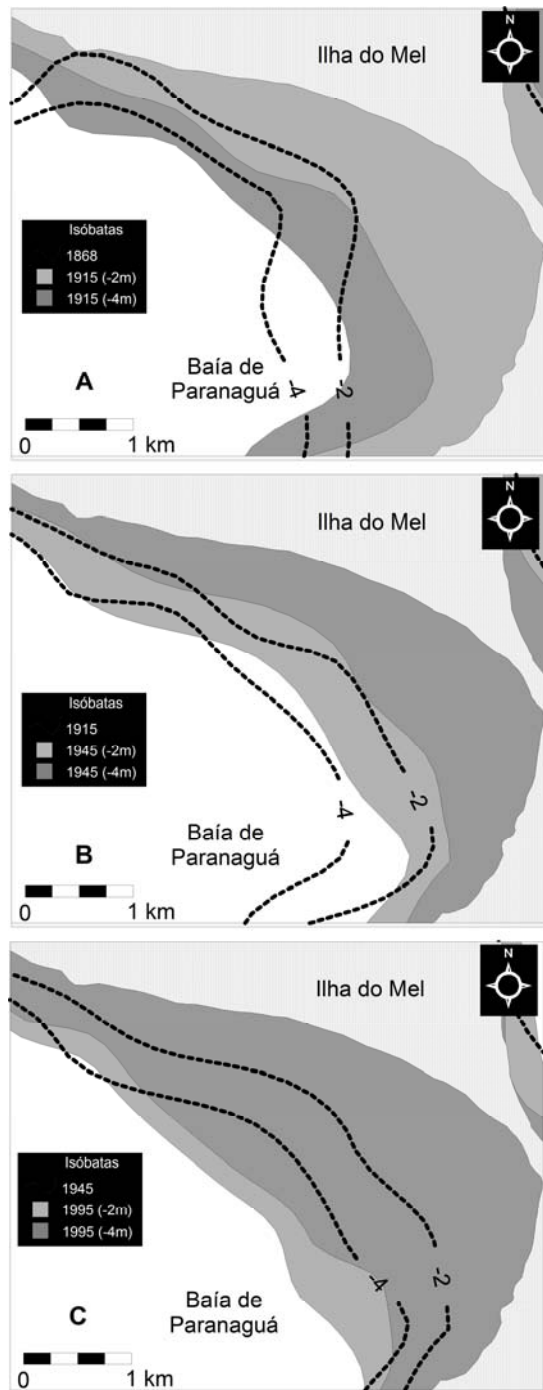
O banco Sueste foi formado na desembocadura do canal Sueste, localizado na desembocadura norte do CEP. Sua área aproximada é de 20 km<sup>2</sup> e volume total em 1868 de 199 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. No período 1868-1915 o volume do banco aumentou em 8,7 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, seguindo a mesma tendência para o período 1915-1945 onde houve

aumento no volume do banco em  $23,5 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Figuras 53A, 53B e 53C). No período 1945-1995 houve redução do volume do referido banco em  $18,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

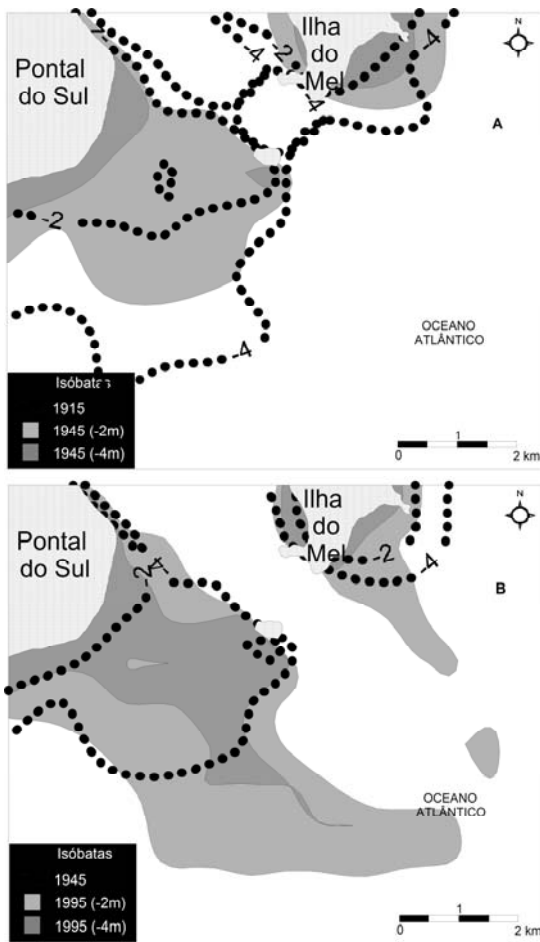
A redução ou ampliação de volume dos bancos ocorreu pela formação, aprofundamento e assoreamento dos canais, e pela conseqüente ampliação ou redução das áreas rasas. A posição, profundidade e largura dos canais formados nas desembocaduras do CEP são os principais fatores de controle das alterações das barras de espraiamento. Apesar das áreas de comparação batimétrica terem sido colocadas de forma a evitar os canais dragados, a influência dessas dragagens sobre os volumes obtidos é um fato. A retirada de sedimentos dos canais de acesso ao interior do estuário gerou déficit sedimentar na costa adjacente. As dragagens na desembocadura norte foram realizadas até o início da década de 1970 e a partir de então passaram a ser realizadas na desembocadura sul.



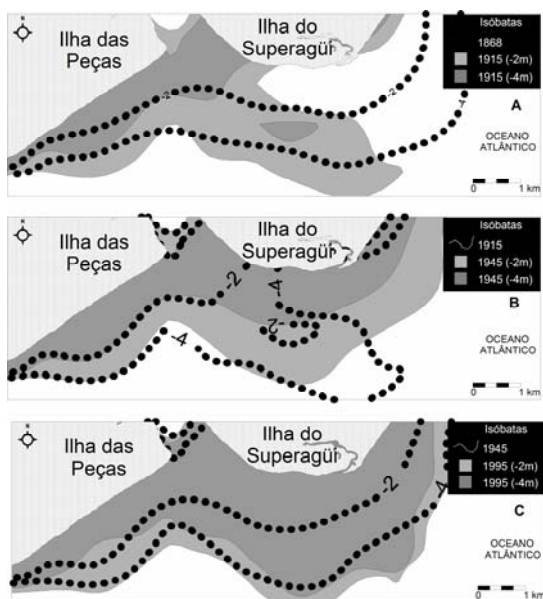
**Figura 48:** Variações da batimetria no Saco do Tambarutaca nos períodos 1868-1915 (A), 1915-1945 (B) e 1945-1995 (C).



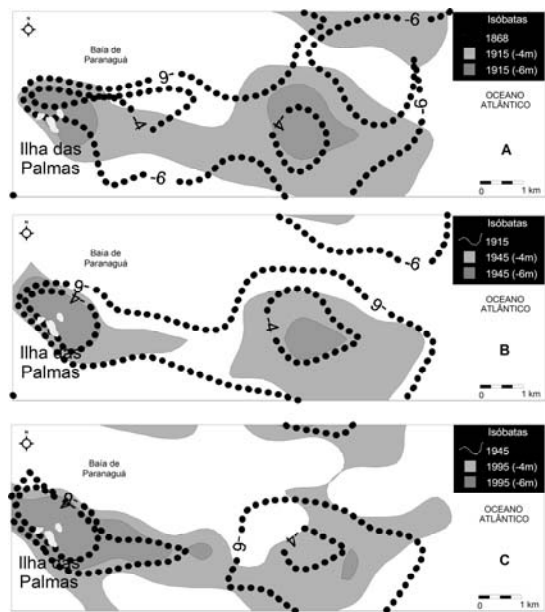
**Figura 49:** Variações da batimetria no Saco do Limoeiro nos períodos 1868-1915 (A), 1915-1945 (B) e 1945-1995 (C).



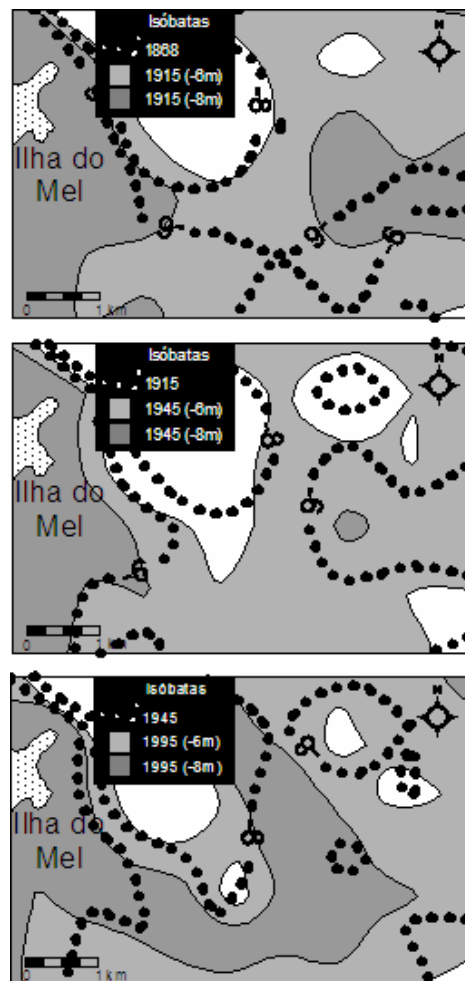
**Figura 50:** Variações da batimetria no Banco da Galheta nos períodos 1915-1945 (A) e 1945-1995 (B).



**Figura 51:** Variações da batimetria no Banco do Superagüi nos períodos 1868-1915 (A), 1915-1945 (B) e 1945-1995 (C).



**Figura 52:** Variações da batimetria no Banco das Palmas nos períodos 1868-1915 (A), 1915-1945 (B) e 1945-1995 (C).



**Figura 53:** Variações da batimetria no Banco Sueste nos períodos 1868-1915 (A), 1915-1945 (B) e 1945-1995 (C).

Os levantamentos batimétricos avaliaram o período anterior à instalação do canal da Galheta, bem como o período em que a desembocadura norte foi dragada. Desta forma, o período 1868-1945 avaliou as mudanças causadas pelas dragagens na desembocadura norte, enquanto o levantamento de 1995 avaliou as possíveis influências da dragagem na desembocadura sul, e desta sobre a desembocadura norte.

Considerando a deriva longitudinal para o quadrante NE, a redução generalizada dos volumes dos bancos da desembocadura norte e o aumento associado no volume do banco da Galheta, no período 1945-1995 (Tabela 6; Figura 54), mostra uma possível relação entre dragagens e material subtraído da costa. Este pode ser um indicativo do aprisionamento dos sedimentos no banco da Galheta, causando déficit sedimentar na desembocadura norte. Porém, o banco da Galheta apresentava aumento de volumes no período anterior a dragagem do canal de acesso (1915-1945), associado ao aumento dos volumes dos bancos localizados a norte, exceto o banco do Superagüi. No período 1868-1915 todos os bancos apresentaram aumento de volume enquanto o banco das Palmas teve redução de volume (Figura 55). Desta forma, não foi possível estabelecer uma relação direta entre a deriva longitudinal, o aprisionamento de sedimentos no banco da Galheta e as alterações de volumes nos bancos localizados na desembocadura norte do CEP. Ao longo do período de análise, o aumento do volume do banco da Galheta provavelmente protegeu a costa com maior efetividade das frentes de onda do quadrante S-SE.

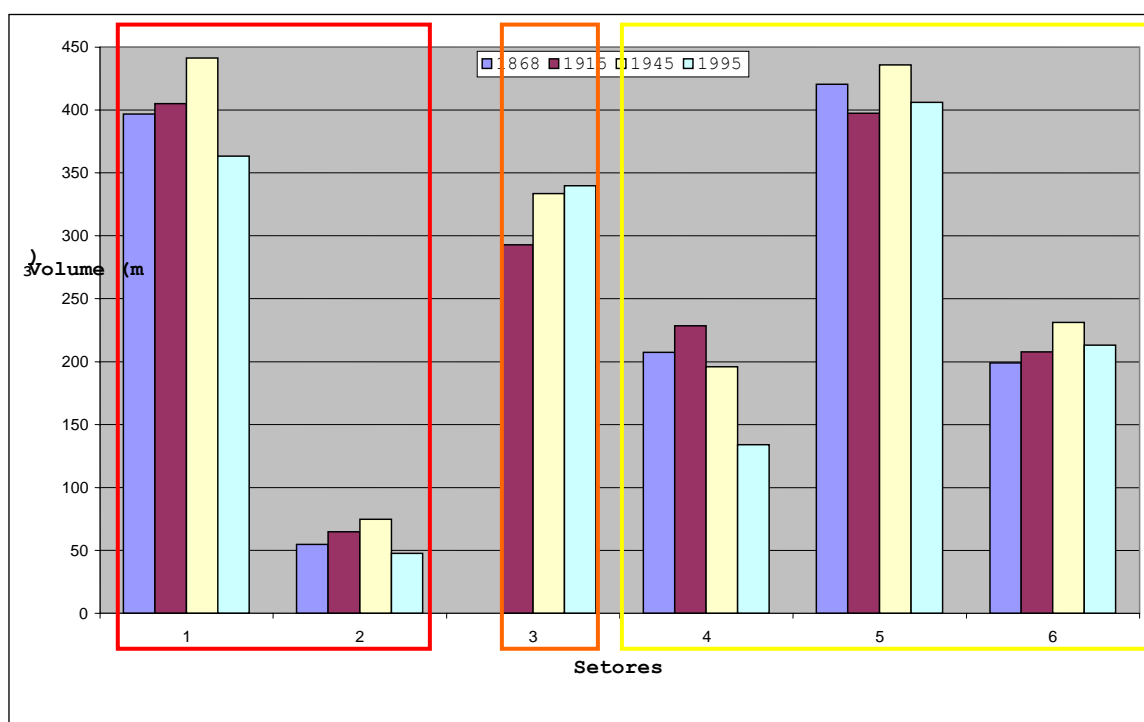
Verificou-se que dos compartimentos estudados podem ter separado sistemas distintos de influência pela dragagem. A baía de Paranaguá, por ter sido mais freqüentemente dragada e servindo diversas vezes como sítio de deposição do sedimento dragado, não possibilitou uma análise mais aprofundada das variações morfológicas e volumétricas. O saco do Tambarutaca, influenciado pelos dois eixos do CEP provavelmente tem influência dos sedimentos provindos do interior do estuário, tendo sido dragado para o acesso a desembocadura norte do CEP.



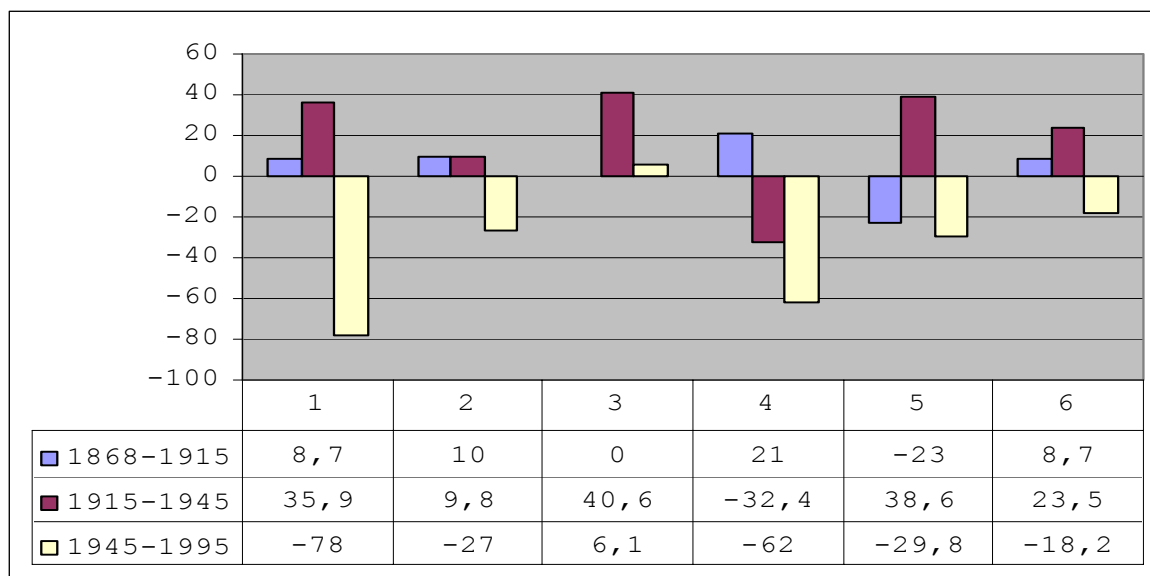
Os bancos do Superagüi, das Palmas e Sueste representam um sistema conjugado influenciado pelo comportamento do banco da Galheta. Na desembocadura sul, o banco da Galheta (SW e NE) e o Saco do Limoeiro fazem parte do delta de maré vazante e enchente, respectivamente.

**Tabela 6:** Volumes dos bancos localizados na desembocadura do CEP entre 1868 e 1995 ( $m^3 \times 10^6$ ). Saco do Tambarutaca (ST), Saco do Limoeiro (SL), Banco da Galheta (BG), Banco do Superagüi (BS), Banco das Palmas (BP) e Banco Sueste (BSU).

Ano/Local	ST	SL	BG	BS	BP	BSU
1868	396,6	54,7	-	207,4	420,4	199,0
1915	405,3	64,7	293,0	228,4	397,4	207,7
1945	441,2	74,5	333,6	196,0	436,0	231,2
1995	363,2	47,5	339,7	134,0	406,2	213,0



**Figura 54:** Comparação entre os volumes dos bancos no Saco do Tambarutaca (1), Saco do Limoeiro (2), Banco da Galheta (3), Banco do Sueste (4), Banco das Palmas (5) e Banco do Superagüi (6) entre 1868 e 1995.



**Figura 55:** Comparação entre as variações nos volumes dos bancos no Saco do Tambarutaca (1), Saco do Limoeiro (2), Banco da Galheta (3), Banco do Sueste (4), Banco das Palmas (5) e Banco do Superagüi (6) entre 1868 e 1995.

As mudanças efetuadas pela autoridade portuária nos níveis de redução dos levantamentos batimétricos podem ter gerado erros nos cálculos dos volumes. Segundo a Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina o nível de redução para o CEP entre 1950 e 1998 mudou de 80 para 120 cm.

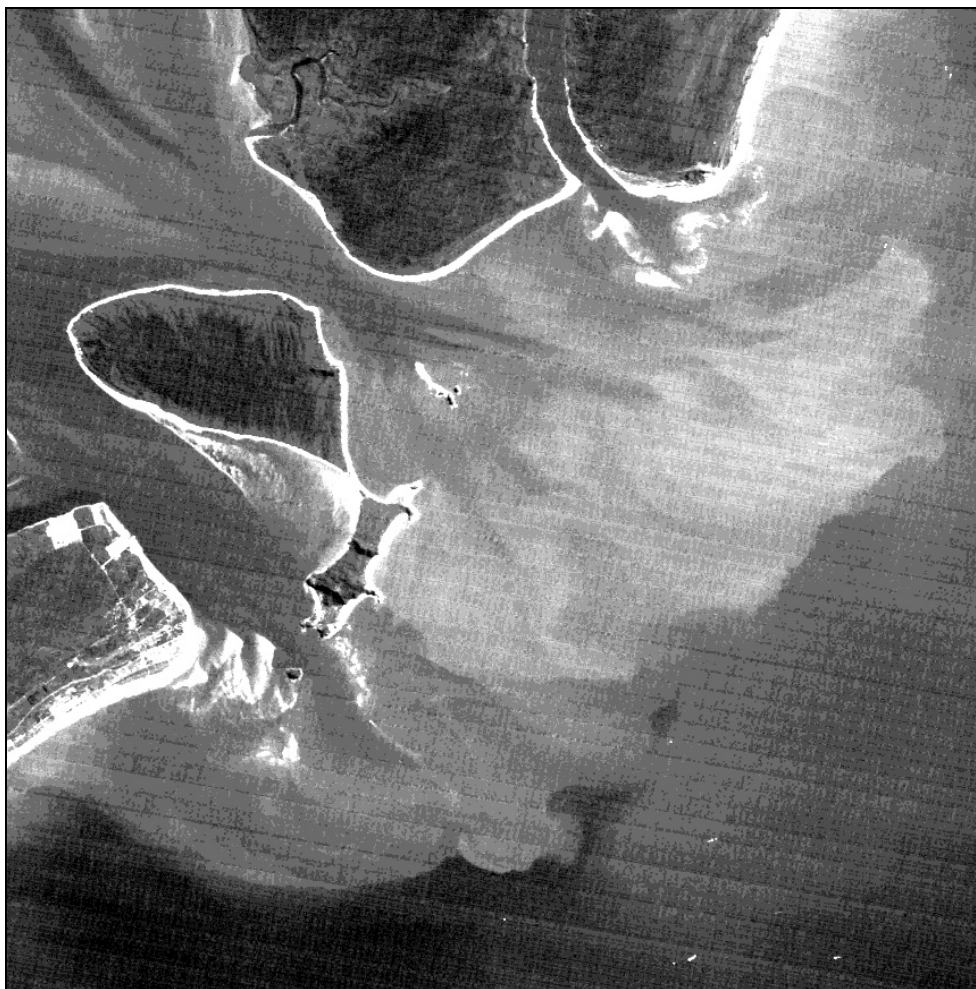
## 7.5. Variação da Linha de Costa

### 7.5.1. Sensoriamento remoto

#### 7.5.1.1. Comparação imagens TM Landsat 5 1985/1988

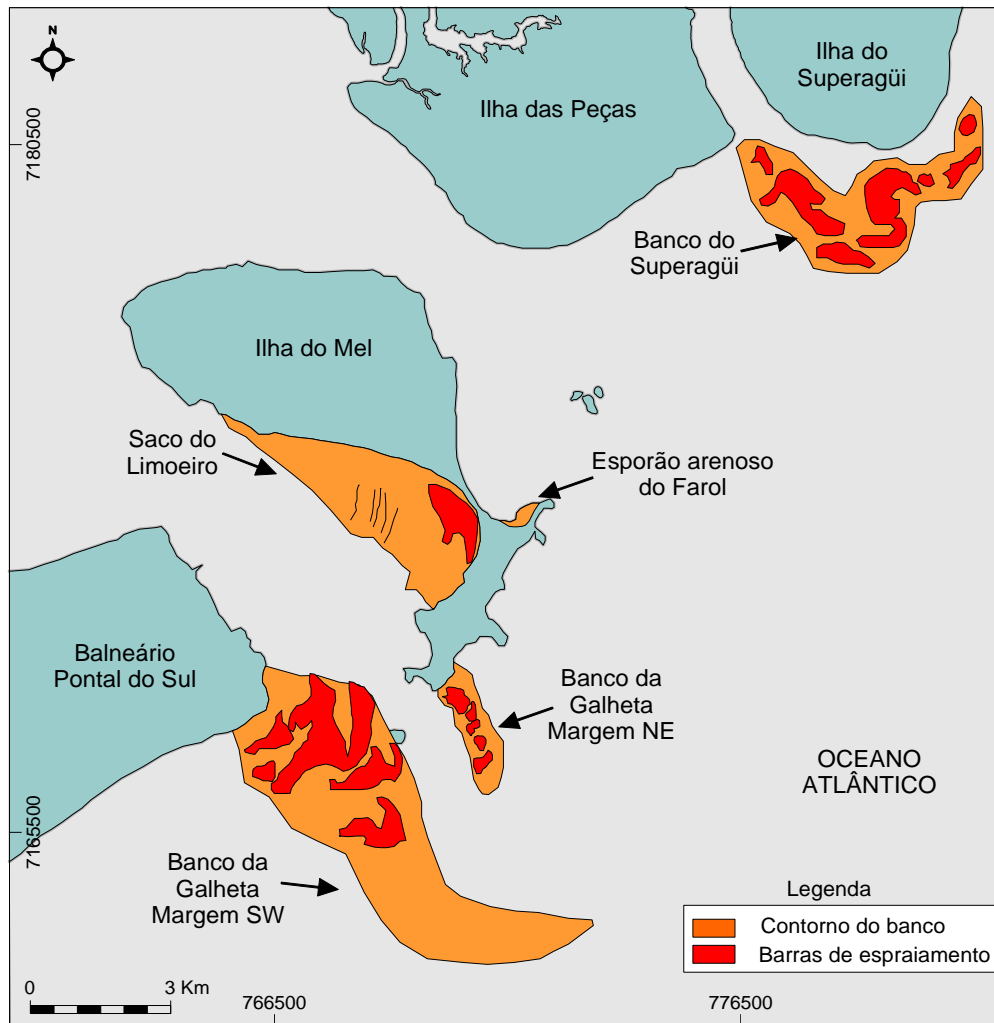
A imagem de 1985 (Figuras 56 e 57) foi considerada a base de comparação para as imagens obtidas posteriormente. Nesta ocasião as barras de espraiamento podem ser bem definidas no banco da Galheta SW e NE e na barra do Superagüi. Os contornos gerais do delta de maré da desembocadura do CEP apresentam-se difusos. Em comparação com a posição da costa de 1988 poucas mudanças podem ser observadas. Estas mudanças são contatadas no balneário Pontal do Sul, na área imediatamente adjacente ao

banco da margem SW, no esporão do farol da ilha do Mel e na ilha do Superagüi.



**Figura 56:** Imagem TM Landsat de 1985 da desembocadura do CEP.

Na ilha do Superagüi houve ganho de área emersa na ordem de  $17,6 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com avanços da posição da costa variando entre 181,8 e 139,5 m na sua porção sul. As barras de espraiamento, no banco do Superagüi, estão visíveis em ambas as imagens com definição de contornos semelhantes. Na ilha das Peças foi constatada um recuo máximo da costa de 124,9 m, enquanto que um avanço máximo de 153,21 m, resultando em uma perda de área emersa na ordem de  $272,9 \times 10^3 \text{ m}^2$ .



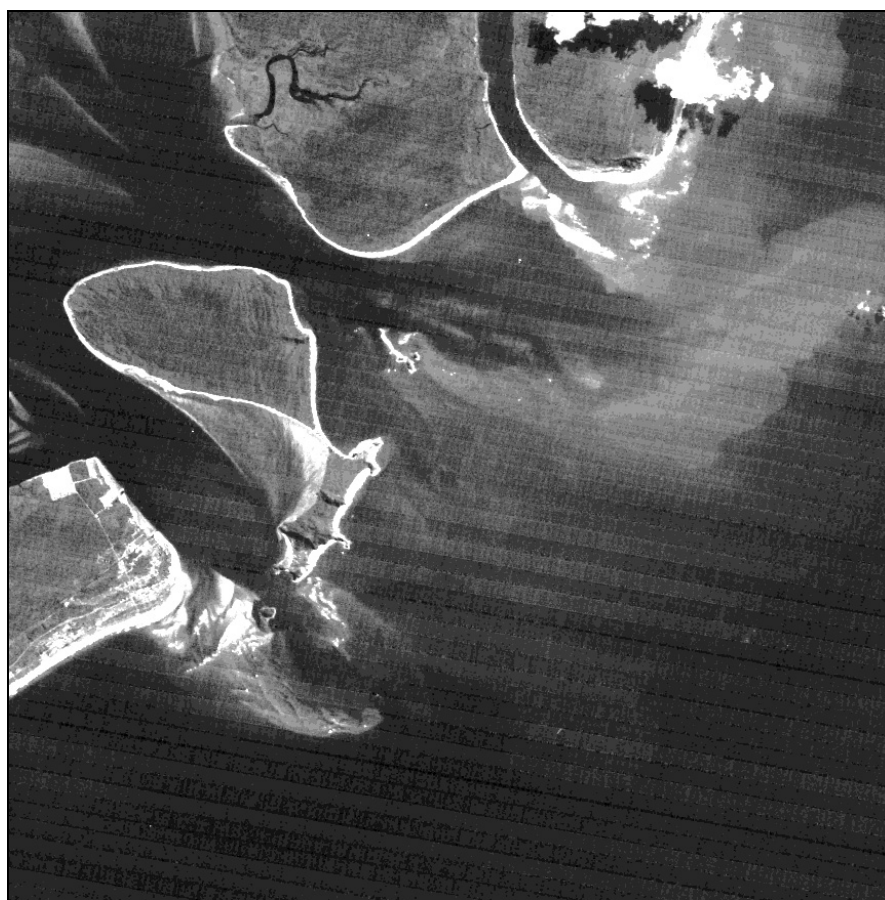
**Figura 57:** Áreas rasas na desembocadura do CEP interpretadas a partir da imagem TM Landsat de 1985.

No esporão arenoso do farol da ilha do Mel foi verificado que na área próxima ao morro homônimo e ao istmo arenoso houve recuo da costa entre 23,0 e 58,0 m lineares, enquanto que na área central do esporão houve avanço da costa variando entre 38,0 e 113,8 m lineares. A subtração das áreas de avanço e recuo da posição da costa resultou em um ganho residual de área emersa da ordem de  $1,4 \times 10^3 \text{ m}^2$  neste período. Apesar do ganho na área do esporão arenoso e de não ter sido constatada uma mudança pronunciada nos contornos desta ilha, foi verificado que houve redução da área da ilha em  $497,1 \times 10^3 \text{ m}^2$ . O ganho de área é resultado da clausura de um corpo aquoso (laguna) contida pelo esporão. Na desembocadura sul, o balneário Pontal do Sul apresentou avanço generalizado da posição da costa. Na sua porção sul o avanço linear foi em torno de 84,0 m, enquanto

que próximo à desembocadura do CEP o ganho foi amplificado e atingiu um valor mínimo de 175,9 m e um máximo de 241,0 m, resultando em um ganho de área em torno de  $442,5 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Observa-se que de 1985 a 1988 as áreas de espraiamento próximas ao balneário não sofreram relevantes mudanças de morfologia.

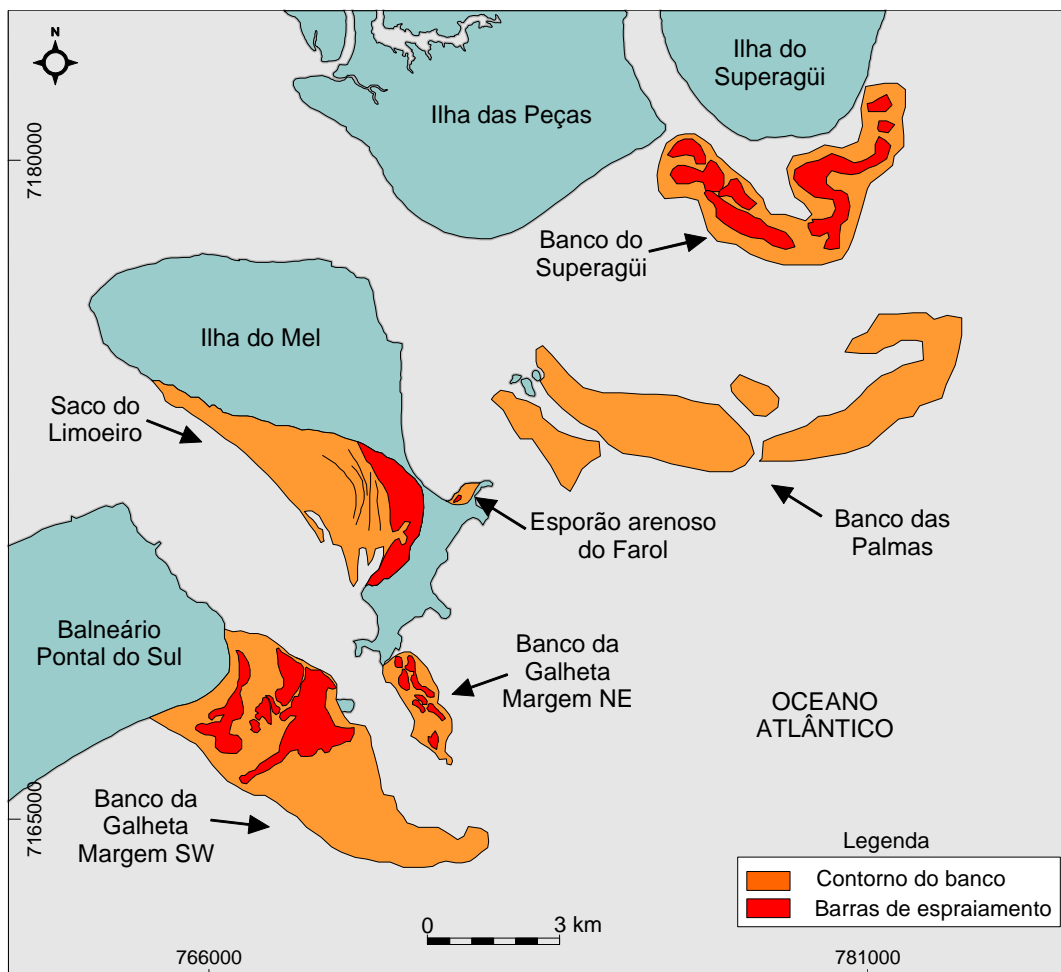
#### 7.5.1.2. Comparação imagens TM Landsat 5 1988/1990

Na comparação entre os contornos de 1988 e 1990 foi constatado aumento da área da ilha do Superagüi em torno de  $329,2 \times 10^3 \text{ m}^2$ , e com recuo máximo da posição da costa de 251,3 m e avanço máximo em torno de 221 m. Neste período o banco do Superagüi apresentou uma melhor definição de seus contornos, chegando a estar unido a ilha das Peças, e ainda apresentar uma área de espraiamento melhor desenvolvida que em 1988 (Figuras 58 e 59).

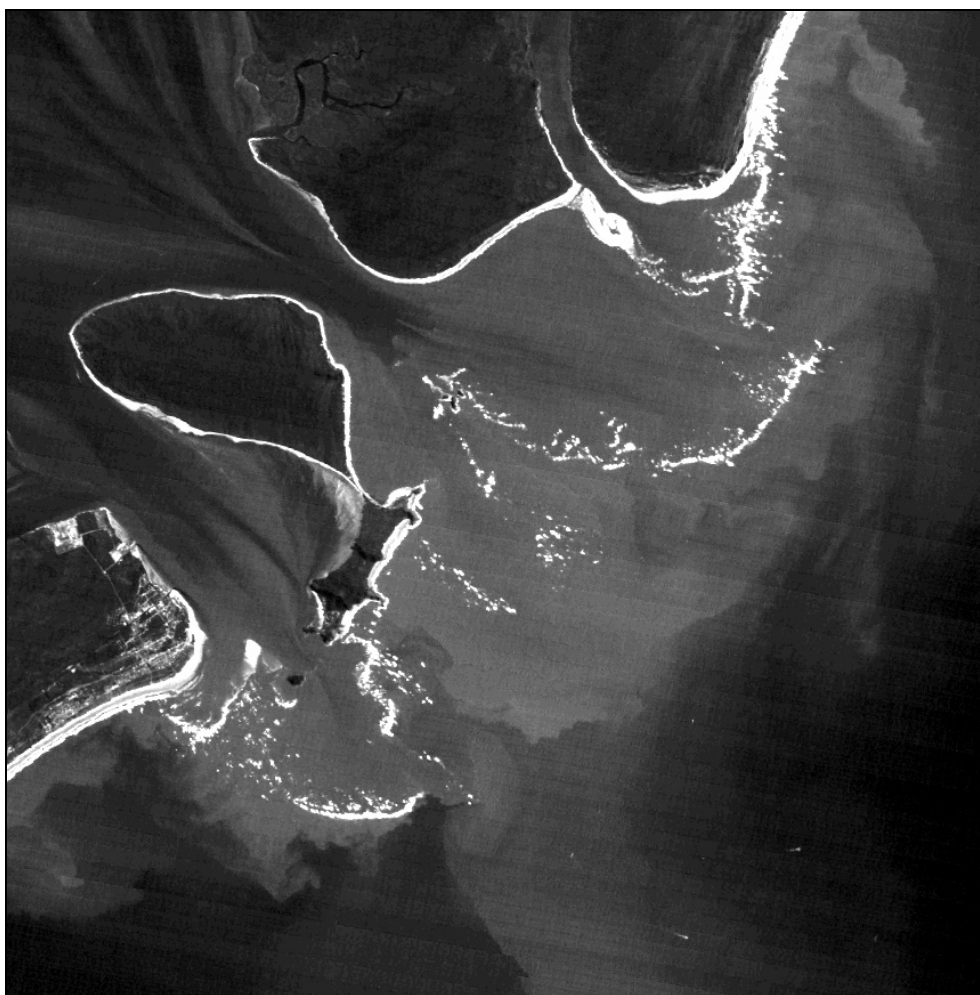


**Figura 58:** Imagem TM Landsat de 1988 da desembocadura do CEP.

Na ilha das Peças foram observados pequenos trechos de recuo da posição da linha de costa, com 91,3 m em seu máximo, os quais representam uma perda de área de  $130 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Na ilha do Mel não foram observados trechos de recuo pronunciado da costa, porém a sua área total foi reduzida em torno de  $234,2 \times 10^3 \text{ m}^2$ , enquanto que no esporão arenoso do morro do farol houve redução de área na ordem de  $58,8 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Houve avanço da posição da costa em detrimento a esta redução de área. Isto se explica pelo fato da desembocadura da laguna contida no esporão estar melhor definida na imagem de 1990. No balneário Pontal do Sul, entre 1988 e 1990, houve redução da área em torno de  $307,0 \times 10^3 \text{ m}^2$ , motivada pelo recuo da posição da costa em um valor máximo de 108 m lineares e num mínimo de 73,2 m. Neste período as barras de espraiamento localizadas no banco da Galheta SW estão pior definidos que em 1988.



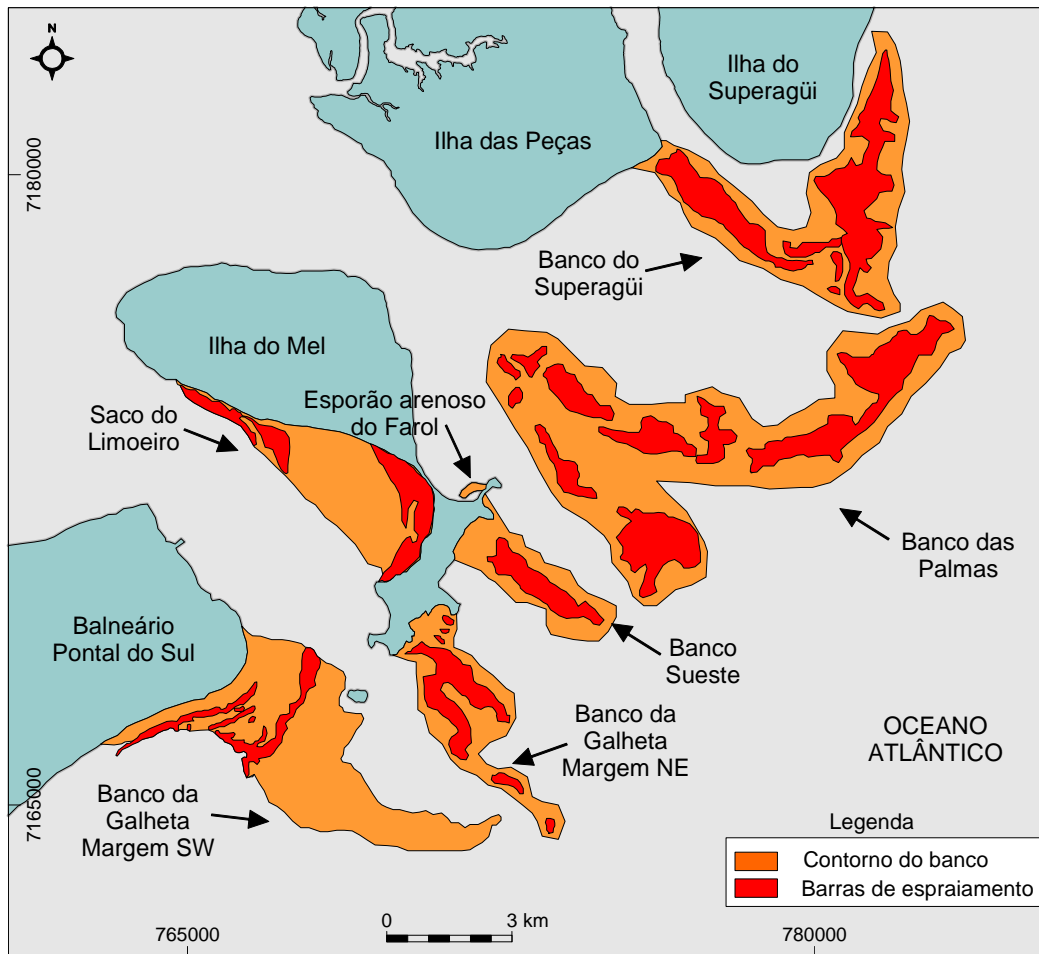
**Figura 59:** Áreas rasas na desembocadura do CEP interpretadas a partir da imagem TM Landsat de 1988.



**Figura 60: Imagem** TM Landsat de 1990 da desembocadura do CEP.

#### **7.5.1.3. Comparação imagens TM Landsat 5 1990/1994**

Entre 1990 e 1994 a ilha do Superagüi apresentou diminuição da área emersa na ordem de  $616,1 \times 10^3 \text{ m}^2$ , resultado de recuos máximos da posição da costa de 301,1 m e mínimos de 79,2 m na sua porção sul. Apesar das barras de espraiamento não estarem visíveis na imagem de 1994 ainda é possível verificar que os contornos do banco do Superagüi permanecem semelhantes aos observados em 1990 (Figuras 60 e 61). Na ilha das Peças, houve aumento sutil da área emersa na ordem de  $7,4 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com recuos e avanços da posição da costa praticamente equilibrados, ambos em torno de 95 m.

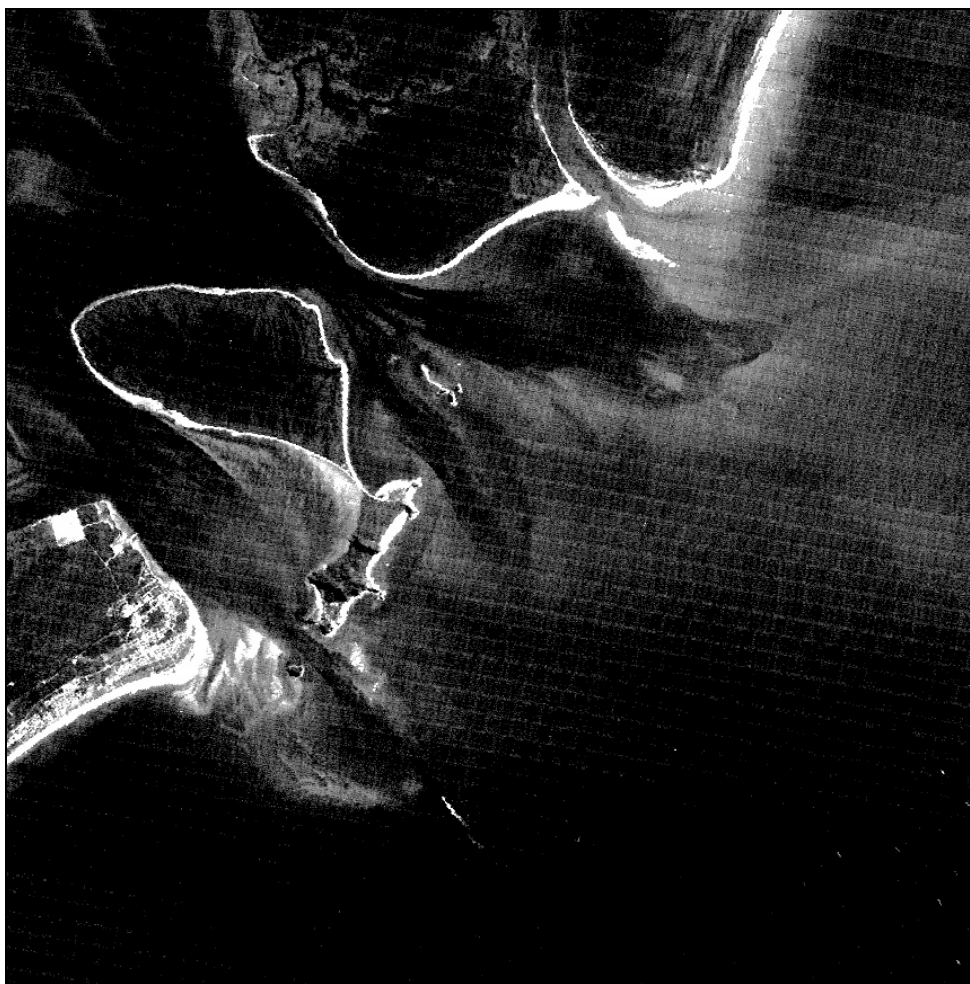


**Figura 61:** Áreas rasas na desembocadura do CEP interpretadas a partir da imagem TM Landsat de 1990.

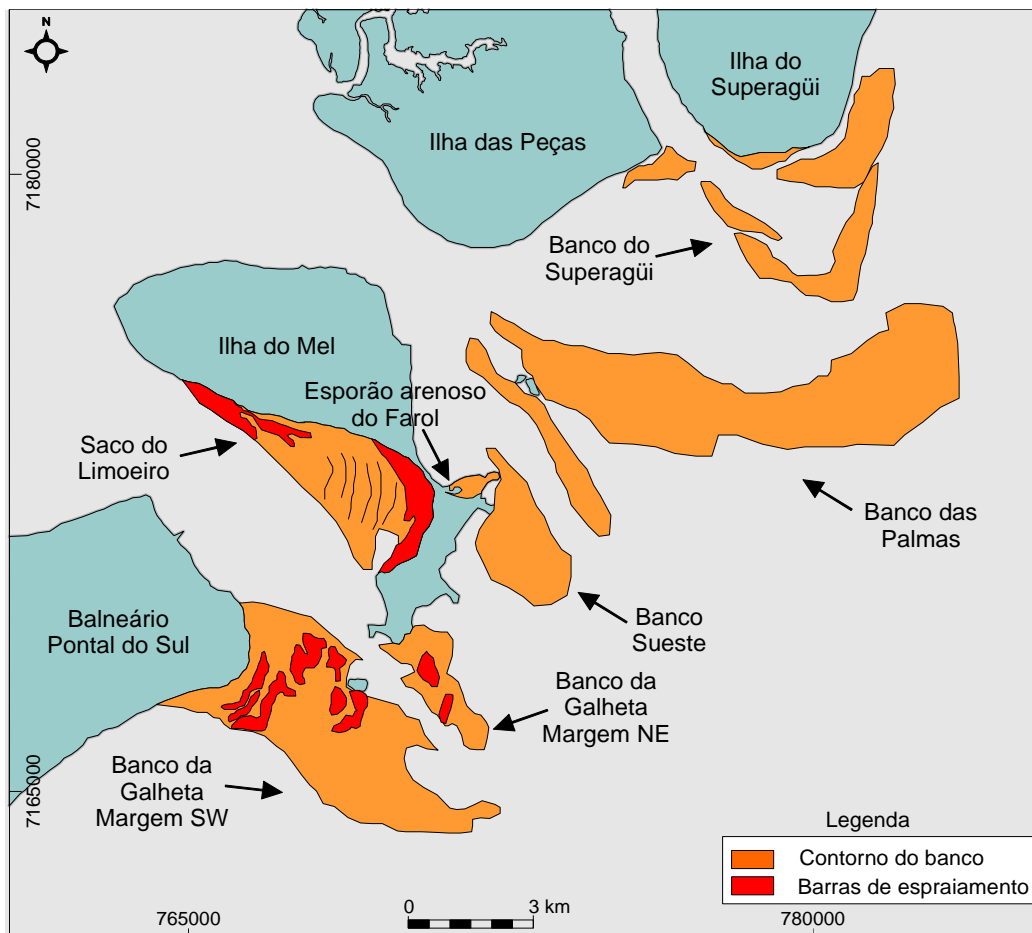
Na desembocadura norte as barras de espraçamento observadas na imagem de 1990 não foram observadas na de 1994. Apesar disso, é possível verificar que os contornos dos bancos permanecem inalterados. Na desembocadura sul podem ser observadas, na imagem de 1994 (Figuras 62 e 63), barras de espraçamento próximas à ilha da Galheta, as quais não foram observadas em 1990. No banco NE estas barras de espraçamento apresentam um menor desenvolvimento em 1990 do que 1994.



Na ilha do Mel a área emersa aumentou em  $393,4 \times 10^3 \text{ m}^2$  de 1990 para 1994, resultado da expansão geral de seus limites. O esporão arenoso do morro do farol apresentou avanço de seus limites na ordem de 234,6 m, resultando em um aumento da área emersa em  $137,0 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Isso se deve ao fechamento do canal de maré da laguna inclusa no esporão. No balneário Pontal do Sul houve aumento da área emersa em torno de  $720,0 \times 10^3 \text{ m}^2$ , resultado do avanço máximo da posição da costa de 197 m na porção próxima a desembocadura sul do CEP.



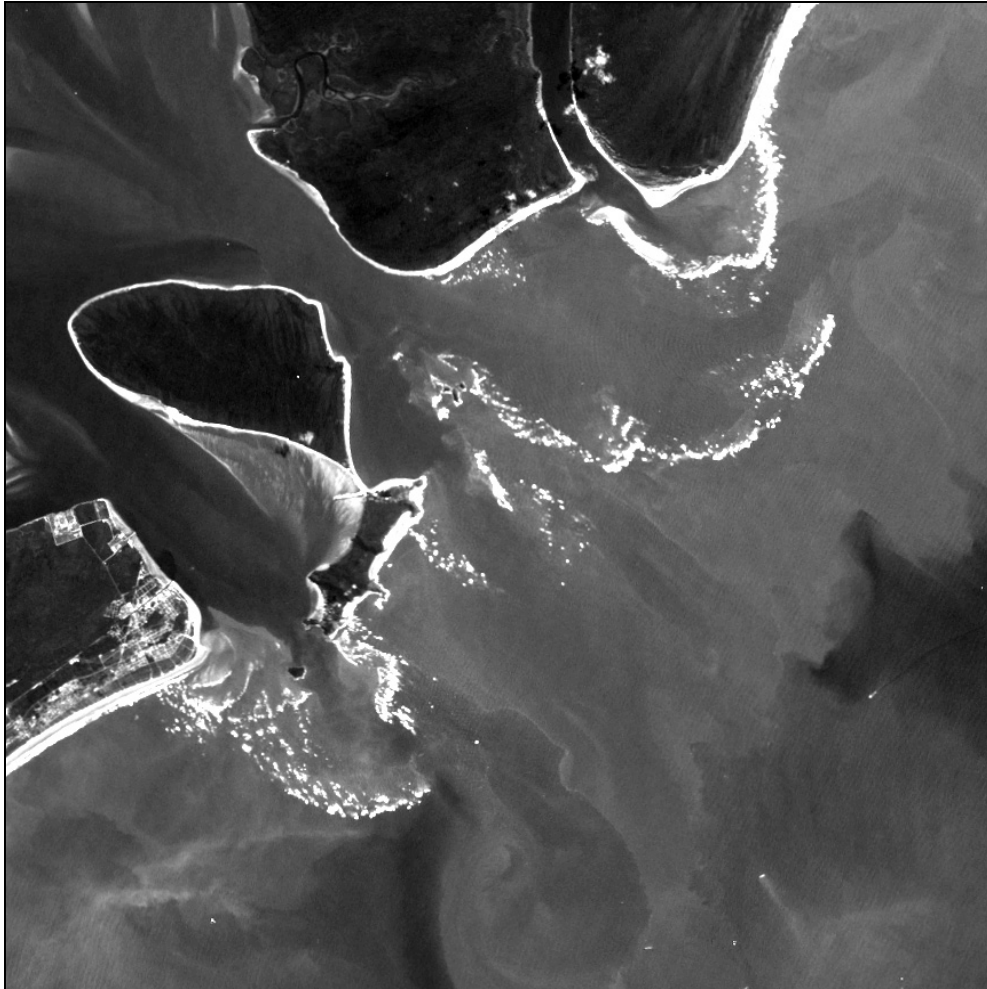
**Figura 62:** Imagem TM Landsat de 1994 da desembocadura do CEP.



**Figura 63:** Áreas rasas na desembocadura do CEP interpretadas a partir da imagem TM Landsat de 1994.

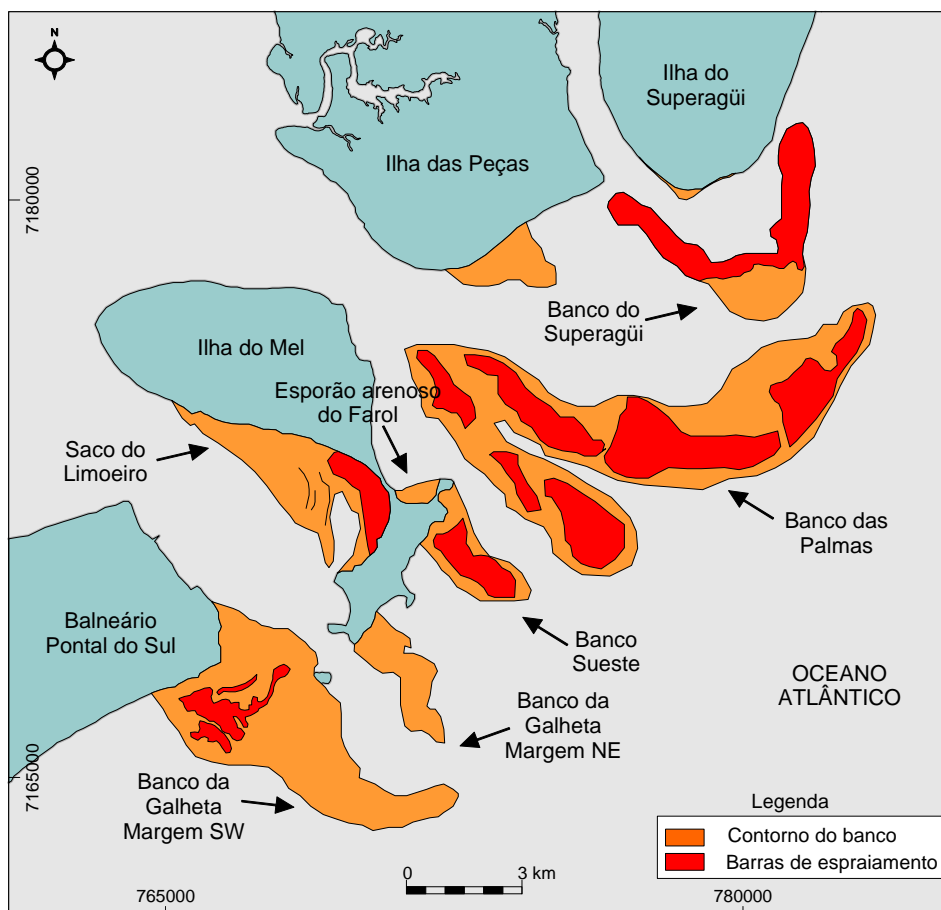
#### 7.5.1.4. Comparação imagens TM Landsat 5 e 7 1994/1999

Entre 1994 e 1999 a ilha do Superagüi apresentou aumento de sua área emersa em  $425,2 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com avanço máximo da posição da costa de 273,4 m e recuo máximo de 146 m, ambos na sua porção sul. O arranjo dos bancos é praticamente o mesmo nas duas datas, porém em 1999 (Figura 64 e 65) as barras de espraçamento apresentam-se com melhor definição que em 1994. Ainda, um banco colocado na porção SE da ilha das Peças em 1994 não está presente em 1999, onde a barra de espraçamento está mais próxima desta porção, o que indica uma migração dos sedimentos da ilha das Peças em direção ao banco do Superagüi.



**Figura 64:** Imagem TM Landsat de 1999 da desembocadura do CEP.

Na ilha do Superagüi, o banco localizado na sua porção sul em 1994 se apresenta anexado e fazendo parte da linha de costa em 1999. Na ilha das Peças pode ser observado um banco na sua porção sul em 1999. No banco das Palmas e Sueste, em 1994, apenas podem ser observados os contornos do banco, enquanto na imagem de 1999 as barras de espraiamento podem ser definidas. O ganho de área emersa nesta ilha foi de  $472,3 \times 10^3$ . Na ilha do Mel houve ganho de área com  $813,5 \times 10^3 \text{ m}^2$ , motivado pelo aumento do esporão arenoso do morro do farol em  $416,4 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Na desembocadura sul, o balneário Pontal do Sul apresentou ganho de área na ordem de  $238,8 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com avanço máximo de 130,6 m e recuo máximo de 83 m, ambos na sua porção SE. Os bancos NE e SW apresentam redução na quantidade das barras de espraiamento neste período.



**Figura 65:** Áreas rasas na desembocadura do CEP interpretadas a partir da imagem TM Landsat de 1999.

#### 7.5.1.5. Comparação imagens TM Landsat 7 1999/2000

Entre os anos de 1999 e 2000 a ilha do Superagüi apresentou recuo máximo da posição da costa de 230,0 m e mínimo de 86,5 m, ambos na sua porção sul. Assim, houve redução da área emersa desta ilha em  $587,4 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Na imagem de 2000 (Figuras 66 e 67) pode ser observado que as barras de espraiamento estão mais próximas a costa desta ilha. Os bancos das Palmas e Sueste não são visíveis na imagem de 2000. Na ilha das Peças houve recuo da linha de costa variando entre 255,0 e 125,9 m, resultando em uma perda de área emersa da ordem de  $529,0 \times 10^3 \text{ m}^2$ . No esporão arenoso do morro do farol na ilha do Mel houve ganho de área emersa na ordem de  $30,0 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com avanço da posição da costa de 40,6 m lineares. No balneário Pontal do Sul a área emersa foi reduzida em  $261,3 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com

recuos da posição da costa variando entre 90,1 e 160,5 m lineares. As barras de espraiamento na desembocadura sul estão melhor definidas na imagem de 2000 do que na de 1999.



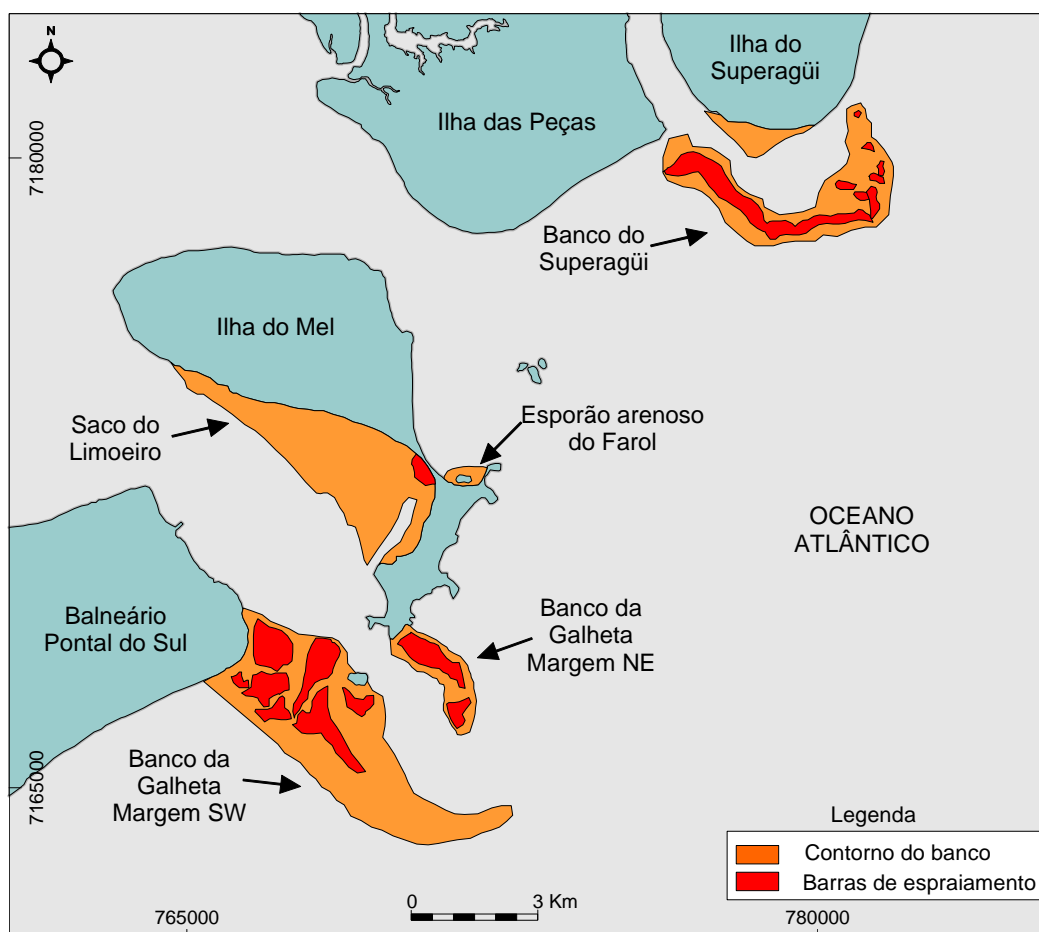
**Figura 66:** Imagem TM Landsat de 2000 da desembocadura do CEP.

O Saco do Limoeiro, na ilha do Mel, apresentou em todas as imagens analisadas uma extensa área rasa com um esporão arenoso se desenvolvendo na direção da desembocadura do CEP. Outra porção rasa neste local foi constatada próxima a região central, na adjacência do canal de enchente.

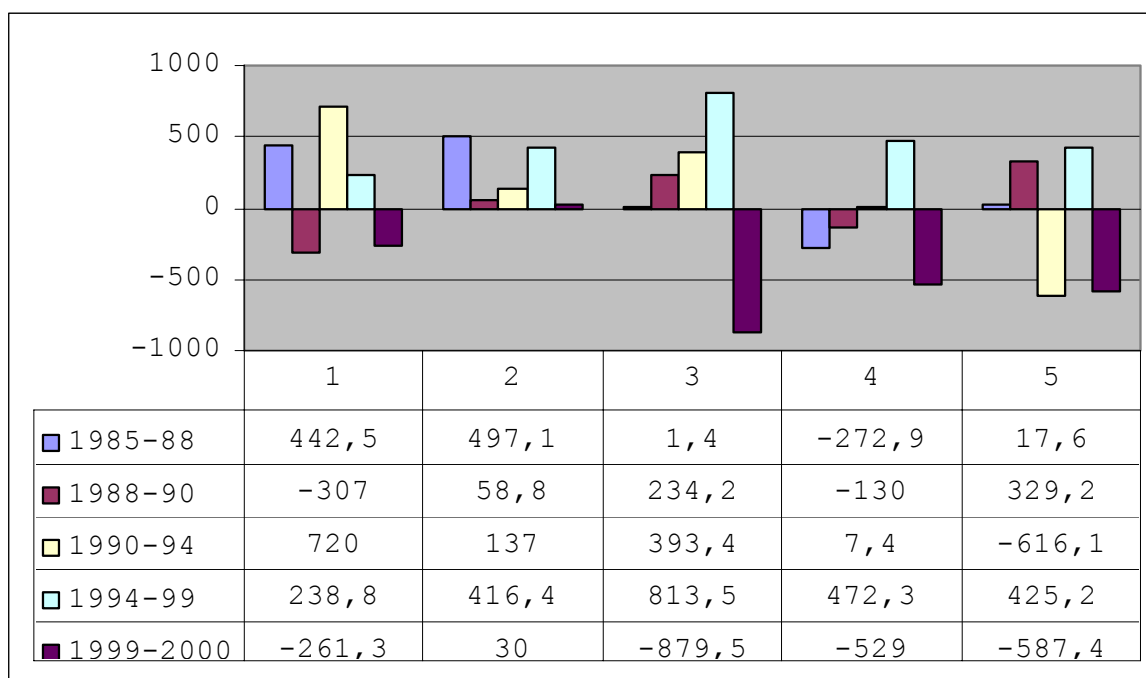
A análise das imagens de satélite permitiu a observação das áreas rasas próximas às desembocaduras do CEP. Apesar da resolução espacial do sensor, foi possível a mensuração de taxas de recuo ou avanço da posição da costa.

De forma geral, as principais mudanças ocorridas nas ilhas das Peças e do Superagüi ficaram concentradas nas suas porções sul. Na ilha do Mel, o contorno geral desta ilha ficou estável, porém as mudanças que foram constatadas ocorreram no esporão arenoso que se desenvolve a partir do morro do farol. No balneário Pontal do Sul as mudanças principais ocorreram na área mais próxima da desembocadura do CEP.

Nos cinco períodos de análise a ilha do Mel (esporão + do Mel) apresentou ganho de área emersa. As demais áreas analisadas apresentaram intercalações de períodos erosivos e de sedimentação (Figura 68).



**Figura 67:** Áreas rasas na desembocadura do CEP interpretadas a partir da imagem TM Landsat de 2000.



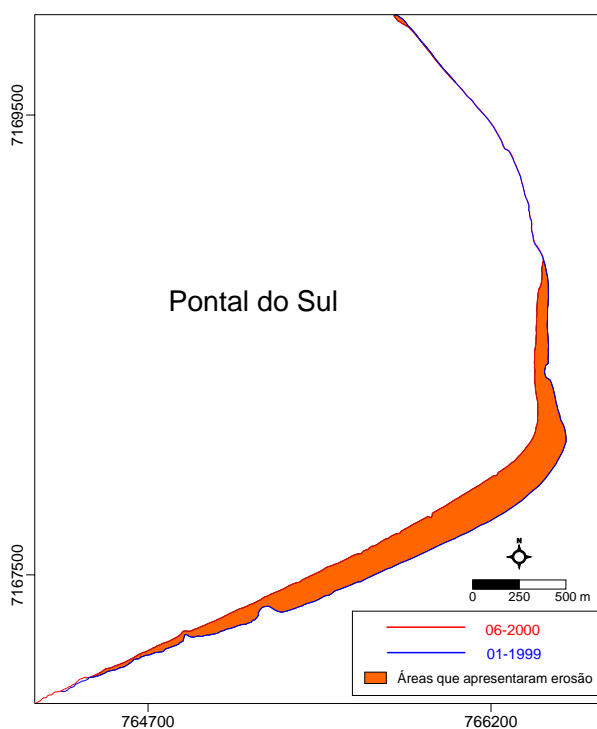
**Figura 68:** Comparação das áreas emersas na desembocadura do CEP entre 1985 e 2000 nos setores Pontal (1), Esporão (2), do Mel (3), Peças (4) e Superagüi (5).

## 7.5.2. Sistema de Posicionamento Global (GPS)

### 7.5.2.1. Comparação 1999/2000

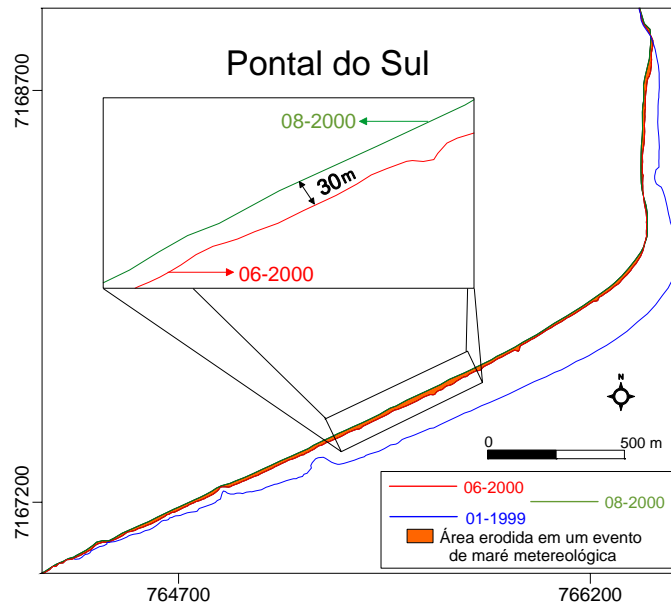
Os maiores deslocamentos foram identificados no balneário Pontal do Sul com recuos lineares máximos de até 160 m, gerando uma erosão de aproximadamente  $263,6 \times 10^3 \text{ m}^2$  da área do município (Figura 69). Em um único evento de agitação marítima extrema associada à marés de sizígia (ressaca), ocorrida em 15 de julho de 2000, foi verificado um recuo máximo da costa da ordem de 30 m (Figura 70), com uma área total erodida de  $28,5 \times 10^3 \text{ m}^2$ .

A área do istmo arenoso da ilha do Mel, o qual sofreu erosão nos últimos 53 anos (Paranhos F<sup>o</sup> et al., 1994), apresentou no período de 1999 a 2000 progradação da linha de costa. Esta variação está relacionada ao crescimento de um esporão arenoso, o que caracteriza progradação da linha de costa em alguns trechos do contorno leste e em praticamente todo o contorno norte. Os deslocamentos da linha de costa, nos contornos da ilha, oscilaram entre 30 m (saco do Limoeiro) a 80 m (ponta do Hospital). Esta variação resultou numa área acrescida da ordem de  $140 \times 10^3 \text{ m}^2$  (figura 71).



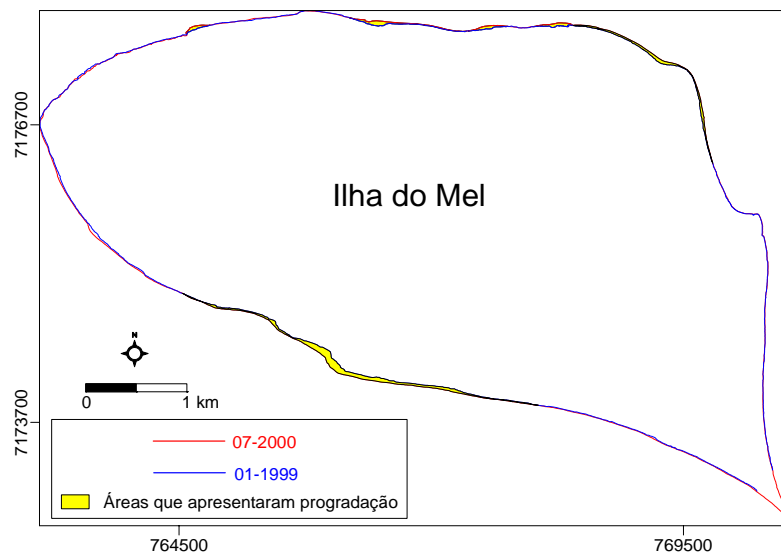
**Figura 69:** Contornos da linha de costa no balneário Pontal do Sul em Janeiro de 1999 e junho de 2000.



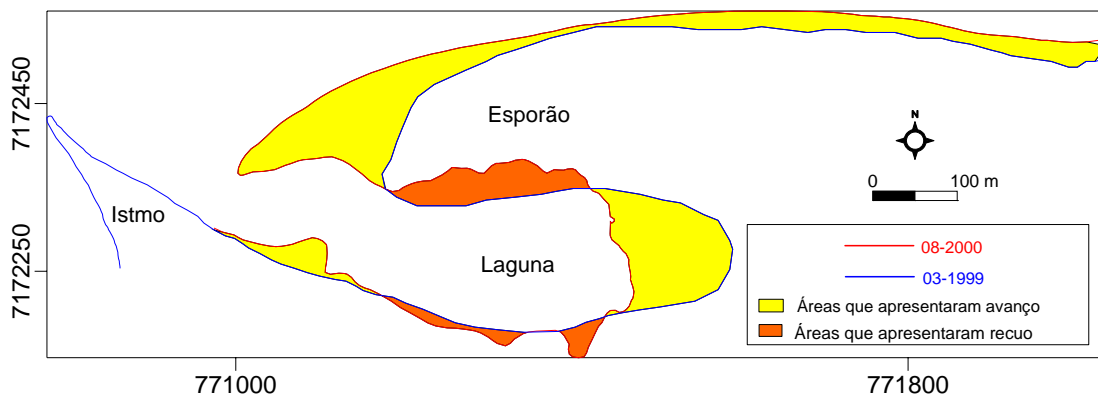


**Figura 70:** Quantificação do recuo da linha de costa no balneário Pontal do Sul, em um único evento de maré meteorológica ocorrido em julho de 2000.

A comparação dos levantamentos efetuados com GPS em 1999 e 2000 apontam um crescimento do esporão em direção ao istmo, com avanços de até 204 m, representando uma área acrescida de  $49,3 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Alguns trechos apresentaram recuo da linha de costa da ordem de 40 m (figura 72).



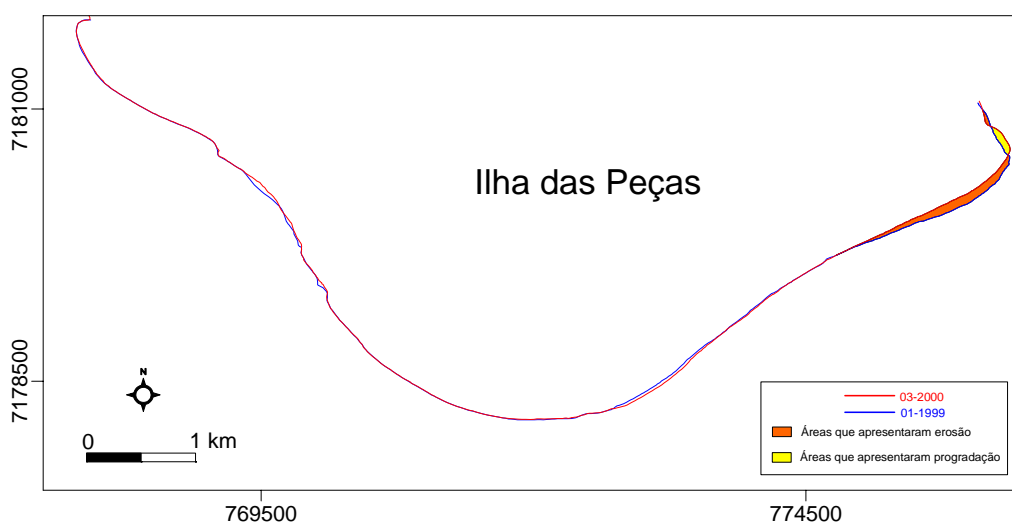
**Figura 71:** Variação da linha de costa na ilha do Mel entre janeiro de 1999 e julho de 2000.



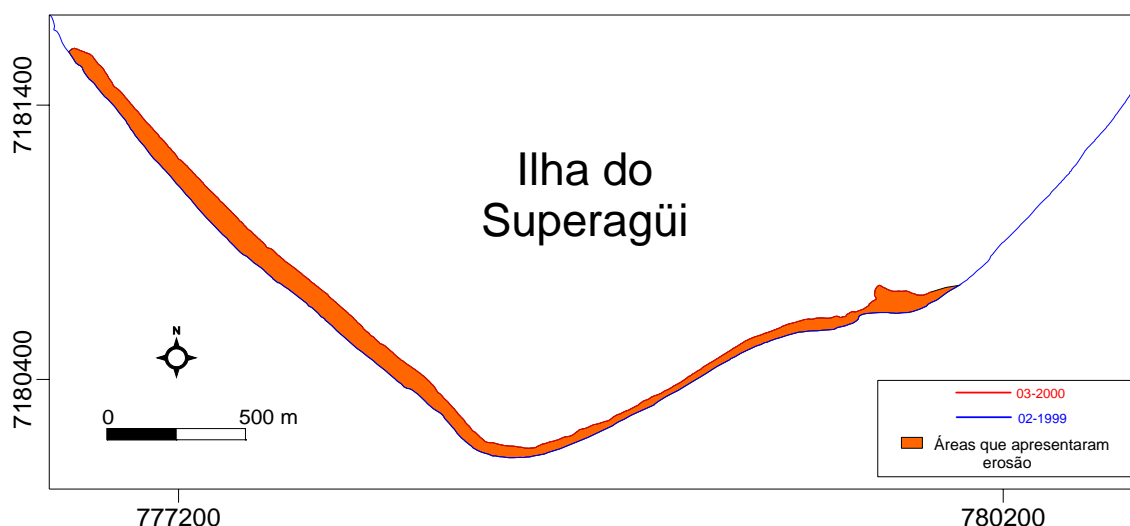
**Figura 72:** Variação da linha de costa no istmo arenoso da Ilha do Mel entre janeiro de 1999 e julho de 2000.

As variações da posição da linha de costa na ilha das Peças ficaram restritas a sua porção sudeste, apresentando uma área total erodida de  $88,0 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com recuos de até 90 m. O extremo leste da ilha apresentou avanço da linha de costa de até 60m, tendo sido acrescida à ilha das Peças uma área de aproximadamente  $15,5 \times 10^3 \text{ m}^2$  (Figura 73).

A ilha de Superagüi apresentou erosão em toda a porção estudada, apresentando um recuo de até 84m e uma área erodida de  $203,8 \times 10^3 \text{ m}^2$  (figura 74).



**Figura 73:** Variação na linha de costa na ilha das Peças entre janeiro de 1999 e julho de 2000.



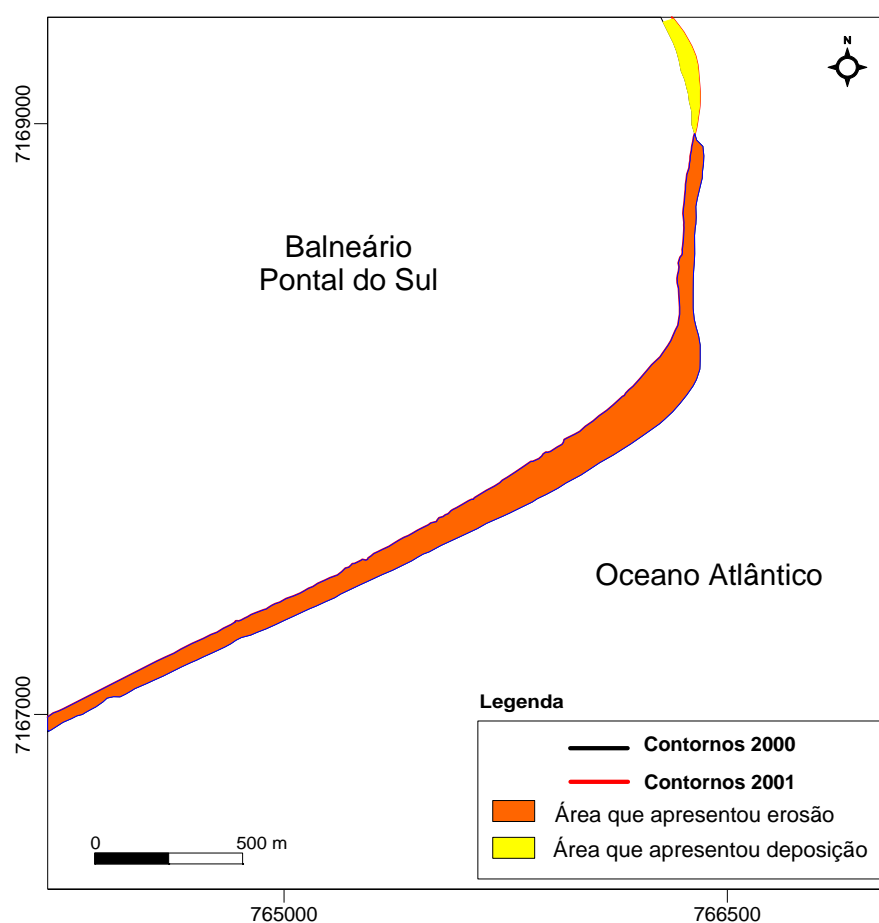
**Figura 74:** Variação na linha de costa na ilha de Superagüi entre janeiro de 1999 e julho de 2000.

#### 7.5.2.2. Comparação 2000/2001

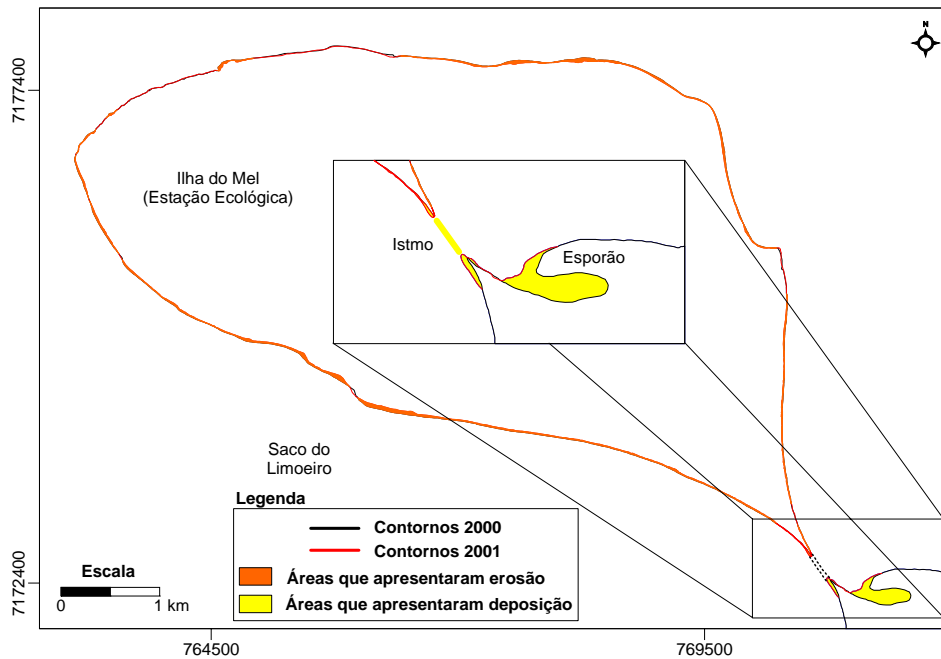
O balneário Pontal do Sul apresentou erosão generalizada da porção voltada ao quadrante sul (Figura 75), tendo sido erodida uma área de  $255,4 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Em uma medição linear foi constatado um recuo máximo de 160 m da linha de costa no período de estudo. Estes dados confirmam a tendência erosiva desta área nos últimos anos de acompanhamento. A partir da localização do CEM até a desembocadura do canal da DNOS (Figura 75), constatou-se avanço da linha de costa com uma área quantificada de  $15,9 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com deslocamento máximo de 57 m.

A ilha do Mel não apresentou variações relevantes da posição da linha de costa na Estação Ecológica (Figura 76). Esta área pode ser considerada relativamente estável no período de avaliação. As modificações mais relevantes estão localizadas na região do istmo que une as duas porções da ilha. Apesar da constante erosão nos últimos anos, houve uma restituição parcial da porção emersa da ilha. As principais modificações podem ser constatadas no esporão arenoso que vem se formando nos últimos anos, provindo do farol das Conchas. Neste setor foram depositados  $81,3 \times 10^3 \text{ m}^2$ , motivada muito provavelmente

pelo fechamento de uma pequena desembocadura de laguna (Figura 76). No istmo a porção SE apresentou deposição de uma área de  $7 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Uma pequena área localizada entre estas duas porções foi erodida em  $0,32 \times 10^3 \text{ m}^2$ .

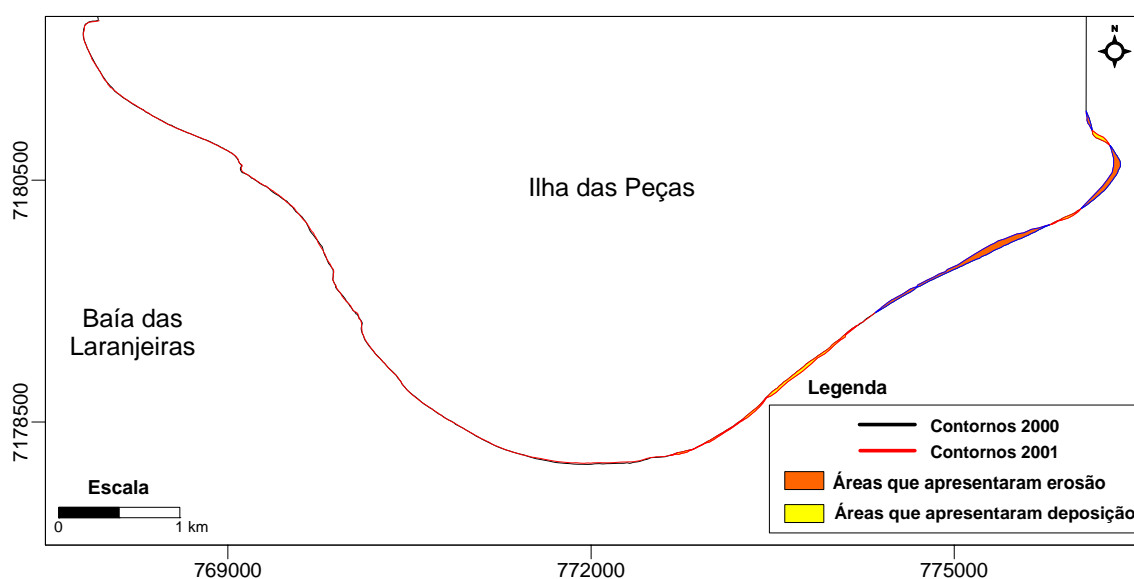


**Figura 75:** Contornos da linha de costa no balneário Pontal do Sul em 2000 e 2001.



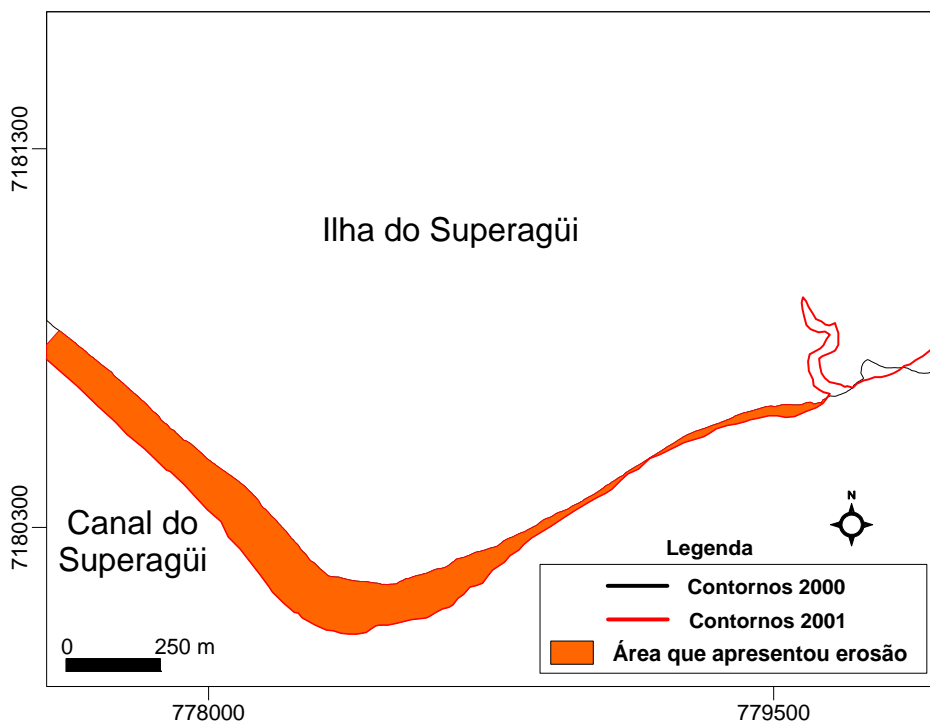
**Figura 76:** Contornos da linha de costa na ilha do Mel em 2000 e 2001.

A ilha das Peças apresentou relativa estabilidade em dois terços da extensão medida. As principais alterações da posição da linha de costa podem ser identificadas na porção próxima à desembocadura do canal do Superagüi (Figura 77). Foram constatados três setores de erosão com área total de  $66,8 \times 10^3 \text{ m}^2$  (Figura 77). Intercaladas a estes foram identificados dois setores de progradação da linha de costa onde houve deposição de  $6,1 \times 10^3 \text{ m}^2$  (Figura 77).



**Figura 77:** Contornos da linha de costa na ilha das Peças em 2000 e 2001.

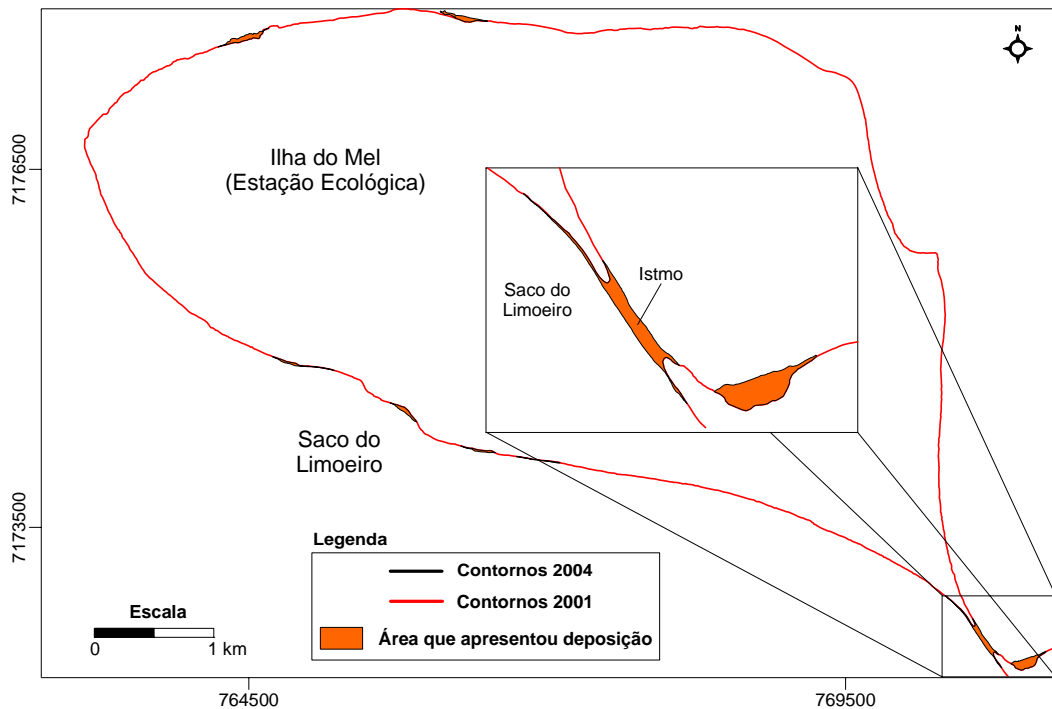
Na área próxima a desembocadura do canal do Superagüi foi quantificada a deposição de  $171,8 \times 10^3 \text{ m}^2$  (Figura 78). Ainda, pode ser observado um banco arenoso que permanece exposto em qualquer período de maré.



**Figura 78:** Contornos da linha de costa na ilha do Superagüi em 2000 e 2001.

#### 7.5.2.3. Comparação 2001/2004

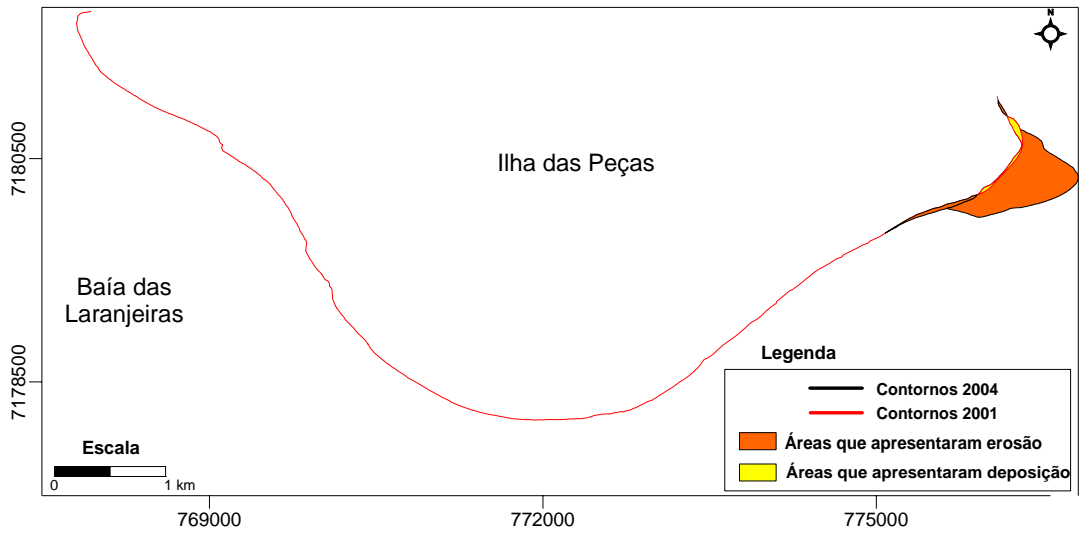
Na estação ecológica da ilha do Mel pequenas áreas de deposição foram verificadas entre 2001 e 2004. A principal mudança no contorno da referida ilha foi verificado no istmo e no esporão arenoso do morro do farol. Foi verificado um ganho de área de  $13,2 \times 10^3 \text{ m}^2$  no istmo, resultado de um ganho de largura, e  $15,5 \times 10^3 \text{ m}^2$  no esporão, resultado do avanço do encerramento da conexão da laguna contida neste esporão (Figura 79).



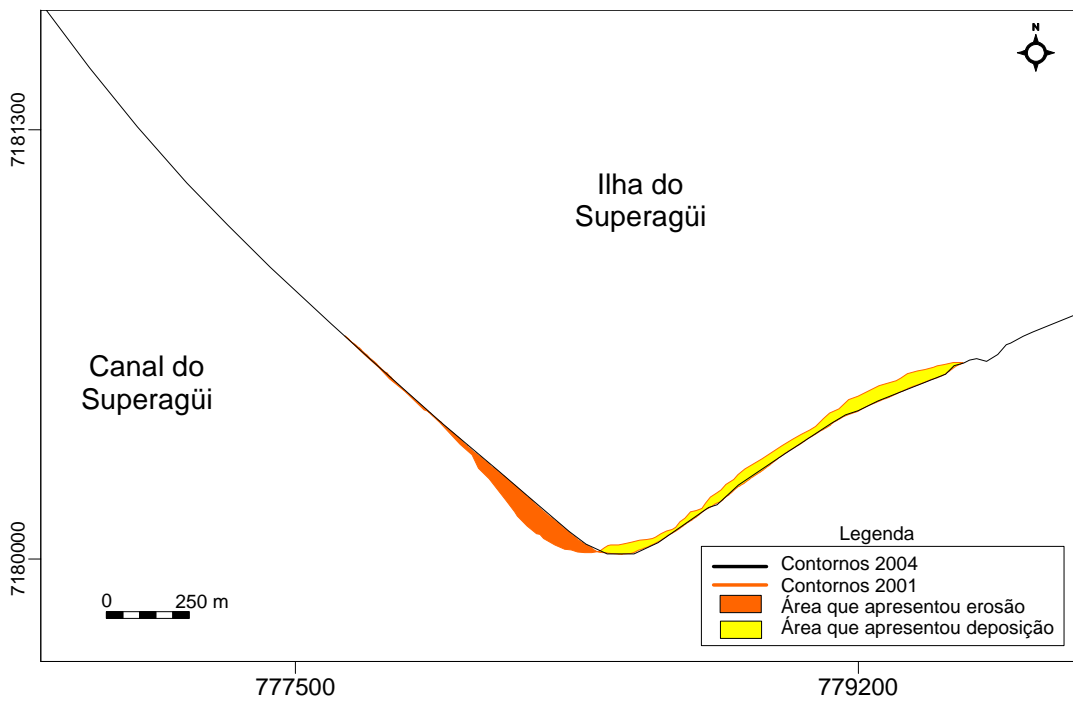
**Figura 79:** Contornos da linha de costa na ilha do Mel em 2001 e 2004.

Na ilha das Peças as principais mudanças da posição da costa entre 2001 e 2004 foram verificadas na porção próxima o canal do Superagüi, onde uma área rasa arenosa desenvolveu-se a partir desta ilha na direção da ilha do Superagüi. O ganho de área emersa neste período foi de  $379,5 \times 10^3 \text{ m}^2$ , onde ocorre um avanço máximo da posição da costa de 591 m. Ocorrem também pequenas porções erosivas quantificadas em  $20,4 \times 10^3 \text{ m}^2$ , junto às margens desta área rasa, com 55 m de recuo máximo (Figura 80).

Na ilha do Superagüi a porção voltada para o canal do Superagüi apresentou deposição de  $34,2 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com avanço máximo da posição da costa de 44,5 m. Na porção voltada para o oceano houve erosão de  $24,5 \times 10^3 \text{ m}^2$ , com recuo máximo da posição da costa de 33 m (Figura 81).



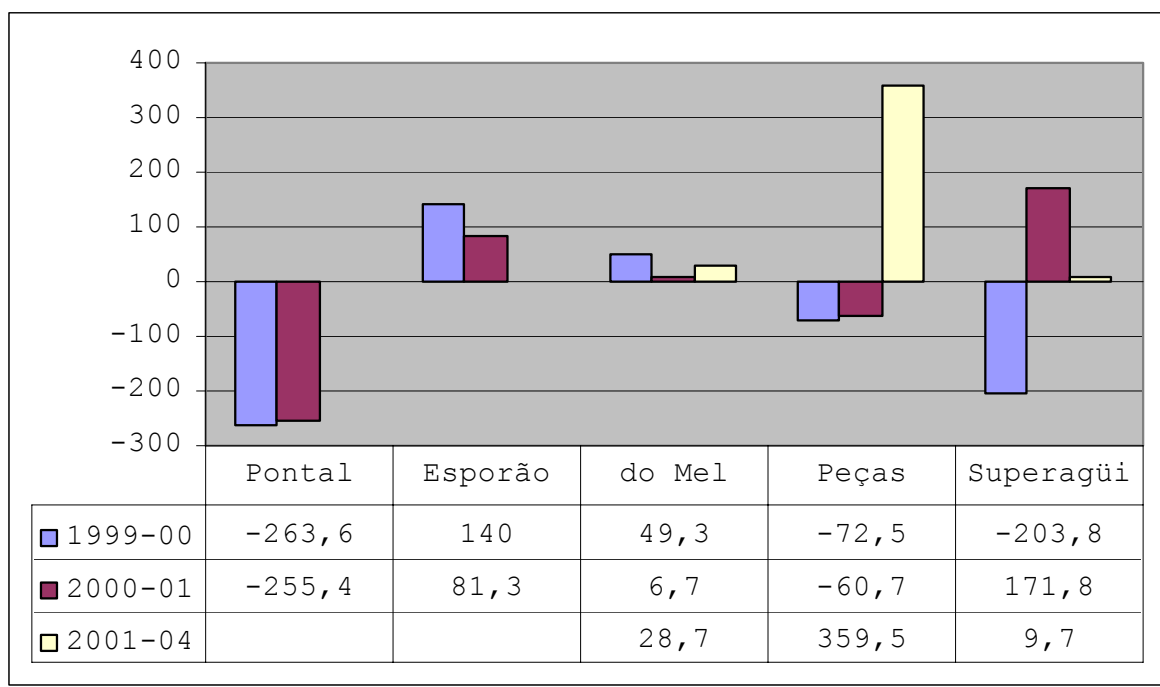
**Figura 80:** Contornos da linha de costa na ilha das Peças em 2001 e 2004.



**Figura 81:** Contornos da linha de costa na ilha do Superagüi em 2001 e 2004.



Nos três períodos de comparação a ilha do Mel apresentou ganho de área emersa, enquanto que no balneário Pontal do Sul houve redução. Na ilha das Peças houve ganho de área no período 2001 - 04, enquanto na ilha do Superagüi foi o 2000 - 04 (Figura 82).



**Figura 82:** Variação de área emersa na desembocadura do CEP entre 1999 e 2004 ( $m^2 \times 10^3$ ).

## 8. DISCUSSÃO

As características hidrodinâmicas, morfológicas e sedimentares das duas desembocaduras do CEP diferem substancialmente. Parâmetros como área de seção, presença de pontais e fundos rochosos, características dos sedimentos e feições de fundo demonstram estas diferenças.

Ao longo do Holoceno, a posição das desembocaduras estuarinas no litoral do Paraná foi deslocada para NE pela corrente de deriva longitudinal (Angulo, 1999; Souza, 2005). Com desembocaduras mais amplas, ocorreu a formação de diversos deltas de maré enchente os quais posteriormente serviram como base para o desenvolvimento das ilhas no interior do estuário (Angulo *et al.*, 2006).

Os pontais rochosos ocorrem associados às elevações topográficas da ilha do Mel, junto à desembocadura sul. A posição destes pontais confere aos fluxos de correntes de maré maior projeção na plataforma continental rasa em direção ao quadrante SE. Assim, os fluxos de maré causam o efeito molhe hidráulico (Paranhos Filho *et al.*, 1994; Soares *et al.*, 1994; Angulo, 1999; Lamour, 2000; Lamour *et al.*, 2007) retendo os sedimentos transportados pelas correntes de deriva longitudinal, os quais formam o banco da Galheta.

Na desembocadura norte ocorre pontais rochosos apenas na ilha das Palmas. Entretanto, os bancos arenosos apresentam conformação descontínua com diversos bancos (Sueste, das Palmas e do Superagüi). Esta conformação dos bancos com canais intercalados, influencia a energia de ondas na plataforma continental rasa (limite energético do litoral), fazendo com que percam menos energia na aproximação com a costa do que em áreas rasas contínuas, atingindo o continente com maior energia. Assim, muito provavelmente, uma ressaca funciona de forma diferente nas duas desembocaduras do CEP. Subentende-se então que a principal mecânica de transporte na plataforma continental rasa da área de desembocadura do CEP ocorre pela

ação das ondas e em sedimentos arenosos. Segundo Postma (1967), os sedimentos finos respondem a uma distribuição vinculada a uma variedade de mecanismos hidráulicos que trabalham juntos para o transporte destes sedimentos em direção ao continente. Ainda, Swift (1976) acrescenta que estes sedimentos podem ser exportados para a plataforma pelos fluxos de maré vazante de desembocaduras. Este fato fica claro no estudo de Noernberg (2001), na verificação de plumas de sedimentos finos a partir da desembocadura do CEP.

Os pontais rochosos, localizados na desembocadura sul e avançados em relação à desembocadura norte, geram uma área de sombra aos sedimentos que se deslocam ao longo da costa. O sistema de circulação sedimentar na costa tende a reter os sedimentos a montante de qualquer promontório fixo, gerando déficit de sedimentos a jusante do mesmo. Desta forma, a desembocadura sul pode estar retendo sedimentos, os quais seriam transportados para NE, para alimentar a desembocadura norte.

Dragagens frequentes são realizadas na desembocadura sul (Lamour & Soares, 2007), o que pode influenciar de forma intensa o equilíbrio de transporte sedimentar na área da desembocadura do CEP. Assim, além da retenção realizada pelo efeito molhe hidráulico, as dragagens amplificam este efeito e ainda retém maior quantidade de sedimentos na desembocadura sul. O aprofundamento dos canais navegáveis aumenta o prisma de marés do estuário como também cria áreas preferenciais de preenchimento sedimentar pelas maiores profundidades do canal em relação ao banco adjacente.

Angulo (1999) adaptou o modelo de deltas de maré de Hayes (1975) para a desembocadura sul do CEP. No modelo original não ocorrem pontais rochosos, sendo relativos à uma única desembocadura em sistemas ilha barreira, com escala diferentes de tempo. Na desembocadura do CEP o que se observa é um ambiente com duas desembocaduras principais estabelecidas a pelo menos algumas centenas de anos na mesma posição. A dificuldade de adaptação do modelo consiste em reconhecer todas

as feições do modelo original na adaptação. Esta dificuldade pode ser melhor caracterizada na tentativa de adaptação para a desembocadura norte do CEP, onde o lobo terminal do delta de maré é definido por diversos bancos, e não um único como na desembocadura sul.

Levantamentos a respeito dos sedimentos de fundo na plataforma continental paranaense foram realizados nos projetos REMAC (1979) e REVIZEE (1999), onde poucas amostras foram obtidas e mesmo assim, a uma distância considerável da costa. Até o trabalho realizado por Veiga (2005) pouco se sabia a respeito das características granulométricas da plataforma continental rasa do Paraná. Este trabalho caracterizou o trecho da costa entre os balneários Matinhos (Matinhos) e Pontal do Sul (Pontal do Paraná), porção esta compreendida entre as desembocaduras da baía de Guaratuba e do CEP.

Segundo Lessa *et al.* (1998) a baía de Paranaguá apresenta uma segmentação, em três setores, na distribuição dos sedimentos de fundo. Na cabeceira do estuário (zona superior meandrante) encontram-se areias fluviais, no setor intermediário (zona de funil) predominam lamas, e na área de desembocadura encontram-se areias finas a muito finas bem selecionadas, com características marinhas.

Dados a respeito dos sedimentos de fundo localizados na área de desembocadura do CEP são limitados a poucas amostras. No levantamento de dados realizado neste trabalho ficou clara a predominância de areias tanto da porção externa do CEP quanto na porção interna da plataforma continental adjacente à desembocadura. Algumas variações granulométricas foram verificadas entre as duas desembocaduras do CEP, com predomínio de areias finas na desembocadura sul e ocorrências de areias médias na norte.

Em decorrência dos sedimentos finos no setor intermediário da baía de Paranaguá, pode ser inferido que o transporte por tração das areias ocorre em taxas praticamente nulas. Assim, não ocorrendo o aporte de areias fluviais a partir da cabeceira do estuário para a área de desembocadura (Lessa *et al.*, 1998,

Odriski *et al.*, 2003). Segundo Dalrymple *et al.* (1992), em estuários dominados por ondas, o preenchimento sedimentar ocorre pelas extremidades, com sedimentos fluviais nas cabeceiras do estuário e sedimentos marinhos na área de desembocadura.

### **8.1. Métodos de Obtenção de Variação da Posição da Linha de Costa**

Na análise feita por Noernberg (2001), com goeprocessamento de imagens TM Landsat, a posição da linha de costa na área de desembocadura do CEP, foi considerada como a estreita faixa situada entre a linha de água e a zona de arrebentação. Os dados apresentados no presente estudo consideraram a linha de costa como a interface entre a vegetação costeira e a superfície arenosa da praia. Ainda neste estudo, foram avaliadas as variações da posição da linha de costa com GPS, o que confere a estes dados uma maior precisão.

A precisão entre os métodos de levantamento de posição de linha de costa apresenta diferenças significativas. Segundo Krueger (1996) o levantamento de dados com a utilização do GPS é prático e viável como também permite alcançar alta precisão. Noernberg (2001) conclui que o uso de imagens multiespectrais TM Landsat para o monitoramento da evolução morfológica de praias arenosas é viável, porém com dificuldade de determinação das tendências erosivas ou deposicionais para pequenas áreas.

Nos levantamentos TM Landsat a melhor precisão é 30 m, pela resolução espacial das imagens, enquanto que com o uso do GPS a precisão é da ordem de dezena de centímetros. Em um confronto direto entre os resultados dos dois métodos foi verificado que a disparidade entre os resultados é ao menos três vezes maior nas medidas lineares de deslocamento da posição da costa e entre duas e cinco vezes nas quantificações de área.

O principal critério para a determinação da interface foi a diferença de tonalidades (clara e escura) entre os terrenos

emersos e imersos (zona de *surf*). As imagens obtidas a partir de sensores em satélites, por serem baseadas em *pixels*, fazem uma transição entre as tonalidades. Muitas vezes a interface vegetação/superfície arenosa da praia é abrupta. Portanto, o erro mínimo de 30 m pode ser amplificado consideravelmente, de acordo com a quantidade de *pixels* estabelecida pelo sensor na transição de ambientes.

De uma forma geral, a determinação da posição da costa com a utilização do sensoriamento remoto gera uma série de incertezas, como confusão na determinação de áreas emersas ou parcialmente emersas. Esta dificuldade também ocorre na localização precisa da interface vegetação/superfície arenosa da praia. Já no método utilizado neste estudo, as linhas foram traçadas manualmente, de acordo com critérios visuais nas imagens como diferenças pequenas entre a tonalidade entre as interfaces. No método de sensoriamento (automático) a interpretação do sensor não avalia estas pequenas diferenças, contabilizando apenas as maiores diferenças. Estas pequenas nuances de tonalidade podem melhorar ou piorar quantitativamente o estabelecimento das linhas de costa, num mínimo de 30 m.

O caminhamento com GPS é mais preciso que o sensoriamento remoto, porém exige desempenho de campo para a obtenção dos dados. Este método de levantamento de dados apresenta imperfeições que dependem de um bom arranjo da constelação de satélites (eqüidistância e distribuição no espaço), obstrução de sinal, perda das informações obtidas por operação indevida ou problemas no equipamento ou mesmo dificuldade de acesso à área de estudo. Apesar desta série de problemas possíveis os trabalhos de campo correram sem dificuldades.

O arranjo da constelação de satélites influi diretamente a precisão da leitura das informações em campo. A utilização do módulo diferencial (DGPS) reduziu em dezenas de metros este erro. No âmbito marinho o caminhamento com GPS mostrou-se eficaz, já que poucas são as obstruções para a recepção do sinal GPS pela antena do aparelho. Os problemas de

funcionalidade dos aparelhos são inerentes ao uso o que gera desgaste implicando em manutenção do receptor GPS. No caso de perda dos dados acumulados no aparelho torna-se imperativa uma nova saída de campo para a obtenção de novos dados.

Portanto, o acompanhamento das modificações da costa pode ser feito pelas duas técnicas, porém dividido em dois grupos de acordo com a precisão do levantamento. O primeiro, com precisão horizontal menor, que avalia grandes mudanças na costa, determinando tendências erosivas ou deposicionais em escalas de tempo maiores, representado pelo sensoriamento remoto. O segundo grupo, com uma precisão horizontal maior (dezena de centímetros), o qual tem o potencial de avaliar pequenas mudanças na posição da linha de costa, como em eventos de ressaca, representado pela utilização do GPS.

## **8.2. Métodos de Obtenção de Tendência de Transporte de Sedimentos**

Segundo Veiga (2005) o método de estabelecimento de vetores de tendência de transporte sedimentar que melhor se aplica a região da desembocadura sul do CEP é o estabelecido GSTAST (Chang *et al.*, 2001). O mesmo autor ainda argumenta que a iniciativa de inserir um teste de significância para os vetores, bem como a geração de vetores empíricos adicionais, utilizados no processo de filtragem, parece funcionar bem naquele caso.

A observação dos vetores de tendência de transporte sedimentar nem sempre é fácil. Muitas vezes diversos vetores se sobrepõem, dificultando a correta observação das direções obtidas. Assim, com o intuito de facilitar a observação das tendências de transporte, optou-se por considerar os vetores em grupos de direções comuns. Cada grupo destes está representado em um mapa esquemático relativo a cada método de obtenção de vetores de transporte, por setas indicando as direções preferenciais. A sobreposição dos vetores ocorre principalmente nos métodos GSTA (Gao, 1996) e TRANSVEC (Le Roux, 2001), onde

todos os vetores são considerados. No método GSTAST (Chang *et al.*, 2001), o filtro estatístico desenvolvido por este autor diminui consideravelmente a quantidade de vetores obtidos, assim gerando poucas sobreposições.

Na observação dos três mapas esquemáticos pode ser verificado que a maioria das direções é comum aos três métodos. Apesar disso, o método TRANSVEC apresentou as melhores correlações entre vetores de transporte e feições de fundo. As principais coincidências ocorrem na margem do balneário Pontal do Sul e no saco do Limoeiro. Na desembocadura norte esta correlação tornou-se impraticável pela ausência de feições de fundo. Portanto, considerando-se a correlação positiva estabelecida entre o método TRANSVEC e as feições da desembocadura sul, conclui-se que este método também é o mais indicado para a área de desembocadura do CEP.

A interpretação relativa das mudanças das características granulométricas ao longo do transporte requer que o depósito seja produto de uma única fonte de sedimentos (MacLaren, 1981). Na desembocadura do CEP o aporte sedimentar ocorre a partir da costa, com sedimentos que já foram transportados por longas distâncias. Mediante a deriva longitudinal, as principais fontes de sedimento estão localizadas à SW do litoral do Paraná nas desembocaduras dos rios Saí, Saí-Mirim e Itajaí-Açú. Grande parte dos sedimentos que alcançam a desembocadura do CEP é também fruto da erosão costeira de terrenos holocênicos. Apesar de haver diversas fontes, o sistema de circulação costeira se encarrega em misturar estes sedimentos de acordo com o coeficiente de transferência estabelecido por MacLaren & Bowles (1985).

A malha de amostragem de sedimentos é um importante fator de controle sobre a geração de vetores de tendência de transporte de sedimentos. A melhor adequação de malha corresponde a um espaçamento que contemple a maioria dos ambientes deposicionais da área de estudo. Gao & Collins (1992) avaliam este problema, porém sem determinar um espaçamento padrão. De acordo com a grande variedade de ambientes



deposicionais que ocorrem na costa, torna-se difícil a determinação deste padrão, de forma que a amostragem de sedimentos depende da experiência do pesquisador que está desenvolvendo o estudo.

Neste trabalho o espaçamento e o arranjo das amostras foram variados. Na desembocadura norte o arranjo foi aleatório com espaçamentos aproximados de 1.000 m. Na desembocadura sul o arranjo das amostras foi feito em perfis ao longo do canal navegável e aleatório nas margens deste, com espaçamento que variou entre 200 m e 500 m, respectivamente. Apesar destas diferenças entre as posições de amostragem, os resultados obtidos não parecem ter sido influenciados, gerando vetores de transporte condizentes com as correntes de maré ou direção preferencial de deslocamento das feições de fundo.

Gao & Collins (1992) observaram o efeito borda, o qual pode gerar diversos desvios nas direções dos vetores. O atual estudo observou que no estudo realizado por Veiga (2005) os vetores de transporte de sedimentos estavam direcionados para o quadrante SW. A partir da adição de novas informações granulométricas e aplicação dos métodos de obtenção de vetores de transporte, foi verificada a inversão dos vetores para o quadrante NE. Deste modo, verificou-se que o efeito borda tem uma influência forte na determinação das tendências de transporte.

Lamour (2000) estabeleceu um modelo de circulação de sedimentos para a desembocadura sul do CEP, com base em características morfológicas. Neste modelo o aporte sedimentar foi feito a partir da costa, migrando para o interior do estuário. No canal da Cotinha ocorre uma inversão deste fluxo, o qual é direcionado para a desembocadura e, conseqüentemente, para o delta de maré vazante formado nesta desembocadura. Estas observações corroboram com os vetores estabelecidos pelos três modelos de geração de vetores de transporte.

### 8.3. Feições de Fundo na Desembocadura do CEP

As principais feições encontradas na desembocadura do CEP estão concentradas na desembocadura sul, com predominância de deslocamento para o quadrante S/SE. Foram identificadas principalmente dunas subaquosas e ondas de areia.

A relação profundidade/tamanho de grão, a qual influencia as feições foram abordadas por diversos autores (Boothroyd & Hubbard, 1975; Fritz & Moore, 1988; Dalrymple *et al.*, 1990; Dalrymple & Rhodes, 1995).

O que se verificou na desembocadura do CEP foi a predominância da fração areia fina, com ocorrência de diversas transições para areias muito finas. Na área da ponta do Poço, ocorrem mudanças no tamanho das feições motivadas tanto pela mudança de granulação quanto pela mudança nas profundidades. As dunas subaquosas observadas aumentam de escala de N para S (Figura 83). Esta mudança está relacionada a granulação da área onde ocorre uma transição de areia fina para muito fina de N para S. Com um mesmo regime de fluxo, com correntes de maré com a mesma intensidade, sem uma modificação abrupta na profundidade as feições tendem a apresentar um padrão de menor escala de altura e amplitude em sedimentos mais grossos.

Na desembocadura do canal da Cotinha predomina areias muito finas, com transição para areias finas para jusante. Neste local, as areias muito finas apresentam pequenas ondulações. Com o aumento da profundidade e do diâmetro médio de grão às feições desapareceram. A relação aqui estabelecida é que com uma mesma velocidade de fluxo, com aumento das profundidades e do diâmetro médio as feições tendem a diminuir ou desaparecer.

Ao longo do balneário Pontal do Sul foram verificadas ondas de areia com espaçamento regular entre cristas de 25 m. Nesta área não ocorrem mudanças abruptas de profundidade ou diâmetro médio dos sedimentos. Desta forma, a ausência de variação entre os parâmetros, determina que as feições de fundo tenham uma regularidade de forma.

De forma geral, as feições ocorrem em sedimentos com diâmetro médio entre 0,062 e 0,250 mm (areia muito fina a fina), com profundidades em torno dos 8 m (Tabela 7). Na ponta do Poço, com correntes de vazante mais intensas que na parte mais externa do estuário, o aumento do tamanho das feições está ligado a redução do tamanho de grão. De outra forma, com sedimentos mais grossos, a tendência seria de redução do tamanho da feição pela perda da capacidade de tração das correntes de maré.

A perda de competência de transporte por tração, verificada na desembocadura do canal da Cotinha o aumento da profundidade e do diâmetro médio causaram a redução do tamanho das feições. Ao longo do balneário Pontal do Sul os parâmetros que influenciam a forma das feições de fundo permaneceram estáveis, resultando em ondas de areia.

**Tabela 7:** Comparação entre os parâmetros que influenciam a morfologia das feições de fundo da desembocadura sul do CEP. PP - Ponta do Poço; CC - Canal da Cotinha; BPS - Balneário Pontal do Sul.

<b>Parâmetro</b>	<b>PP</b>	<b>CC</b>	<b>BPS</b>
<b>Diâmetro médio</b>	Af - Amf	Amf - Af	Af
<b>Profundidade</b>	8 - 5 m	8 - 15 m	8 m
<b>Tamanho da Feição</b>	Aumenta	Diminui	Estável
<b>Velocidade enchente</b>	141 cm/s	59 cm/s	59 cm/s
<b>Velocidade vazante</b>	119 cm/s	97 cm/s	97 cm/s
<b>Tipo de feição</b>	<b>Dunas</b>	<b>Peq. Ondulações</b>	<b>Ondas de areia</b>

Todos os parâmetros aplicados ao diagrama de Rubin & McCulloch (1980), profundidade do fluxo, tamanho de grão e velocidade do fluxo, indicam na formação de grandes marcas onduladas. Por definição, no regime de fluxo superior as partículas movem-se continuamente com as superfícies da água e do leito de fundo em fase, podendo formar antidunas e leitos de fundo plano (Suguio, 1998). Em contraponto, as velocidades de fluxo de maré utilizadas no presente estudo levam a determinação de regime de fluxo superior. As velocidades de correntes de maré utilizadas nessa aplicação foram obtidas próximas a superfície da água, de forma que não refletem com exatidão as que ocorrem próximo à superfície de fundo. Portanto, pode-se afirmar que as correntes próximas à

superfície de fundo são menores que as medidas na superfície devido, principalmente, ao atrito entre o fluxo e a superfície de fundo.

#### **8.4. Dinâmica Sedimentar na Desembocadura do CEP**

Angulo (1999) analisando fotos aéreas da desembocadura sul identificou feições de fundo com direção predominante para o exterior do estuário. Ainda, este mesmo autor observou que ocorre um canal de enchente entre a ilha da Galheta e o balneário Pontal do Sul. Na desembocadura norte este mesmo autor não encontrou feições de fundo as quais poderiam fornecer indícios a respeito da circulação sedimentar na área. Assim, este autor não identificou um padrão de transporte nesta desembocadura pela falta de dados.

Dois modelos fundamentais foram estabelecidos para a circulação de sedimentos na desembocadura sul do CEP. O primeiro, com base em características morfológicas da costa (Lamour, 2000) e outro com base em características granulométricas dos sedimentos de fundo à sul dessa desembocadura (Veiga, 2005). Na mesma área, Angulo (1999) estabeleceu relações entre o modelo de delta de maré vazante e o modelo clássico elaborado por Hayes (1975). A partir da análise dos vetores de tendência de transporte sedimentar feitas neste estudo pode-se observar o consenso entre estes modelos com relação a predominância de correntes de maré vazante sobre as de enchente. Outro ponto forte que pode ser verificado a partir destes modelos foi a coincidência de direcionamento do transporte costeiro no sentido NE. Outros autores como Angulo (1993), Paranhos Filho *et al.* (1994), Soares *et al.* (1994), Giannini *et al.* (1995), Lamour (2000) e Lamour *et al.* (2007) identificaram a importância da deriva longitudinal nos processos de transporte de sedimentos no litoral do Paraná.

Ainda mediante a observação dos vetores de tendência de transporte sedimentar estabelecido para a desembocadura sul, pode ser verificada a predominância de vetores direcionados para fora do estuário. As observações feitas por Angulo (1999) mostram um canal marginal de enchente inferido, apesar de não terem sido observadas feições de fundo com essa orientação. As escalas de tempo envolvidas na formação de ambas as feições é praticamente a mesma. O que as feições de fundo e os mapas de vetores de tendência de transporte indicam é um transporte sedimentar de longo prazo predominantemente para fora do estuário. Muito provavelmente o canal de enchente observado por Angulo (1999) funciona em períodos menor duração de tempo, como de fato são as correntes de maré enchente. Porém, o fluxo de correntes de maré vazante, com maior duração e intensidade, acabam por definir a orientação das feições de fundo e as características de distribuição dos sedimentos de fundo.

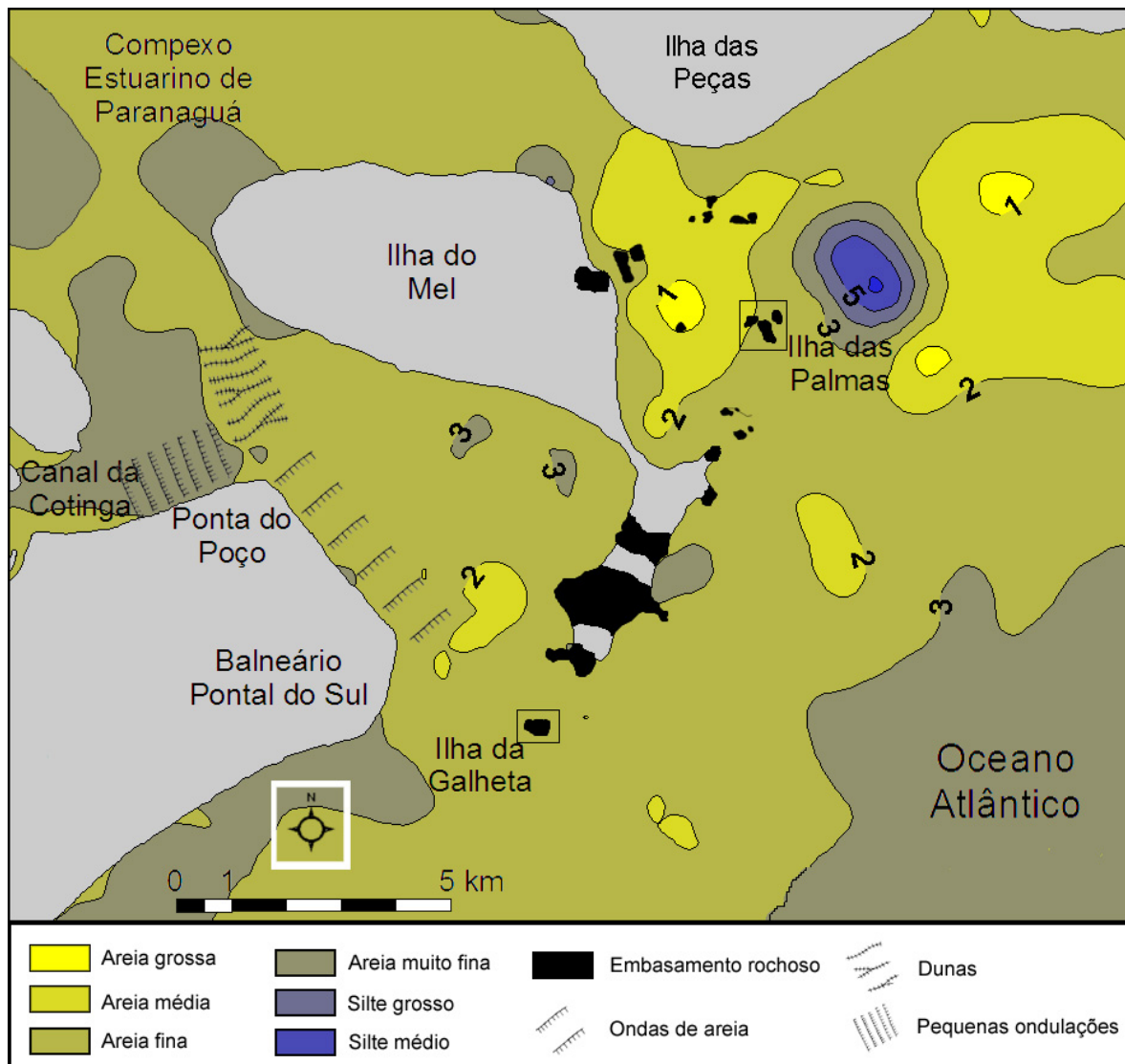
A desembocadura norte apresenta uma característica um pouco mais complexa que ao sul. Nesta área ocorrem maiores profundidades, com bancos arenosos distribuídos numa área de seção maior. A ação de ondas parece ser muito mais efetiva, com menor gasto de energia, chegando a costa com mais intensidade. Os vetores de tendência de transporte foram as únicas indicações de direção de transporte de sedimentos e, se aceitarmos estas direções, pode ser verificado que próximo ao morro do Farol ocorrem vetores direcionados para a desembocadura do CEP. Da mesma forma, podem ser observados vetores direcionados a partir do estuário para a costa. A área de encontro destes conjuntos de vetores é um lugar próximo ao morro do Farol da ilha do Mel. Nesta área, desde a década de 1980, está se desenvolvendo um esporão arenoso no sentido N. Giannini *et al.* (1993) verificaram que a direção da deriva longitudinal nesta área coincide com o avanço do esporão. Entretanto, os vetores de transporte estão direcionados no sentido contrário o que pode sugerir que os processos atuantes na face da praia não são os mesmos que atuam no delta de maré da desembocadura norte. Outra indicação que pode ser feita é

que os sedimentos que alimentam o esporão arenoso são oriundos da plataforma continental ou do sistema costeiro. Estes sedimentos ainda podem estar sendo influenciados pelos pontais rochosos de forma que as ondas são refratadas para a enseada das paralelas. Os sedimentos dragados da desembocadura sul são depositados em uma área de despejo imediatamente a norte desta, concentrando o aporte sedimentos os quais são remobilizados pelo sistema de ondas S-SE.

Diversos trabalhos (Swift & Thorne, 1991; Swift *et al.*, 1985; Lamour *et al.*, 2002; 2003) reconhecem que os sedimentos são transportados pelas correntes litorâneas continuamente, entretanto durante tempestades o transporte costa afora ocorre com maior intensidade. Apesar da ocorrência de tempestades ter sido mais intensa durante o ano de 2001 as variações da posição de linha de costa na desembocadura norte aumentaram sua área, o que demonstra que a relação direta de exportação de sedimentos a partir da costa por quantidade e intensidade de tempestades ou ressacas associadas a tempestades não pôde ser avaliada.

Segundo Swift & Thorne (1991) as barreiras servem como estoque temporário, as quais passam por retrações erosivas fornecendo sedimentos para o sistema de transporte pelas correntes de deriva longitudinal. Uma possibilidade é que ocorra retenção das partículas nos deltas de desembocadura. Desta forma, o delta de maré vazante da desembocadura sul aprisiona uma parcela dos sedimentos transportados ao longo da costa. Outra parcela é desviada costa afora e outra desviada para o interior do estuário (Lamour, 2000). Assim, a desembocadura norte recebe uma contribuição secundária, já que os sedimentos transportados pela corrente de deriva longitudinal são capturados primeiro pela desembocadura sul. O que ocorre então é o déficit de sedimentos, estes responsáveis pelo aumento ou redução dos bancos arenosos formados na desembocadura norte. No aporte na desembocadura norte, os sedimentos que chegam devem contornar o banco da Galheta pelo lobo terminal do delta de maré. Uma vez transposto o banco da Galheta o sistema de ondas movimenta os sedimentos novamente

para a costa, e em consequência na direção da desembocadura sul, mais especificamente na direção do morro do farol da ilha do Mel. Este aporte contribui para a formação do esporão arenoso verificado por diversos autores (Angulo, 1993, Angulo, 1999; Paranhos Filho, 1994; Soares *et al.*, 1994; Lamour, 2000; Giannini *et al.*, 1993; Lamour *et al.*, 2002).



**Figura 83:** Mapa de distribuição dos diferentes diâmetros médios dos sedimentos com as principais feições identificadas a partir do sonar de varredura lateral na desembocadura do CEP.

Em uma análise dos dados de variação volumétrica dos bancos na área de desembocadura e das ocorrências de "ressacas", constata-se que entre 1998 e 2001 houve intensificação tanto dos valores de volumes obtidos quanto das

ocorrências de "ressacas" no litoral paranaense. O volume máximo erodido do balneário Pontal do Sul ocorreu entre junho de 2000 e julho de 2001. Neste mesmo período pode ser observado que a ocorrência maior de "ressacas" está concentrada entre os meses de abril e julho de 2001. A partir desta informação pode-se constatar que, apesar da influência da desembocadura da baía de Paranaguá sobre a posição da linha de costa, os sistemas frontais são um importante fator para a instabilidade da posição da costa. Apesar do banco da Galheta gerar uma área de proteção para a ação direta das ondas, as "ressacas" são um importante fator nos processos modificadores da costa no litoral centro-norte do estado do Paraná.

As taxas de assoreamento do canal da Galheta apresentaram volumes dez vezes maiores neste período, se comparadas às taxas encontradas para o biênio 1993/94 (Lamour *et al.*, 2007). Comparativamente, o volume total erodido do balneário Pontal do Sul representa 2% do volume total do banco da Galheta. A somatória das médias obtidas para o triênio 1998/2000 ( $99 \times 10^3 \text{ m}^3$ ) está muito próxima da taxa de assoreamento ( $102 \times 10^3 \text{ m}^3$ ) encontrada por Lamour *et al.* (2007) para o mesmo período. O que deve ser levado em consideração é que nem todo o sedimento erodido de Pontal do Sul está sendo direcionado para o trecho crítico de assoreamento na plataforma continental próxima. A falta de informações referentes a estas datas impossibilita a correlação entre o acréscimo nas taxas de assoreamento do canal navegável, bem como para o intervalo entre os anos de 2001 e 2003. Futuramente, com novos dados de batimetria será possível a quantificação de novas taxas de assoreamento, assim como uma correlação mais efetiva entre estas taxas e os volumes erodidos de Pontal do Sul.

A determinação da relação entre a quantidade de barras de espraiamento e o recuo ou avanço da posição da costa foi prejudicada pelas incertezas na determinação dos contornos destas feições devido a concentrações de material em suspensão na coluna de água. Tal fato torna difícil a comparação entre imagens de datas diferentes e para que esta comparação fosse



possível seriam necessárias as mesmas condições de transparência de água. Entretanto, ainda foram feitas algumas considerações a esse respeito. No período analisado o banco da Galheta sempre foi observada uma maior quantidade de barras de espraiamento entre a ilha da Galheta e o balneário Pontal do Sul, as quais ficaram visíveis, porém submersas, na foto aérea de 1980 (Angulo, 1999). Efetivamente os períodos de avanço da posição da costa (1985 - 1999) no balneário Pontal do Sul parecem estar ligados em grande parte às correntes de deriva longitudinal, as quais se deslocam pelos canais entre as barras do banco da Galheta SW. O fluxo sedimentar predominantemente para o exterior do estuário bloqueia a deriva longitudinal, desta forma o principal aporte é provindo do quadrante sul. Os sedimentos erodidos do balneário são bloqueados nesta área. As mudanças no contexto entre das barras de espraiamento não apresentam uma resposta imediata na configuração da costa, ou vice-versa, sendo que há um retardo na relação dos processos. Devido ao período entre as imagens não foi possível estipular esta relação, sendo necessário um maior número de dados para a sua verificação.

É clara a hipótese de que os sedimentos que transpõem a desembocadura sul do CEP, de acordo com a corrente de deriva longitudinal, tendem a alimentar o sistema de bancos que constitui o delta de maré vazante da desembocadura norte. Esta transposição natural foi prejudicada com a abertura do canal da Galheta, o qual ampliou o potencial de captura de sedimentos, entre outras implicações (Lamour, 2000). Outra implicação da atividade antrópica são as áreas de despejo de material dragado do interior do estuário, ou mesmo da área interna ao lobo terminal do delta de maré vazante localizadas à NE da desembocadura (Lamour & Soares, 2007). Este fato cria um padrão diferente no transporte de sedimentos na área, já que a transposição de sedimentos ocorre de forma antrópica e localizada nas áreas de despejo.

Assumindo uma deposição pontual de sedimentos na plataforma rasa próxima à desembocadura do CEP, somada aos

padrões de circulação obtidos pelos métodos de determinação tendência de transporte, observa-se que a área preferencial para deposição de sedimentos está no local de formação do esporão arenoso da ilha do Mel.

Ao mesmo tempo este esporão arenoso pode ser a principal fonte causadora da erosão no istmo arenoso da ilha do Mel e o principal fator de proteção desta área. A direção das ondas no litoral do Paraná (S/SE) é refratada pelo morro do Farol, o que direciona as ondas e os sedimentos para a costa da ilha do Mel. Nos períodos determinados de tempo nos quais as dragas depositam quantidades anômalas de sedimentos, pontualmente na plataforma ocorrem pulsos de maior e menor aporte na costa da ilha do Mel. Durante os pulsos de aporte grande, fase em que o canal da Galheta está sendo dragado, a transposição natural da desembocadura sul cessa parcialmente enquanto que o aporte anômalo aumenta. Se o aporte é suficientemente grande os sedimentos acabam sendo acumulados logo após o morro do Farol, zona onde há uma relativa proteção contra as ondas oceânicas, alimentando assim o esporão arenoso do referido morro. Por outro lado, o desenvolvimento deste esporão, acaba por direcionar as ondas refratadas cada vez mais para a direção N na ilha do Mel. Uma vez que o esporão cresceu o suficiente para direcionar as ondas na direção do istmo arenoso da ilha do Mel, a energia de ondas erodiu esta área até a ruptura total em 2001. A partir do momento em que o esporão cresceu progressivamente ao longo do tempo, a área erodida migra gradualmente para N, protegendo o istmo da energia de ondas, e mesmo anexando o esporão ao istmo. Concomitantemente, sedimentos são depositados nesta área, o que alimenta o banco do Farol.

## 9. CONCLUSÕES

Os dados apresentados permitem distinguir dois contextos deposicionais distintos entre as desembocaduras sul e norte do CEP. A desembocadura sul apresenta um estrangulamento do canal principal de vazante pela presença de um pontal rochoso, com sedimentos variando entre areias finas a muito finas, de muito bem a moderadamente selecionados, com carbonato de cálcio contido de até 5 %. Na porção externa do CEP ocorrem dunas subaquosas e ondas de areia distribuídas pelo fundo, enquanto que na porção interna da plataforma rasa ocorre um corpo arenoso com barras de espraiamento de contornos bem definidos, este dividido em dois bancos por dragagem, denominados de SW e NE. A dragagem mantém o canal da Galheta aberto desde 1972 como via navegável de acesso aos portos localizados na baía de Paranaguá. A formação deste banco se deve ao efeito molhe hidráulico das correntes de maré vazante do CEP, o qual retém os sedimentos que se deslocam ao longo da costa paranaense pelas correntes de deriva longitudinal de sentido NE. A calha do canal navegável age como armadilha de sedimentos, aumentando o poder de captura destes sedimentos. Ao longo do tempo, os sedimentos dragados deste local foram depositados na plataforma rasa próxima à costa da ilha do Mel, à NE do referido canal navegável e bancos. Este processo ainda é executado pela Autoridade Portuária (APPA), o que realiza uma transposição de sedimentos de uma margem para outra do canal navegável, ou do canal navegável para a porção N do litoral paranaense. A implicação direta disto é a obstrução parcial no deslocamento dos sedimentos ao longo da costa, os quais iriam transpor a desembocadura pelo banco da Galheta e que agora são recolhidos pelas dragas e depositados pontualmente na área de despejo de material dragado.

Na desembocadura norte ocorrem dois canais que já foram dragados no passado (décadas de 1950 e 1960), porém que se mantêm profundos até o presente. As dragagens aproveitaram

profundidades naturais, não sendo assim o principal parâmetro responsável pela manutenção das profundidades. Os diversos afloramentos rochosos, verificados na superfície de fundo desta área, podem disciplinar os fluxos de maré ao longo dos canais Sueste e Norte. Conferindo a estes canais um poder maior de projeção dos fluxos de maré para a plataforma continental rasa. Portanto, na desembocadura norte do CEP o delta de maré vazante apresenta dois canais principais de vazante. Da mesma forma que ocorre na desembocadura sul, ocorre amplificação das velocidades de corrente nesta área com conseqüente amplificação do transporte.

A maior área de seção desta desembocadura confere a este local uma característica oceânica, com ação efetiva do regime de ondas, com menor efeito das correntes de maré. O resultado direto disto é a conformação irregular dos bancos localizados nesta área. Vários destes bancos, como o das Palmas e o Sueste, estão relacionados a afloramentos rochosos submersos, os quais fixam a posição de tais bancos. Os sedimentos depositados nesta área variam entre areia fina à grossa, com ocorrência de silte muito fino, de muito pobremente à muito bem selecionados e diversos afloramentos rochosos submersos.

Veiga (2005), utilizando os métodos GSTA, GSTAST e TRANSVEC, encontrou dificuldades na correlação entre as direções de transporte dos sedimentos e a hidrodinâmica local ao analisar os dados referentes à desembocadura sul. No presente estudo, os vetores obtidos pelos mesmos métodos utilizados por Veiga, corroboram as direções sugeridas por Lamour (2000). O principal fator de influência destes resultados é denominado efeito de borda, hipótese também levantada por Veiga (2005), porém sem a possibilidade de testar a hipótese. O maior número de informações laterais, decorrentes de uso de uma malha de amostragem maior eliminou o efeito de borda apresentado pelos *softwares* de estabelecimento de tendência de transporte. O modelo que melhor identificou as direções de transporte na desembocadura do CEP foi o TRANSVEC (LeRoux, 2001), pela coincidência com os dados obtidos a partir

das imagens de sonar de varredura lateral na desembocadura sul do CEP.

Tanto o arranjo espacial quanto a variação da forma e dos volumes das áreas rasas está intimamente ligada à tendência de transporte de sedimentos. Enquanto na desembocadura sul do CEP as correntes de maré são o fator dominante nos processos sedimentares, as ondas e a deriva longitudinal desempenham a maior influência na desembocadura norte pelas características morfológicas de ambas. Nos mapas de tendência de transporte pode ser observado uma maior quantidade de vetores direcionados para o exterior do estuário na desembocadura sul, e o inverso na desembocadura norte. Apesar do modelo descrito por Angulo (1999) estabelecer que ocorrem canais marginais de enchente, onde predominam feições de enchente, os vetores de tendência de transporte estabelecem o contrário, indicando uma direção residual para fora do estuário ou predominância das correntes de vazante sobre as de enchente. Ainda, na observação das imagens de sonar de varredura lateral, podem ser identificadas dunas subaquosas e ondas de areia, junto à margem do balneário Pontal do Sul, as quais corroboram com esta afirmação.

A verificação de presença de um maior ou menor número de barras de espraiamento nas áreas rasas localizadas na adjacência da desembocadura do CEP foi muitas vezes prejudicada pela concentração de material em suspensão na água. Quanto maior a concentração de partículas em suspensão menor a penetração de luz, e assim menor a possibilidade de leitura das áreas rasas pelo sensor. Com altas concentrações de partículas em suspensão, o sensor lê esta massa densa de partículas como se fosse a superfície de fundo, e não efetivamente o fundo. Mesmo a observação e delimitação das barras de espraiamento dependem das condições de maré e meteorológicas. Quanto menor a espessura de água sobre o banco maior é a quantidade de ondas quebrando sobre ele, fator que foi utilizado para a sua delimitação. Assim, na falta de informações batimétricas seqüenciais disponíveis, ou mesmo confiáveis, o sensoriamento

remoto é uma importante ferramenta para o acompanhamento das variações morfológicas de áreas rasas.

Os principais eventos erosivos na costa ocorrem, em sua grande maioria, com agitação acentuada do mar associadas às maiores amplitudes de maré. Com isto, conclui-se que o regime de ondas, das correntes de maré e das correntes geradas por ondas são os principais fatores pelos quais os sedimentos são arranjados na plataforma continental interna. A mecânica pela qual os sedimentos plataformais são acumulados ou retirados da face da praia não é completamente compreendida na desembocadura do CEP, como em muitos outros estuários do mundo. Como o litoral do Paraná não apresenta rios de grande porte desembocando na costa, as principais fontes de sedimentos continentais para a costa são a planície costeira, praias e dunas. Os sedimentos finos, provenientes da cabeceira do complexo estuarino, ficam retidos na Zona de Máxima Turbidez (ZMT) e um grande montante de sedimentos chega à área de desembocadura no sistema costeiro. Entretanto, o aporte de sedimentos na desembocadura do CEP provém da plataforma continental.

Os processos sedimentares em uma área de desembocadura apresentam singularidades inerentes a um ambiente influenciado por correntes de maré, deriva longitudinal e correntes de retorno. O fluxo sedimentar que se desloca ao longo da costa, ao chegar a uma área de desembocadura perde o balizamento executado pela costa o que cria uma série de perturbações e desvios das tendências de transporte de sedimentos. A avaliação da dinâmica sedimentar de uma área como esta depende fundamentalmente de um grande banco de dados, se possível em curtos períodos de medições. Fenômenos meteorológicos podem afetar o litoral em escalas diferentes de tempo, sendo dependentes da intensidade destes fenômenos. A intervenção humana na costa é outro fator complicante, pois informações acuradas a respeito das dragagens, como áreas de deposição, volumes dragados, tipos de sedimentos, datas de dragagem etc, nem sempre estão disponíveis.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, J.R.L. 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. Nova York. Elsevier, 433p.
- ANGULO, R.J. 1992. *Geologia da planície costeira do Estado do Paraná*. São Paulo, 334 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- \_\_\_\_\_. 1993. Variações na linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Bol. Parana. Geocienc.*, Curitiba, v. 41, p. 52-72.
- \_\_\_\_\_. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *An. Acad. Bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, v. 71, n.4-II. p. 935-959.
- ANGULO, R.J. & ARAÚJO, A.D. 1996. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, como subsídio à ocupação da orla litorânea. **Bol. Parana. Geocienc.**, Curitiba, v. 44, p. 7-17.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, Issues 5-6. p. 486-506.
- ARAÚJO, A.D. 2001. *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*. Curitiba. Dissertação (Mestrado em Geologia). 70 f. Universidade Federal do Paraná.
- ARAÚJO, A.D.; ANGULO, R.J.; NOERNBERG, M.A.; ODRISKY, L.L.R. 1999. Levantamento inicial de informações estratigráficas e hidrodinâmicas do Saco do Limoeiro, Ilha do Mel, Estado do Paraná. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO - ABEQUA, 8., 1999, Porto Seguro. Anais... Porto Seguro : UFBA. 1 CD-ROM.
- ASHLEY, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problems. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa, v. 60, p. 160-172.

- AYRES NETO, A & AGUIAR, A. C. K. V. - 1993 - Interpretação de reflexões de Side Scan Sonar: uma proposta de nomenclatura e padronização de métodos. Anais do Congresso Internacional de Geofísica RJ.1: 399-403
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; MATOS, D.J., WERNER, A. (Ed.) 1978. **A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná...um problema de segurança ambiental e nacional.** Curitiba: Secretaria de Estado de Planejamento/ ADEA, 249 p.
- BOOTHROYD, J.C. 1978. Mesotidal inlets and estuaries. In: DAVIES JR, R.A. ed. Coastal Sedimentary Environments. New York. Springer-Verlag. p. 287-360.
- BYRNES, M.R. & HILAND, M.W. 1995. Large-scale sediment transport patterns on the continental shelf and influence on shoreline response: St. Andrew Sound, Georgia to Nassau Sound, Florida, USA. Marine Geology. v. 126. p. 19-43.
- CHANG, Y.H.; SCRIMSHAW, M.D.; LESTER, J.N. 2001. A revised grain-size trend analysis program to define net sediment transport pathways. Computers & Geosciences. v. 27. p. 109-114.
- CHENG, P.; GAO, S.; BOKUNIEWICZ, H. 2004. Net sediment transport patterns over the Bohai strait base don grain size trend analysis. Estuarine, Coastal and Shelf Science. n. 60. p. 203-212.
- COSTELLO, W.R. & SOUTHART, J.B. 1981. Flume experiments on lower flow regime bedforms in coarse sand. Journal of Sedimentary Petrology, n. 51, v.3. p.849-864.
- DALRYMPLE, R.W.; KNIGHT, R.J.; ZAITLIN, B.A.; MIDDELTON, G.V. 1990. Dynamics and facies model of a microtidal sand-bar complex, Cobequit Bay - Salmon River estuary (Bay of Fundy). **Sedimentology**, Oxford, v. 37, p. 1069-1091.
- DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A., BOYD, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, . J. Sed. Petrology 62, 1130-1146.
- DALRYMPLE, R.W. & RHODES, R.N. 1995. Estuarine dunes and bars: geomorphology and sedimentology of estuaries. In:\_\_\_\_\_.



**Developments in Sedimentology** . Amsterdam : Elsevier Science B.V. p. 359-422.

DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. 1995. Carta náutica 1824. Da Barra de Paranaguá à Antonina. Rio de Janeiro. 1 mapa: color.; 1108,7 x 757 mm. Escala 1:50.000.

DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. 2007.

ELIAS, E.P.L. & VAN DER SPEK, A.J.F. 2006. Long-term morphodynamic evolution of Texel inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands). *Marine Geology*. v. 225. p. 5-21.

EMERY, K.O. 1952. Continental Shelf Sediments of Southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63, 1105-1108.

FENSTER, M.S. & DOLAN, R. 1994. Large-scale reversals in shoreline trends along the US mid-Atlantic coast. *Geology* 22, 543-546.

FITZGERALD, D.M. 1988. Shoreline erosional-depositional process associated with tidal inlets. *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. In: D.G. Aubrey & L. Weishar (eds.) *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*, 29:186- 225

FITZGERALD, D.M.; BUYNEVICH, I.V.; FENSTER, M.S.; MCKINLAY, P.A. 2000. Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. *Sedimentary Geology*. v. 131. p. 25-49.

FRITZ, W.J.; MOORE J.N. 1988 *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. New York, J. Wiley. 371p.

GAO, S. 1996. A Fortran program for grain-size trend analysis to define net sediment transport pathways. *Computers & Geosciences*. v. 22, n. 4. p. 449-452.

GAO, S. & COLLINS, M. 1991. A critique of the "MacLaren method" for defining sediment transport path - Discussion. *J. of Sediment. Petrology*. v. 61, n. 1. p. 143-146.

GAO, S. & COLLINS, M. 1992. Net sediment transport pattern inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sediment. Geology*. n. 80. p. 47-60.

GAO, S.; COLLINS, M.B.; LANCKNEUS, J.; DE MOOR, G.; VAN LANCKER, V. 1994. Grain size trends associated with net

- sediment transport patterns: An example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology*. n. 121. p. 171-185.
- GAUDIANO, D.J. & KANA, T.W. 2001. Shoal bypassing in mixed energy inlets: Geomorphic variables and empirical predictions for nine South Carolina inlets. *Journal of Coastal Research*. v. 22, n. 2. p. 280-291.
- GIANNINI, P.C.F., ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., KOGUT, J.S. 1995. Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa leste da ilha do Mel (PR). In: Abequa, Congr. Assoc. Brasil. de Estudos do Quaternário, 5, *Anais*, p. 120-127.
- GIANNINI, P.C.F.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; KOGUT, J.S.; DELAI, M.S. 2004. A Erosão na Costa Leste da Ilha do Mel, Baía de Paranaguá, Estado do Paraná: Modelo Baseado na Distribuição Espacial de Formas Depositionais e Propriedades Sedimentológicas. *Revista Brasileira de Geociências* 34(2):231-242.
- GOBBI, E.F. 1999. Processo erosivo na Ilha do Mel - litoral do estado do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 13, 1999. 20 p.
- GRANT, W.D. & MADSEN, O.S. 1979. Combined wave and current interaction with a rough botton. *J. Geophys. Res.* 84, 1797-1808.
- GUIMARÃES, M.R.F. & MARONE, E. 1996. Oceanografia física com ênfase em ambientes estuarinos. Curso proferido CEM, UFPR; Pontal do Paraná; agosto.
- HARRIS, P.T. 1988. Large-scale bedforms as indicator of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sediment. Geol.*, Amesterdam, v. 57, p. 273-298.
- HAYES, M.O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: CRONIN, L.E. *Estuarine research, geology and engineering*. New York : Acad. Press, v. 2, p. 3-22.
- \_\_\_\_\_. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sediment. Geol.*, Amesterdam, v.26, p. 139-156.

- HICKS, D.M. & HUME, T.M. 1996. Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, North Island, New Zealand. *J. Coastal Res. Lawrence*, v.12 , n.1, p. 47-63.
- HUME AND HERDENDORF 1993
- KANA, T.W. 1995. A mesoscale sediment budget for Long Island, New York. *Marine Geology* (126) 87-110.
- KANA, T.W. ET AL 1999.
- KOMAR, P.D. 1983. Nearshore Currents and Sand Transport on Beaches. In: *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. Amsterdam, Elsevier, 234p.
- KRUEGER, C.P. 1996. Investigações sobre aplicações de alta precisão do GPS no âmbito marinho. Curitiba. 267 f. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) - Universidade Federal do Paraná.
- LAMOUR, M.R. 2000. Dinâmica Sedimentar do Canal da Galheta, Via de Acesso ao Porto de Paranaguá - Pr. Curitiba. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná.
- LAMOUR, M.R.; ANGULO, R.J.; VEIGA, F.A.; ZEM, R.C.; SOARES, C.R. 2005. Evolução batimétrica do Complexo Estuarino de Paranaguá. In: *Congresso Brasileiro da Associação Brasileira do Quaternário, X, 2005*. Guarapari - ES. Resumos... 1 CD.
- LAMOUR, M.R.; ANGULO, R.J.; SOARES, C.R. 2007. Bathymetric evolution of critical silting sectors on Galheta channel, access way to Paranaguá port, Paraná State - Brazil.. *Journal of Coastal Research*.
- LAMOUR, M.R., NOERNBERG, M.A., QUADROS, C.J.L., ODRESKI, L.L.R., SOARES, C.R. 2003. Erosão na desembocadura sul da baía de Paranaguá e sua relação com o assoreamento do canal da Galheta. In: *Congresso Brasileiro da Associação Brasileira do Quaternário, IX, 2003*. Recife - PE. Resumos... 1 CD.
- LAMOUR, M.R. & SOARES, C.R. 2007. Histórico das atividades de dragagem e taxas de assoreamento nos canais de navegação

- aos portos costeiros paranaenses. In: BOLDRINI, E.B.; SOARES, C.R.; PAULA, E.V. (Organizadores) Dragagens Portuárias no Brasil - Licenciamento e monitoramento ambiental. Antonina: Governo do Estado do Paraná. 312 p
- LAMOUR, M.R.; SOARES, C.R.; CARRILHO, J.C. 2004. Mapas dos parâmetros texturais dos sedimentos de fundo do Complexo Estuarino de Paranaguá - Pr. Bolet. Parana. de Geociências. n. 55, p. 77-82.
- LAMOUR, M.R.; SOARES, C.R.; ODRRESKI, L.L.R.; ARAUJO, A.D.; CARRILHO, J.C. 2002. Registro das variações da posição da linha de costa no balneário Pontal do Sul, desembocadura da baía de Paranaguá - Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002. João Pessoa. Resumos.
- LANA, P.C.; MARONE, E.; LOPES, R.M.; MACHADO, E.C. 2001. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay, Brazil. In: SEELIGER, U.; LACERDA, L.D. & KJERFVE, B. (Ed.), Coastal Marine Ecosystems of Latin America. Basel: Springer Verlag, 2000. p. 131-145.
- LE ROUX, J.P. 1994a. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors" - comment. Sediment. Geology. v.90. p. 153-156.
- LE ROUX, J.P. 1994b. A spreadsheet template for determining sediment transport vectors from grain-size parameters. Computers & Geosciences. v. 20, n. 3. p. 433-440.
- LE ROUX, J.P. 1994c. An alternative approach to the identification of net sediment transport paths base don grain-size trends. Sediment. Geology. n. 94. p. 97-107.
- LE ROUX, J.P. 1997. An Excel program for computing the dynamic properties of particles in newtonian fluids. Computers & Geosciences. v. 23, n. 6. p.671-675.
- LE ROUX, J.P. & BRODALKA, M. 2004. An Excel-VBA programme for the analysis of current velocity profiles. Computers & Geosciences. n. 30. p. 867-879.
- LE ROUX; J.P.; O'BRIEN, R.D.; RIOS, F.; CISTERNAS, M. 2002. Analysis of sediment transport paths using grain-size parameters. Computers & Geosciences. n. 28. p. 717-721.

- LESSA, G.C.; MEYERS, S.R.; MARONE, E. 1998 Holocene Stratigraphy in the Paranaguá bay estuary, southern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*. V.68 n 6. p. 1060-1076.
- LIU, J.T. & HOU, L. 1997. Sediment trapping and bypassing characteristics of a stable tidal inlet at Kaohsiung Harbor, Taiwan. *Marine Geology*. v. 140. p. 367-390.
- MACLAREN, P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *J. of Sediment. Petrology*. v. 51, n. 2. p 611-624.
- \_\_\_\_\_ & BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *J. of Sediment. Petrology*. v.55, n. 4. p. 457-470.
- MARONE, E; GUIMARÃES, M.R.F.; CAMARGO, R.; PRATA JUNIO, V. P.; KLINGEFUSS, M. S. 1995. Caracterização física das condições oceanográficas, meteorológicas e costeiras das zonas estuarinas da Baía de Paranaguá. In: CONGRESSO LATINO - AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 6., Mar del Plata, Argentina. **Resumos**. p. 129.
- MARONE, E.; MANTOVANELLI, A.; NOERNBERG, M.A.; KLINGENFUSS, M.S.; LAUTERT, L.F.C.; PRATA JUNIOR, V.P. 1997. Caracterização física do complexo estuarino da Baía de Paranaguá. Pontal do Sul: UFPR. v. 2. Relatório consolidado do convênio APPA/CEM.
- McCAYE, I.N. 1978. Grain size trends and transport along beaches: Example from eastern England. *Marine Geology*, v. 28. n. 1. p. 43-51.
- MIHÁLY, P. 1997. Dinâmica sedimentar do Litoral Norte paranaense e extremo sul paulista. Curitiba, 107 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.
- MIHÁLY, P. & ANGULO, R.J. 2002. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 32, v. 2. 217-222.
- MINISTÉRIO DA MARINHA. 1960. Carta Náutica 1802. Compilação de levantamentos batimétricos feitos até 1945. Escala 1:80.000.

- NIEDORODA, A.W., SWIFT, D.J.P., THORNE, J.A., 1989. Modeling shelf storm beds: control of bed thickness and bedding sequence. In: *Shelf Sandstones, Shelf Depositional Sequences and Petroleum Accumulation: a Symposium. Seventh Annual Research Conference Proceedings, Society of Paleontologists and Mineralogists*. Tulsa, OK. p. 15-39.
- NOERNBERG, M.A. 2001. Processos Morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá - Paraná - Brasil: Um Estudo a Partir de Dados in situ e LANDSAT - TM. Curitiba. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Paraná.
- NOERNBERG, M.A.; LAUTERT, L.F.C.; ARAÚJO, A.D.; ODRISKY, L.L. 1997. Base de dados digital do litoral paranaense em sistema de informações geográficas. *Nerítica*, v.11, 191-195. Nota Técnica.
- ODRESKI, L.L.R. 2002. Evolução Sedimentar e Batimétrica da Baía de Antonina - Pr. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Paraná. 95 p.
- ODRESKI, L.L.R.; SOARES, C.R.; ANGULO, R.J.; ZEM, R.C. 2003. Taxas de Assoreamento e a Influência Antrópica no Controle da Sedimentação da Baía de Antonina - Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. vol 53.
- OERTEL, G.F., 1972. Sediment transport of estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. *J. Sed. Petrology* 42, 857-863.
- OERTEL, G.F. 1988. Process of Sediment Exchange Between Tidal Inlets, Ebb Tidal Deltas and Barrier Islands. In: *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets* (Eds. Aubrey, D.G. & Weishar, L.) pp. 297-318. Springer-Verlag, New York.
- PARANHOS FILHO, A.C. 1996. O processo erosivo e as variações morfodinâmicas praias na Ilha do Mel (Baía de Paranaguá - Pr). Curitiba, 239 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.
- PARANHOS FILHO, A.C.; SOARES, C.R.; ANGULO, R.J. 1994. Nota sobre a erosão da Ilha do Mel. *Bol. Parana. Geocienc.*, Curitiba, v. 42, p.153-159.

- PEDREROS, R.; HOWA, H.L.; MICHEL, D. 1996. Application of grain size trends analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*. n. 135. p. 35-49.
- PETTIJOHN ET AL 1972
- PICKARD, G.L. & EMERY, W.J. 1990. Descriptive physical oceanography: an introduction. 5. ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 320 p.
- PORTOBRÁS. 1983. Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá - PR, período set. 1982 a dez. 1986. Rio de Janeiro: INPH. 189 p.
- POSTMA, H. 1967. Sediment transport and sedimentation in the marine environment. *In: Estuaries* (Ed. Lauff, G.H.) pp. 150-180. American Association for Advancement of Science, Washington, DC.
- QUADROS, C.J.; NOERNBERG, M.A.; LAUTERT, L.F.C. 2000. DGPS and GIS used as tool for the analysis and modeling of beach ridges on the Brazilian south coast. *In: XIX ISPRS Congress* (International Society for Photogrammetry and Remote Sensing). Arquivos - CD-ROM, Vol. XXXIII, part B7, pp 492-499.
- QUADROS, C.J.L. 2002. Morfodinâmica praias associada a passagens de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense. Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade Federal do Paraná.
- REMAC. 1979. Margem Continental Sul - Mapa Faciológico dos Sedimentos Superficiais da Plataforma; e da Sedimentação Quaternária do Oceano Profundo. Escala 1:3.500.000
- REVIZEE 1999
- RUBIN, D.M. & MCCULLOCH, D.S. 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, v.26. (1-3). p. 207-231.
- SOARES, C.R. & LANA, P.C. 1994. Baía de Paranaguá: Mapas e história. Curitiba: Ed. da UFPR, 1994. 98 p.: Mapas (alguns color.).

- SOARES, C.R.; PARANHOS FILHO, A.C.; SOUZA, M.C.; BRANCO, J.C.; FABIANOVICZ, R.; PRAZERES FILHO, H.J.; KOGUT, J.S. 1994. Variações da linha de costa no Balneário Pontal do Sul (PR) no período 1953-1993: um balanço sedimentar. Bol. Parana. Geocienc., Curitiba, n. 42, p. 161-171.
- SOARES, C.R.; MARONE, E.; LANA, P.C.; MACHADO, E.C.; NOERNBERG, M.A. 2004. Parecer técnico sobre as possíveis áreas de despejo para o material de dragagem de manutenção do canal de acesso e bacia de evolução dos Terminais Portuários da Ponta do Félix - Antonina - Pr. (Relatório técnico) inédito.
- SOARES, C.R. 2005. Definição e tipologia do Complexo Estuarino de Paranaguá, batimetria, destinação de sedimentos dragados (ilhas artificiais). Coord. Dra Eliane Beê Boldrini. Projeto CAD 1 (Contaminantes, Assoreamento e Dragagem), Termo de Cooperação Técnica TPPF/ADEMADAN. 29 p. Inédito.
- SOUZA, M. C., 2005. Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses, sul do Brasil. Tese de doutorado. Universidade Federal do Paraná. 95p.
- SUGUIO, K., 1973. *Introdução à Sedimentologia*. Editora Edgard Blucher/EDUSP, São Paulo, 317 p.
- SUGUIO, K. 1998. Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins. Editora Bertrand Brasil, São Paulo, 1.190p.
- SWIFT, D. J. P., 1976. Continental Shelf Sedimentation. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Eds. STANLEY, D. J. & SWIFT, D. J. P),. John Wiley and Sons, Nova Iorque, p. 311-350.
- SWIFT, D.J.P. & THORNE, J.A. 1991. Shelf Sand and Sandstone Bodies - Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. 1. ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 531 p
- SWIFT, D.J.P.; NIEDORODA, A.W.; VINCENT, C.E.; HOPKINS, T.S. 1985. Barrier Island Evolution, Middle Atlantic Shelf, USA, Part1: Shoreface Dynamics. Mar. Geol. 63, 331-361.
- TANNER, W.F. 1995. Origin of beach ridges and Swales. Marine Geology, v. 129 (1-2). p.149-161.



- TRENHAILE, A.S. 1997. Coastal Dynamics and Landforms. New York; Oxford University Press. 366 p.
- UFPR - Universidade Federal do Paraná. Centro de Estudos do Mar: Laboratório de Física Marinha - LFM. Disponível em : <<http://cem.ufpr.br/fisica/Bpqua.html>>. Acesso em: 10 out. 2004.
- VEIGA, F.A. 2005. Processos Morfodinâmicos e Sedimentológicos na Plataforma Continental Rasa Paranaense. Curitiba. 193 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Federal do Paraná.
- VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; MARONE, E.; BRANDINI, F.P.; CARRILHO, J.C. 2003. Medidas de Velocidade de Corrente e Vazão na Plataforma Continental Interna Paranaense Utilizando Perfilador de Corrente Acústico Doppler - ADCP. In: Congresso Brasileiro da Associação Brasileira do Quaternário, IX, 2003. Recife. Resumos.
- VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; MARONE, E.; BRANDINI, F.P.; SOARES, C.R. 2005. Padrões de transporte de sedimentos baseado em três programas geradores de vetores de tendências de transporte a partir de parâmetros granulométricos na porção sul do delta de desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá - sul do Brasil. Bol. Parana. Geocienc.
- WENTWORTH, C.R. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v.30. p. 377-392.
- WRIGHT, L. D., 1995. *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Marine Science Series. Flórida - EUA. 241 p.
- ZEM, R.C. 2005. Dinâmica sedimentar da baía de Guaratuba. Monografia de conclusão de curso. Oceanografia. Universidade Federal do Paraná. 95 p.
- ZEM, R.C.; MARONE, E.; PATCHINEELAM, S.M. 2005. Síntesis comparativo de métodos de análisis granulométrico em sedimentos. In: XI COLACMAR Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar e XXV Congresso de Ciências do Mar do Chile. Viña del Mar, Chile. p. 211.