

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MORFODINÂMICA DE UM DELTA ARTIFICIAL NA MARGEM
OESTE DA LAGOA MANGUEIRA - RS**

LISIANE SILVA GUIMARÃES

ORIENTADOR - Prof. Dr. Luiz Emilio de Sá Brito de Almeida

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

Porto Alegre, 2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MORFODINÂMICA DE UM DELTA ARTIFICIAL NA MARGEM
OESTE DA LAGOA MANGUEIRA - RS**

LISIANE SILVA GUIMARÃES

ORIENTADOR - Prof. Dr. Luiz Emilio de Sá Brito de Almeida

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Prof.^a Dr.^a Amanda Cristina Pires

Prof.^a Dr.^a Cristine Lenz

Tese de doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2014

AGRADECIMENTOS

A Deus, por sua presença, luz e força espiritual.

A UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGEO), pelo apoio recebido.

Ao CECO (Centro de Estudos em Geologia Costeira e Oceânica) onde me especializei e ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo auxílio financeiro concedido através de bolsa de estudos e no financiamento de campo.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Emilio de Almeida, que tive a oportunidade maravilhosa de conhecer e trabalhar desde meu mestrado até aqui. E desde lá, já pude descobrir o excelente profissional e a pessoa extremamente generosa que é, o que me fez compreender a admiração de todos os seus colegas e alunos. Sua experiência de vida e profissional foram importantíssimas ao longo da construção desta tese. A sua disponibilidade irrestrita, sua forma crítica e inteligente de contribuir com novas idéias possibilitaram a elaboração e conclusão deste trabalho.

Ao meu Co-orientador, Prof. Dr. Elirio Toldo Jr., pela atenção e competência com que sempre me auxiliou ao longo de minha Tese. Obrigada pelas críticas e sugestões valiosas. Enriqueceram muito meu trabalho e a mim como pesquisadora.

Aos professores e pesquisadores do CECO, Iran, Tomazelli, Nelson Gruber Sérgio Dillemburg e Tabajara pelos constantes auxílios e esclarecimento sobre a geologia marinha, as pesquisas na área de oceanografia (que área maravilhosa que tive a oportunidade de conhecer mais de perto) e da zona costeira.

Ao funcionário e técnico do IPH, José Carlos Nunes (Zé), pela participação nos trabalhos de campo, auxílio nas análises de geoprocessamento e principalmente pela amizade.

Ao funcionário Gilberto Santos do CECO, pelo auxílio nas etapas de laboratório e pelo carinho. Ao Roberto Martins Pereira, secretário da Pós-Graduação em Geociências, que me ajudou em diversos momentos.

Aos meus colegas da Pós, Cristine, Amanda, Aderson, Luana, Leonardo, Felipe, Rogério, Antiqueira pela parceria de campo, pela amizade e pelas diversas discussões científicas que contribuíram para esse trabalho. Aos colegas e

estagiários da graduação Aline, Leticia, Carla, Luly, Rosalia, Richard, pela ajuda, amizade e apoio.

À minha atual Chefe, Rejane de Abreu (DRH/SEMA - Departamento de Recursos Hídricos/ Secretaria do Meio Ambiente) por ter sido compreensível nesses meses de finalização da tese.

Aos meus pais e a minha família, que sempre me incentivaram como geóloga e como pesquisadora.

Ao meu amor, Gustavo Cunha, pela ajuda, compreensão e paciência (muita paciência) nessa etapa de conclusão deste trabalho. Sem sua ajuda, eu não teria conseguido... Te amo!

RESUMO

O estudo, em corpos lagunares, de transportes de sedimentos pode apresentar significativa importância e abrangência. Para que haja compreensão dos mecanismos que ocorrem na linha de costa de um corpo aquoso é fundamental o estudo de sua morfodinâmica e morfologia do sistema. Estes evoluem conjuntamente, visto que a dinâmica determina a morfologia, entretanto uma vez estabelecida a morfologia, esta condiciona a dinâmica. A evolução de corpos lagunares segue a evolução de cinco processos naturais: a segmentação, a acresção vertical, a progradação de deltas, a acresção lateral, a sedimentação marinha e/ou lacustre. Neste estudo é abordado a progradação deltaica. Deltas são acumulações de sedimentos no final de um canal, no qual há uma descarga dentro de um corpo de água. A área selecionada para este estudo situa-se no sul da planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul, na região norte da Lagoa Mangueira, onde se localiza diversos deltas artificiais presentes no corpo lacustre. Pelo fato de estar inserido no popularmente conhecido “Parque das Capivaras”, a feição estudada ficou denominada como “Delta das Capivaras”. O objetivo do estudo foi desenvolver o modelo de evolução deste delta artificial construído pela atividade das lavouras arrozeiras na margem oeste da Lagoa da Mangueira e avaliar os impactos ambientais causados pelo manejo do solo. A metodologia empregada contemplou variadas técnicas de aquisição e interpretação de dados. As atividades iniciaram com uma revisão bibliográfica e preparação da logística necessária para aquisição de informações em campo, onde foram coletados dados de sedimentologia, batimetria e testemunhos. As atividades posteriores compreenderam análises, processamentos e tratamentos das amostras e informações obtidas, em laboratório. A integração dos dados forneceu informações importantes sobre a dinâmica e morfologia do Delta das Capivaras. Foi possível concluir que o principal agente formador do delta é o canal artificial gerado pela atividade antrópica devido ao elevado potencial de aporte de sedimentos para o interior da lagoa. A flutuação de nível é pouco representativa e a ação das ondas é secundária na formação do delta, já que o mesmo é protegido por feições arenosas e vegetação. A atividade de orizicultura na margem oeste da Lagoa Mangueira causa rápida eutrofização no corpo aquoso, esse fato mostra que a atividade antrópica causada pelo cultivo de arroz modifica bastante as características naturais desse corpo hídrico, podendo causar impactos na vida e dinâmica da lagoa. O Delta

das Capivaras se desenvolveu em um local inferior a 1 km, num intervalo de tempo de décadas; e, por fim, sua gênese foi controlada principalmente pelo aporte de sedimentos. Além disso, está inserido em uma bacia de drenagem litorânea com extensão de área bastante reduzida e relevo com cotas inferiores a 10 metros, não podendo, portanto, gerar uma feição do tamanho do Delta das Capivaras, em um curto espaço de tempo. Essas características classificam o delta como uma feição artificial de escala de engenharia e não geológica.

Palavras-Chave: morfodinâmica. delta. pontal. orizicultura. Lagoa Mangueira.

ABSTRACT

The sediment transport in lakes is very important and has a broad scope. In order to acquire comprehension on the processes occurring in the coastline it is vital that the system's morphodynamics and morphology are studied. These last elements evolve together, since the dynamics determine morphology, however once morphology is established, it affects dynamics. The evolution of these bodies of water follows the evolution of five natural processes: segmentation, vertical accretion, marine and lagoonal sedimentation. In this study, deltaic progradation is analyzed. Deltas are deposits of sediment at the end of a water stream, which is discharged into a body of water. The selected area for this study is located in the southern portion of the coastal plain of Rio Grande do Sul state, in the north sector of the Mangueira Lake, where several artificial deltas are found in the lagoon. Since it is located in the popularly known "Capivaras Park", the feature which is analysed in this study was named "Delta das Capivaras". This study aimed to develop the evolution model for this artificially built delta, which was formed due to rice farming on the west margin of the lake, and also, to evaluate the environmental impacts caused by the soil management. The methodology employed in the study comprised different techniques for the data acquisition and its interpretation. The work began by analyzing related bibliography and planning logistics for the field work, where data on sedimentology, bathymetry and core sample were collected. The later activities comprise analysis, processing and treatment of the obtained samples in the laboratory. The integration of data offered important information on the dynamics and morphology of the Delta das Capivaras. It was possible to conclude that the primary mechanism for the delta development is the artificial channel generated by anthropic activity, due to the elevated potential of sediment transport towards the lagoon. The water level variation has little significant contribution such as the wave action in the delta formation, since it is protected by sand "features" such as sandy spits and vegetation. The rice culture on the west margin of the Mangueira Lake causes fast eutrophication of the water body, proving that anthropic activity caused by that specific activity strongly modifies the lagoon's natural features and can possibly impact life and dynamics in this lagoon. The Delta das Capivaras developed in a location less than 1 km, in a time of decades and, finally, its genesis was controlled mainly by sediment supply. Moreover, it is inserted into a coastal drainage basin with little extension area and lower elevation with dimensions less than 10 meters,

wherefore cannot generate a feature like Delta das Capivaras, in a short space of time. These characteristics classify the delta as an artificial feature of engineering scale and not geological.

Keywords: morphodynamics. delta. spit. rice production. Mangueira Lagoon.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Representação das escalas espaciais e temporais apropriadas para o estudo da morfodinâmica costeira (modificado de Cowell e Thom, 1994)..... 12
- Figura 2: Processos associados à descarga de água doce e sedimentos nas desembocaduras deltaicas - A) Fluxo Hipopícnal, B) Fluxo Hiperpícnal (Modificado de Bates, 1953, extraído de Silva et al. 2004)..... 18
- Figura 3: Configuração das camadas sedimentares em um delta do tipo Gilbert, representando as camadas de topo (topsets), as camadas frontais inclinadas (foresets) e as camadas plano-paralelas de fundo (bottomsets). (Extraído de Silva et al, 2004)..... 20
- Figura 4: Desembocadura do rio em forma de sino com fluxos lineares de maré associados, características de costas dominadas por marés, abaixo perfil B-B1 e C-C1 perpendiculares ao canal (Figura de Wright, 1977, modificado de Davis Jr., 1994). 20
- Figura 5: Vista em planta da desembocadura de um rio dominado por ondas com barras de areia relacionadas, e à direita dois perfis A-A1 e B-B1, perpendicular e paralelo ao canal, respectivamente (Wright, 1977, modificado de Davis Jr., 1992)..... 21
- Figura 6: Padrões de deposição na desembocadura do rio dominado por correntes de *longshore* geradas por correntes incidentes oblíquas (Wright, 1977, modificado de Davis Jr., 1992)..... 22
- Figura 7: Características morfológicas de um sistema deltaico, com a subdivisão da planície deltaica, frente deltaica e prodelta. (Extraído de <http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Sedimentologia.pdf>). 23
- Figura 8: Estratigrafia geral de ambientes deposicionais da Formação Tulare (Pleistoceno), no Vale de São Joaquim, Califórnia (modificado de Miller et al.,1990)..... 24
- Figura 9: Modelo de classificação de Fisher et al. (1969) baseado nos processos construtivos e destrutivos de deltas (Modificado de Tomazelli, 2000)..... 26
- Figura 10: Classificação ternária de deltas proposta por Galloway (1975) com seis tipos de delta identificados por Coleman e Wright (1975) (extraído de Silva et al, 2004)..... 27
- Figura 11: Exemplos dos diferentes tipos de deltas no mundo. (Extraído de <http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Sedimentologia.pdf>). 28
- Figura 12: As inconstantes taxas de suprimento sedimentar e a variação relativa do nível do mar, conduzem ao retrabalhamento da porção proximal do pontal e consequente suprimento para a porção distal do pontal sem que ocorra a ruptura do mesmo (Modificada de Carter, 1988). 31
- Figura 13 Exemplo de pontal-barreira na África do Sul - Dalhousie Cape (Extraído de www.cits.rncan.gc.ca). 32
- Figura 14: Exemplo de pontal complexo, Pontal Dungeness, WA. (<http://earthweb.ess.washington.edu/EPIC/Geologic/Shorelines1/index.htm>). 33
- Figura 15: Diferentes tipos de depósitos arenosos associadas a rochas escarpadas e recortadas, com as morfologias mais comuns de pontais (espórões) (extraído de Suguiú, 1992). 33
- Figura 16: Processo de refração da onda ao longo da extremidade distal do pontal. (Extraído de Antikeira, 2003; *apud* Carter, 1988). 34
- Figura 17: Estágios de evolução de pontais em lagoas de acordo com modelo de Zenkovitch (1958), (Extraído de Toldo Jr, 1994). 36

Figura 18: Evolução do esporão arenoso (modificado de Buchmann, 1997).	41
Figura 19: Mapa batimétrico da Lagoa Mangueira. Em amarelo o provável paleocanal (Guimarães et al. 2005).	42
Figura 20: Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Extraído de Tomazelli e Vilwock, 2000).	43
Figura 21: (A) Imagem <i>Landsat</i> da Lagoa Mangueira e delimitação da área de estudo; (B) Detalhamento da área do Delta das Capivaras formado pelo deságue do canal retificado (em azul) e a localização do delta (em amarelo).	44
Figura 22: Visada da parte emersa do Delta das Capivaras mostrando o canal artificial e a planície deltaica.	44
Figura 23: Bacia Hidrográfica do Arroio do Delta das Capivaras.	46
Figura 24: Imagem do Google Earth mostrando em detalhe o canal artificial e a localização do delta.	47
Figura 25: Detalhamento da área do Delta das Capivaras formado pelo deságue do canal retificado (em azul) pela prática da orizicultura e a localização dos pontais, esporão e banco de areia que protegem o delta (em preto).	48
Figura 26: Equipe de campo embarcada para conduzir coleta de sedimentos e fundeio dos equipamentos.	53
Figura 27: Imagem ilustrativa da localização dos pontos de amostragem de sedimentos de fundo.	54
Figura 28: Mapa batimétrico da área de estudo.	56
Figura 29: Amostrador Dietz-La Fond (Fonte: www.shodb.gov.tr).	57
Figura 30: Coleta das amostras de sedimento com o amostrador.	58
Figura 31: Amostras de sedimentos acondicionadas e identificadas no campo.	58
Figura 32: Amostras de sedimento secando na estufa.	59
Figura 33: Quarteador utilizado no fracionamento das amostras de sedimentos.	60
Figura 34: Mapa sedimentológico da área de estudo.	64
Figura 35: Figura ilustrativa dos equipamentos utilizados no furo de sondagem.	65
Figura 36: Execução de testemunhagem à percussão com tubo de PVC na superfície da planície deltáica.	66
Figura 37: Imagem ilustrativa da localização espacial dos pontos de testemunhagem.	67
Figura 38: Armazenamento dos testemunhos na litoteca do CECO.	67
Figura 39: Processo de corte do cano de PVC.	68
Figura 40: Descrição das propriedades texturais macroscópicas do testemunho.	68
Figura 41: Coluna estratigráfica dos testemunhos T1, T2 e T3.	72
Figura 42: Visada para oeste a partir da praia lacustre com detalhes da morfologia do canal a montante do Delta das Capivaras, e sua forma em “V”.	73
Figura 43: Canal artificial gerado pela atividade antrópica em imagem <i>Landsat</i> para o ano de 2009.	74
Figura 44: Representação do corte da seção transversal de um canal (modificado de Porto, R.M, 2003).	75

Figura 45: Seção transversal A - B do canal que desemboca no Delta das Capivaras (localização Figura 38).....	77
Figura 46: Gráfico relacionando a descarga líquida e a profundidade.	78
Figura 47: Gráfico relacionando a descarga sólida e a profundidade.	80
Figura 48: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para o verão de 2003 a 2008.	81
Figura 49: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para o outono de 2003 a 2008.....	82
Figura 50: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para o inverno de 2003 a 2008.....	82
Figura 51: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para a primavera de 2003 a 2008.	82
Figura 52: Imagem Google Earth utilizada para delimitar as pistas de ação dos ventos associada a geração das ondas.....	85
Figura 53: Direção preferencial de incidência das ondas nas adjacências do Delta das Capivaras, para uma condição de vento com direção NE, e velocidade de 3 a 6 m/s. ...	87
Figura 54: Precipitação pluvial anual do município de Santa Vitória do Palmar (Modificado de Cordeiro 2010).....	88
Figura 55: Precipitação pluvial anual do município de Rio Grande (Modificado de Cordeiro 2010).	88
Figura 56: Imagem Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 e zoom da área de estudo no ano de 2009.	89
Figura 57: composições coloridas R3G2B1, R4G3B2 e R7G4B3, respectivamente.	90
Figura 58: Série temporal das imagens Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 dos anos 1987 e 1991.	92
Figura 59: Série temporal das imagens Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 dos anos 1998 e 2001.	93
Figura 60: Série temporal das imagens Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 dos anos 2007 e 2009.	94
Figura 61: Fotografia das faces externa e interna do pontal do sul, exposta a incidência de ondulações de NE na parte superior, e abrigada na parte inferior, respectivamente.	98
Figura 62: Localização do canal artificial e do Delta das Capivaras conforme a integração dos resultados.....	99
Figura 63: Vegetação localizada na parte interna do Pontal do Sul (Pontal de Santa Marta). .	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Campanhas de campo na Lagoa Mangueira.	52
Tabela 2. Características deste tipo de amostrador (modificado de Figueiredo Jr. <i>et al.</i> , 2000).	58
Tabela 3. Fluxograma das etapas utilizadas em laboratório para a análise granulométrica.	61
Tabela 4. Distribuição percentual das amostras de fundo para cada classe granulométrica. ...	62
Tabela 5. Coordenadas dos pontos dos furos de sondagem.	66
Tabela 6. Descrição das fácies do testemunho T1.	69
Tabela 7. Descrição das fácies do testemunho T2.	70
Tabela 8. Descrição das fácies do testemunho T3.	70
Tabela 9: Síntese dos parâmetros utilizados para o cálculo de descarga líquida.	78
Tabela 10: Síntese dos parâmetros utilizados para o cálculo de descarga sólida.	79
Tabela 11: Modelo proposto em Unidades Inglesas (Fryberger, 1979), modificado para unidades do Sistema Internacional (Guimarães, 2005).	81
Tabela 12: Tabela com dados de ondas obtidos em campo.	84
Tabela 13: Extensão das principais pistas de ação dos ventos (m).	85
Tabela 14: Dados de velocidade do vento (U), extensão da pista (F), profundidade (d), altura da onda (H), período (T) e potência da onda (P) para a direção de vento SE.	86
Tabela 15: Imagens LANDSAT utilizadas no estudo.	90

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT.....	3
LISTA DE FIGURAS	5
LISTA DE TABELAS	8
SUMÁRIO	9
1. INTRODUÇÃO.....	11
2. ORIGEM, EVOLUÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS LAGUNAS E LAGOAS COSTEIRAS	12
2.1 Deltas.....	16
2.1.1 Ambientes de sedimentação deltaica	16
2.1.2 Processos Deltaicos	17
2.1.3 Características morfológicas	22
2.1.4 Associações Faciológicas Deltaicas	24
2.1.5 Sistema de classificação.....	25
2.2 Pontais	29
2.2.1 Processos Formadores de Pontais.....	29
2.2.2 Feições Morfológicas.....	32
2.2.2.1 Pontal Barreira.....	32
2.2.2.2 Pontal Complexo	32
2.2.2.3 Pontal cuspidado.....	33
2.2.2.4 Pontal recurvado ou em forma de gancho.....	33
2.2.3 Evolução de pontais em corpos lagunares	34
3. INFLUÊNCIAS DA ATIVIDADE ANTRÓPICA	36
4. CONSIDERAÇÕES SOBRE O USO DO SOLO	38
5. ÁREA DE ESTUDO.....	39
5.1 Descrição Física e Localização da Área	39
5.2 Geologia.....	48
5.3 Clima	50
6. OBJETIVOS.....	51
6.1 Objetivo Geral.....	51
6.2 Objetivos Específicos	51
7. METODOLOGIA E RESULTADOS.....	52
7.1 Atividades iniciais de pesquisa e logística.....	52
7.2 Levantamentos de Campo.....	52
7.2.1 Batimetria.....	54

7.2.2. Sedimentologia da Superfície de Fundo	57
7.2.3 Sedimentologia de Subsuperfície	65
7.3 Vazões Líquidas e Sólidas do Canal das Capivaras	73
7.4 Regime de Ventos	80
7.5 Regime de Ondas.....	83
7.6 Interpretação das Imagens de Satélite	87
8. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	96
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103
ANEXO 1: Tabela de pontos de amostragem de sedimentos de fundo e obtenção de cotas batimétricas	113

1. INTRODUÇÃO

O estudo do transporte de sedimentos em corpos lagunares visto de forma ampla, pode ter seu grau de importância e abrangência subdividido em seis grandes campos de estudo e aplicação: (i) a interpretação de ambientes deposicionais sobre rochas (desenvolvimento de fácies, gênese das feições de fundo, desenvolvimento dos processos estratigráficos e geometria de corpos sedimentares); (ii) a interpretação da dinâmica sedimentar no mapeamento de sedimentos superficiais modernos (processos dominantes e presença de eventos significativos); (iii) a determinação de impactos ambientais (análise de risco de políticas de saúde pública, estabilidade do habitat de espécies raras e gerenciamento de despejos); (iv) a determinação de riscos de engenharia (tubulações, cabos de potência e comunicações, erosão e acresção em estruturas marinhas, desenvolvimento costeiro e proteção de praias); (v) os riscos para a navegação (dragagem e estabilidade de canais, sedimentação de portos, gerenciamento de estuários); (vi) a exploração de minérios e estudos vulcanológicos e astrogeológicos (fluxos piroclásticos e transporte eólico) (Fontoura, 2004).

Para que haja compreensão dos mecanismos que ocorrem na linha de costa de um corpo aquoso é fundamental o estudo de sua morfodinâmica. Esta investigação compreende as interações entre ondas, correntes e a topografia local. Já a interação dos ventos, ondas, correntes, somando-se às características do material que compõe a costa, bem como da vegetação local, determina a variação morfológica do sistema. Além disso, efeitos na cobertura com plantas têm sido examinados em termos de volume e duração de uma praia, existindo a necessidade de conhecer a relação entre a densidade da cobertura vegetal, a energia de onda e a posição do plantio para identificar quando a vegetação torna-se um significativo agente morfológico (Jackson *et al.*, 2002). A dinâmica determina a morfologia, e esta, depois de estabelecida, condiciona à dinâmica, ou seja, dinâmica e morfologia evoluem conjuntamente.

As regiões costeiras são áreas transicionais entre o continente e o oceano, onde as interações de fatores ligados a terra, ao mar e à vida condicionam o desenvolvimento de sensíveis e complexos ecossistemas. A compreensão plena dessas interações é um desafio ao homem que as explora, e às vezes os tenta preservar (Villwock, 1994).

2. ORIGEM, EVOLUÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS LAGUNAS E LAGOAS COSTEIRAS

A evolução litorânea é um produto de processos morfodinâmicos que ocorrem em respostas as mudanças de condições externas (Camargo, 2012). Cowell e Thom (1994) apresentaram um estudo sobre a morfodinâmica em regiões costeiras e classificaram sua evolução conforme diferentes escalas espaciais e temporais (Fig. 1). Segundo esses autores, as alterações em feições são influenciadas diretamente pelo tempo e a intensidade que o fenômeno ocorre. Conforme essa classificação os eventos são separados em em quatro escalas: a) escala geológica (acontecem de anos a milênios e variam de 10 a 100 km); b) escala de engenharia (modificações sazonais a seculares variando de 800 m a 10 km); c) escala de eventos (alterações de dias a anos e feições de 80 a 800 m); d) escala instantânea (mudanças na morfologia durante um curto período de tempo, gerando feições menores que 80 m).

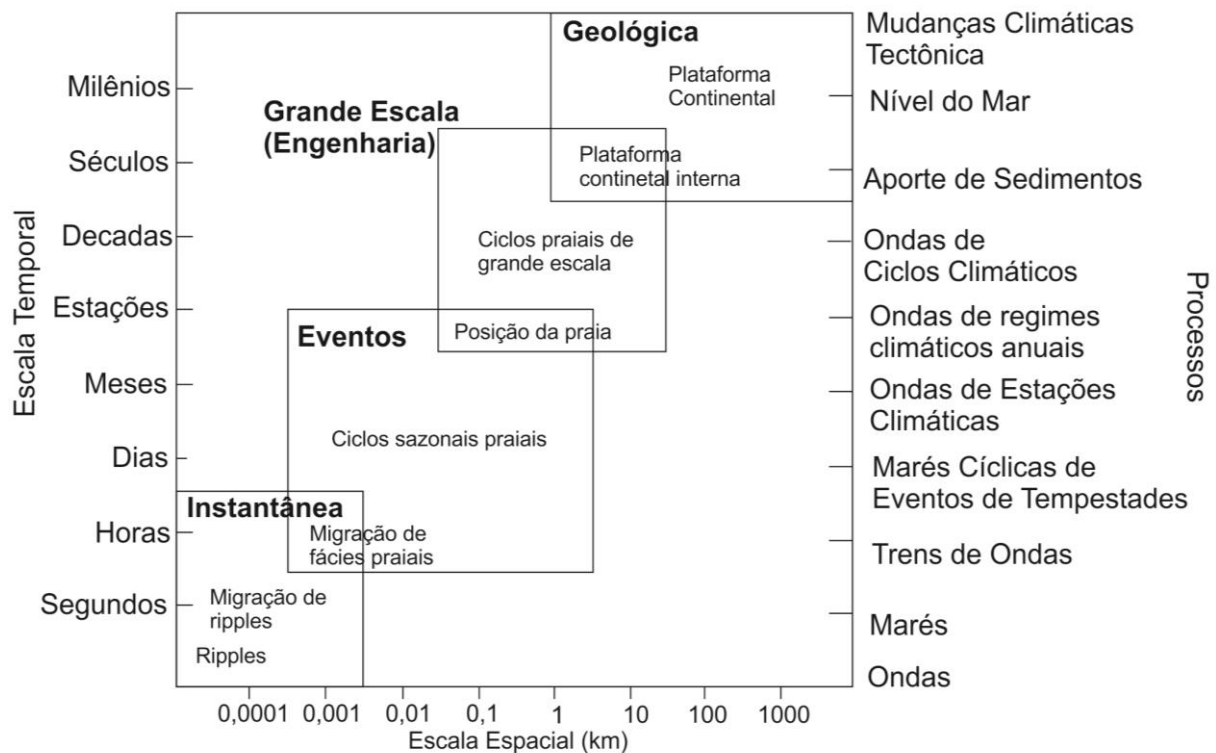


Figura 1: Representação das escalas espaciais e temporais apropriadas para o estudo da morfodinâmica costeira (modificado de Cowell e Thom, 1994).

Existe na literatura uma série de definições e descrições sobre lagunas costeiras, enfocando diferentes aspectos relacionados à sua origem, evolução, fisiografia e hidrodinâmica. Todavia, muitas destas definições abordam características em comum e podem ser sintetizadas na seguinte definição genérica: *“são corpos aquosos aprisionados por algum tipo de barreira paralela a linha da*

costa, sendo locais onde ocorre interação de águas provenientes da drenagem continental e do oceano adjacente que penetram através de um ou mais canais de ligação perenes ou intermitentes” (Phleger, 1969; Isla, 1995; Bird, 2000).

De acordo com Isla (1995), as lagunas costeiras são formações geologicamente recentes e estão relacionadas, na maioria dos casos, às variações do nível do mar, através do alagamento de antigas depressões regressivas durante o Quaternário. A maior parte delas tem sua origem relacionada ao desenvolvimento do sistema barreira, responsável pelo isolamento dos corpos lagunares.

As lagunas costeiras atuais têm sua gênese contemporânea aos estuários, sendo ambientes formados em função das oscilações do nível do mar durante os períodos Pleistocênico e Holocênico, seguido pela posterior formação de barreiras que alteraram a troca de água com a região marinha adjacente. Essas lagunas apresentam uma variedade de tamanhos e formas, relacionada à variação da linha de costa pré-existente e às trocas de energia e matéria a que estão submetidas (Bird, 2000).

Ainda referente às condicionantes da formação dos corpos lagunares Kjerfve & Magill (1989), apontam para a existência de três principais tipos de lagunas: lagunas sufocadas (cujo fluxo dominante em seu interior ocorre por difusão); as lagunas vazadas (caracterizadas pelo domínio de fluxo advectivo); e lagunas do tipo limitadas ou restritas (referentes a ambientes que apresentam tanto fluxo advectivo quanto difusivo em seu interior).

A configuração morfológica dos atuais corpos lagunares depende, sobretudo, da geologia e geomorfologia da planície costeira pré-existente, a qual está relacionada a mudanças climáticas, aos processos transgressivos e regressivos do nível do mar, a disponibilidade de sedimentos e água doce (Cooper, 1994; Isla, 1995). Segundo Cooper (1994), se há excesso de sedimento disponível, a barreira pode progredir em direção ao mar formando depósitos de terraços marinhos e lagunares. No entanto, se os sedimentos adicionais são insuficientes, a barreira arenosa tende a ser erodida, devido à ação das ondas ou da descarga fluvial intensa. Existem ainda casos em que a barreira clástica isola completamente a laguna, deixando-a sem conexão com o mar aberto. Isso acontece quando o estoque de sedimento e a capacidade de transporte pela corrente de deriva e pelo vento excedem a competência das correntes fluviais e de maré. O isolamento completo destes ambientes é um processo bastante comum em setores costeiros de micro marés, como é o caso da costa sul brasileira (Esteves, 1998).

Embora as lagunas costeiras representem, normalmente, setores de baixa energia hidrodinâmica, elas estão sujeitas a constantes reorientações no que se refere ao aspecto fisiográfico, em função do equilíbrio entre os processos internos e externos de erosão e deposição.

A evolução das lagunas envolve uma variedade de processos atuando simultaneamente, sendo que cada processo é característica particular de cada área (Phleger 1969; Cooper 1994).

Em estudos realizados no sistema Laguna - Barreira IV da Planície Costeira do Rio Grande do Sul foi detectado que a evolução temporal desses ambientes deposicionais ocorre no sentido "laguna – lago - pântano costeiro". Essa tendência evolutiva está diretamente associada a inter-relação de quatro mecanismos principais (Villwock et al. 1995; Tomazelli 1990):

- a) As variações do nível de base (nível do mar e lençol freático);
- b) O progressivo avanço da vegetação marginal dos corpos aquosos;
- c) O aporte de sedimentos clásticos trazidos pelos canais fluviais;
- d) A migração das dunas eólicas que avançam sobre os corpos lagunares e canais de ligação.

Segundo Cooper (1994) são cinco processos naturais fundamentais na evolução dos corpos lagunares: (a) a segmentação, (b) a acresção vertical, (c) a progradação de deltas, (d) a acresção lateral, (e) a sedimentação marinha.

a) A segmentação é um processo que tem a capacidade de converter um corpo lagunar numa série de células distintas em função da reorientação das margens pela erosão ou deposição de sedimentos, na busca do equilíbrio dentro do raio de ação das ondas interiores. Segundo Zenkovich (1959 apud Cooper, 1994), a segmentação ocorre quando o eixo longitudinal da laguna se dispõe paralelo à direção do vento dominante. Essa segmentação lagunar pode gerar células sedimentares diferenciadas, no que se refere aos aspectos de distribuição granulométrica e características químicas e biológicas presentes nos sedimentos.

b) A acresção vertical é outro processo natural e está ligado ao preenchimento do substrato lagunar por sedimentos advindos de diferentes fontes. Geralmente os sedimentos finos, do tipo silte e argila, que são carregados para dentro da laguna pela ação de rios, se depositam em ambientes calmos e fundos. A deposição desse material é muitas vezes intensificada pela floculação, pois os sedimentos finos fluviais ao encontrarem águas de maior salinidade, depositam.

Enquanto os sedimentos grossos são transportados para o interior das lagunas, tanto pelo canal de ligação como pela ação eólica.

c) A formação dos deltas é parte integrante nos processos de formação e evolução das lagunas costeiras. Os deltas estão diretamente associados à dinâmica do transporte de sedimentos no interior das lagunas e área de influência, principalmente para aqueles corpos lagunares de grande porte (Laguna dos Patos, Mirim e Mangueira, por exemplo). Esses deltas podem ser do tipo fluvial, quando associados à descarga fluvial, ou então, do tipo deltas de maré (deltas de maré vazante e deltas de maré enchente), quando formados sobre canais de ligação e áreas de influência do fluxo de maré. O tamanho e a forma desta feição dependem do volume de sedimento carregado pelo fluxo em questão e dos níveis de energia no interior das lagunas. Na opinião de Galloway (1975 apud Cooper, 1994), a maioria dos deltas lagunares progradam em direção ao mar.

d) A acresção lateral está diretamente relacionada à redução de áreas úmidas das lagunas em função do desenvolvimento natural de ecossistemas adjacentes e demais formações bióticas e abióticas costeiras, como planícies de maré, campo de dunas ou formações vegetais.

e) A sedimentação pode provir diretamente da progradação dos deltas de marés, da lixiviação do sistema de barreiras transgressivas e a partir da deposição do material em suspensão.

Os sistemas lagunares estão diretamente condicionados a origem e evolução do sistema ilha-barreira, pois durante o período de ascensão do nível do mar, as barreiras permitem o desenvolvimento do ambiente lagunar na retro barreira. Existem basicamente três modelos para a formação de ilhas-barreiras em ambiente de micro maré dominados por ondas: (a) agradação e emersão de bancos submersos, (b) submergência costeira; (c) progradação de pontais arenosos;

No modelo de agradação e emersão de bancos submersos, a barreira está relacionada à formação de uma barra costa afora (*offshore bar*), ocorrendo a remobilização do substrato arenoso, devido a ação das ondas, e conseqüentemente formando bancos submersos. Com o acúmulo de sedimentos e agradação destes bancos, geralmente em regime de tempestades, ocorre progressivamente à emersão e a captura pelo sistema eólico dando origem a uma barreira. Já o modelo de submergência está relacionado à inundação de depressões e reentrâncias costeiras, transformando os cordões litorâneos, mais elevados, em bancos. Exemplo típico desse modelo na costa do Rio Grande do Sul é observado no complexo de

lagunas e banhados da lagoa do Peixe. Diferente desses dois modelos, o modelo de progradação dos pontais arenosos explica a configuração geomorfológica atual da Lagoa Mangueira, segundo este modelo o elevado aporte de sedimentos proporcionado pelo sistema de drenagem é retrabalhado pelas ondas incidentes e pelas correntes de deriva, que formam ambientes propícios para a deposição dos sedimentos em forma de esporões arenosos ancorados na litologia anterior.

2.1 Deltas

Deltas são acumulações de sedimentos no final de um canal, no qual há uma descarga dentro de um corpo de água. A palavra “delta” foi primeiramente proposta pelo grego Heródoto (400 A.C) para descrever depósitos aluviais, em forma triangular, dispostos na Planície Costeira do Rio Nilo, no Egito (Davis Jr., 1992).

Barrell (1912) descreveu o antigo Delta Catskill (EUA) e definiu delta como sendo "um depósito parcialmente subaéreo construído por um rio que deságua em direção a um corpo de água permanente. As partes mais distais são necessariamente construídas abaixo do nível de água, mas a parte superior mais proximal ao continente é mantida acima do nível da água. Portanto, constituído por uma combinação de sedimentos terrestres e marinhos”.

O ambiente deltaico é provavelmente um dos sistemas deposicionais mais complexos existentes, sendo encontradas mais de uma dezena de ambientes de deposição distintos dentro dele. Os deltas também são importantes economicamente, principalmente os mais antigos, onde são encontrados fontes de carvão, gás e óleo.

2.1.1 Ambientes de sedimentação deltaica

Os deltas são feições que estão associadas a rios com grande descarga sedimentar aportando em bacias receptoras no qual, processos costeiros como ondas, correntes e marés não são fortes o suficiente para dispersar totalmente os sedimentos. Rios que possuem grande carga sedimentar normalmente abrangem uma grande bacia de drenagem com vários tributários, que contribuem com água e sedimentos para o sistema. Esses fatores são controlados em função do clima, da tectônica e do relevo locais (Silva et al. 2004).

A maior parte dos deltas atuais se desenvolve em regiões de médias e baixas latitudes (as altas latitudes estão dominadas por geleiras).

Em relação ao controle tectônico pode-se dizer que em costas do tipo passivas encontram-se uma grande quantidade de deltas bem desenvolvidos devido à grande extensão das bacias de drenagem e ausência ou pequena plataforma continental para suportar a acumulação de sedimentos deltaicos (Inman & Nordstron, 1971). Já em costas do tipo ativas desenvolvem-se poucos deltas, já que a divisão das drenagens é muito próxima do oceano e não há espaço no qual um delta possa se acumular. Dos cinquenta e oito principais rios mundiais apenas cinco ocorrem em costas ativas e desses, apenas dois formam deltas considerados importantes (Wright, 1977).

Os deltas são ambientes transicionais que em muitos aspectos lembram os sistemas estuarinos, já que ambos são altamente influenciados por fatores fluviais e marinhos (Davis, Jr, 1992). Em termos morfológicos, no entanto os estuários formam-se em locais reentrantes, normalmente abrigados da linha de costa, enquanto que os deltas são feições protuberantes que marcam o avanço (progradação) da linha de costa em direção ao oceano em função da grande quantidade de sedimentos trazidos pelo canal fluvial. Existem casos, em regiões de intensa sedimentação fluvial, em que estuários podem ser completamente preenchidos por sedimentos e, caso os sedimentos fluviais cheguem a atingir diretamente o litoral, podem evoluir para depósitos deltaicos. Muitos dos deltas modernos evoluíram a partir do preenchimento dos estuários formados durante a última transgressão marinha do quaternário (Silva et al. 2004).

2.1.2 Processos Deltaicos

Na década de 50 foi publicado dos primeiros trabalhos sobre processos deltaicos (Bates, 1953), e desde então muitos trabalhos foram realizados com o intuito de compreender tais processos, que são complicados devido à interação de processos fluviais com o ambiente marinho aberto.

Os principais processos formadores e modificadores de sistemas deltaicos são os processos fluviais e os processos marinhos (ondas, marés e correntes).

Processo Fluvial: O processo fluvial que ocorre na desembocadura dos rios é relativamente simples, no qual marés são negligenciáveis e o poder das ondas é mínimo. Essas circunstâncias resultam numa situação dominada por rios, como a que ocorre em lagos, estuários e mares fechados (Wright, 1977). Sob essas condições três forças primárias dominam: inércia, fricção de superfície e fluviabilidade. Fatores como a descarga, velocidade do fluxo, profundidade,

tamanho, quantidade de partículas na sedimentação e o contraste de densidade entre o rio e a água da bacia, determinam qual das três forças controla os processos fluviais no delta.

A seleção granulométrica dos sedimentos finos a partir da foz é altamente influenciada pela diferença de densidade entre as águas fluviais e marinhas. Caso ocorra o estabelecimento de uma estratificação bem definida das massas da água, desenvolvendo uma cunha salina, conforme observado nos estuários altamente estratificados, os sedimentos finos permanecem em suspensão na água por distâncias maiores antes de se agregarem por floculação e sofrem decantação. De acordo com a variação de densidade entre o ambiente receptor e as águas fluviais, Bates (1953) propôs uma classificação de fluxos, como descrito abaixo e visualizado na figura 2:

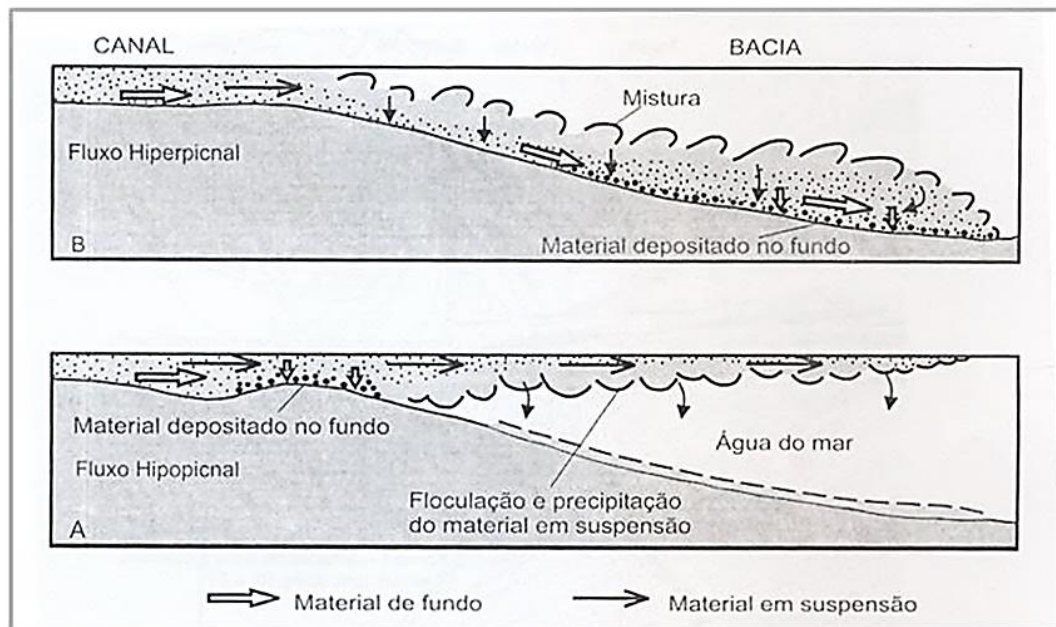


Figura 2: Processos associados à descarga de água doce e sedimentos nas desembocaduras deltaicas - A) Fluxo Hipopicnal, B) Fluxo Hiperpicnais (Modificado de Bates, 1953, extraído de Silva et al. 2004).

- **Fluxo Hipopicnal:** nesse tipo de fluxo, a densidade da água do ambiente receptor é maior do que a densidade das águas fluviais. Se a bacia receptora for rasa, ou no caso de uma grande carga sedimentar de areias por tração e rolamento, a fricção e turbulência junto ao fundo podem levar ao seccionamento das barras de desembocaduras, desenvolvendo verdadeiras passagens ou canais submersos na frente deltaica, limitados lateralmente por diques marginais. Estes eventualmente podem ascender à superfície, dando origem a canais distributários (Galloway e Hobday, 1996).

- Fluxo Hiperpicnal: onde águas mais densas, de cursos fluviais com grande carga sedimentar, muitas vezes também com temperaturas muito baixas, ao desaguarem em lagos de água doce ou mesmo no oceano, podem mergulhar por baixo das águas menos densas do meio receptor. Nestes casos forma-se uma corrente de densidade junto ao fundo, com grande inércia que pode transportar a carga de fundo por maiores distâncias, selecionando os sedimentos ao longo do percurso à medida que a velocidade do fluxo diminui.

- Fluxo Homopícnais: ocorrem densidades iguais entre as águas fluviais e a bacia receptora. Nestes casos, a mistura imediata dos corpos aquosos resulta em rápida deposição dos sedimentos. Se o gradiente da bacia receptora for elevado, a deposição das areais nas proximidades da foz se dá por processos de avalanche, gerando camadas inclinadas, conhecidas como camadas frontais (*foresets*), e enquanto que o material fino deposita-se por decantação e correntes de turbidez, gerando as camadas de fundo (*bottomsets*) (Fig. 3). Os deltas assim formados são denominados de deltas do tipo Gilbert, em referência aos estudos de Gilbert (1885) em um paleo-delta pleistocênico formado no lago Bonneville nos Estados Unidos.

Processos Marinhos: destacam-se três principais processos; marés, ondas e correntes.

- Marés: Segundo Wright (1977), o papel das marés nos processos da desembocadura dos rios é controlado essencialmente por três fatores: (a) em casos de diferentes gradientes de densidade das águas a força da maré possui competência suficiente para destruir esses gradientes e ocorre um processo de mistura sem efeito de flutuabilidade; (b) durante períodos de baixa descarga de sedimentos as marés passam a assumir o papel principal sobre os processos de sedimentação; (c) a zona de interação marinho fluvial pode estender-se em distância, principalmente na horizontal (Fig. 4).

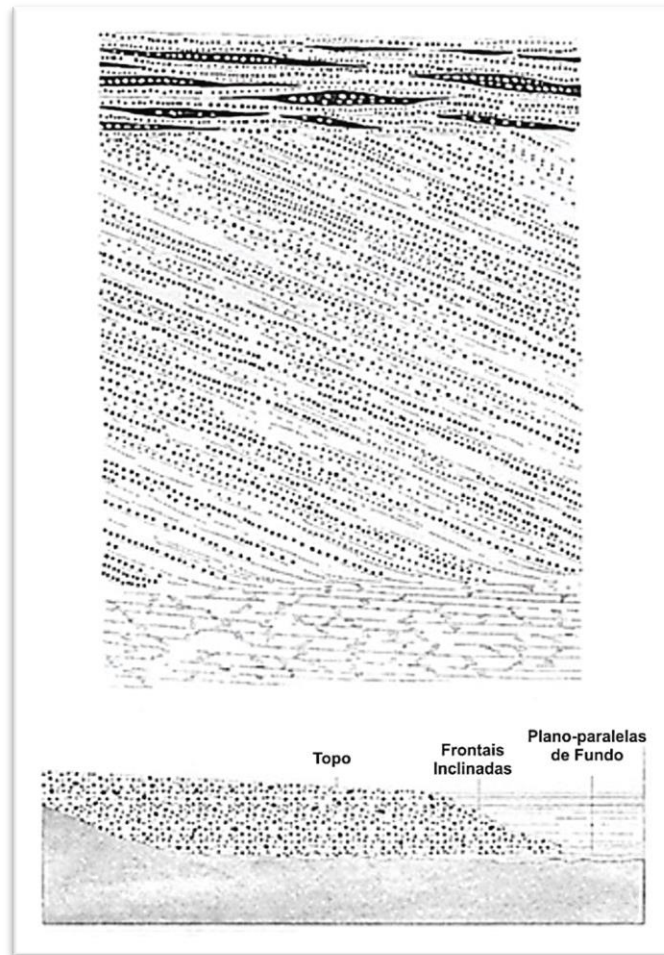


Figura 3: Configuração das camadas sedimentares em um delta do tipo Gilbert, representando as camadas de topo (topsets), as camadas frontais inclinadas (foresets) e as camadas plano-paralelas de fundo (bottomsets). (Extraído de Silva et al, 2004).

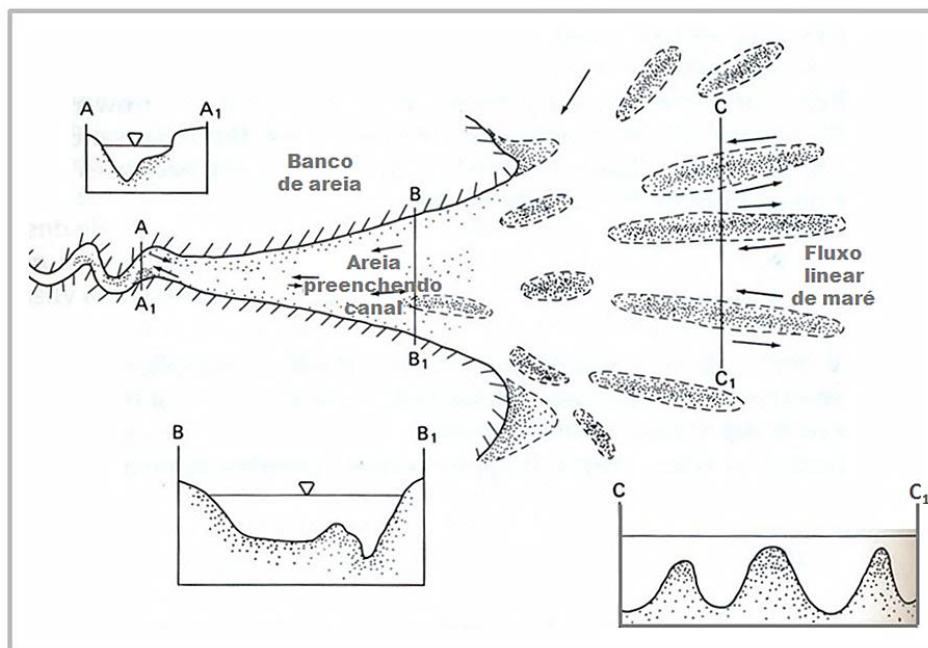


Figura 4: Desembocadura do rio em forma de sino com fluxos lineares de maré associados, características de costas dominadas por marés, abaixo perfil B-B1 e C-C1 perpendiculares ao canal (Figura de Wright, 1977, modificado de Davis Jr., 1994).

▪ Ondas: Tipicamente deltas não são bem desenvolvidos ou não se preservam em clima de ondas rigoroso. Existe uma relação geral entre a largura, suaves inclinações e baixa energia de ondas no bom desenvolvimento deltaico. Como as ondas se aproximam e impactam a atividade deltaica, causam o espalhamento e desaceleração do efluente. A morfologia resulta em corpos de sedimentos dominados por areias próximo ou paralelo à costa (Fig. 5).

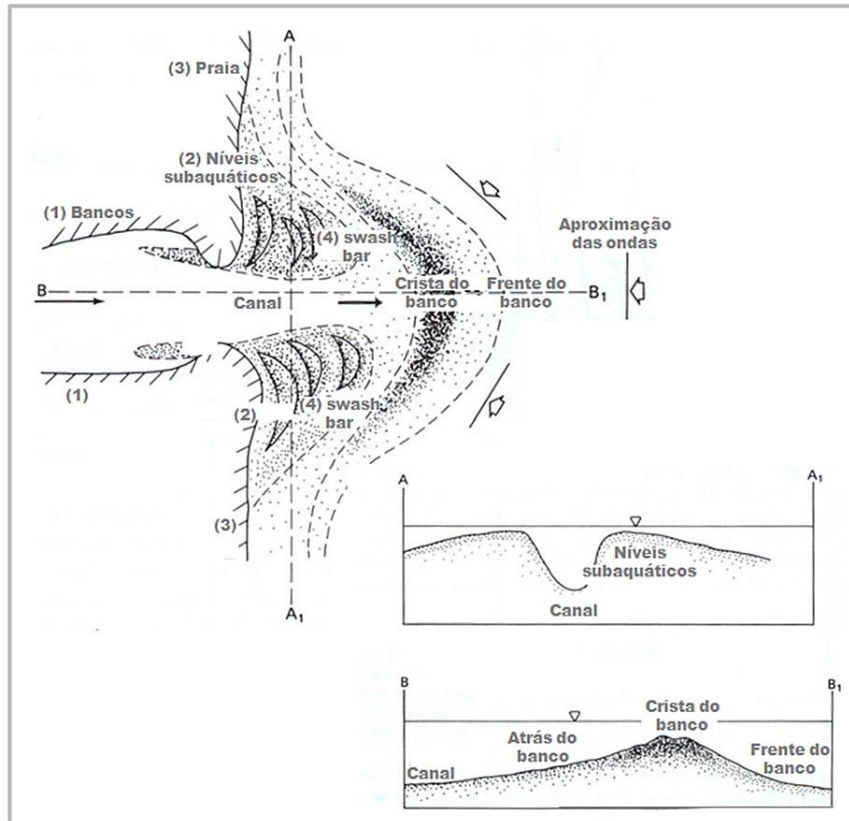


Figura 5: Vista em planta da desembocadura de um rio dominado por ondas com barras de areia relacionadas, e à direita dois perfis A-A1 e B-B1, perpendicular e paralelo ao canal, respectivamente (Wright, 1977, modificado de Davis Jr., 1992).

▪ Correntes: Embora correntes rasas possam ser geradas por ventos, ondas, marés ou correntes de fundo oceânico que chegam da margem continental, o seu efeito de conexão com a sedimentação deltaica é geralmente para modificar a morfologia da desembocadura dos rios numa costa de direção paralela (Coleman, 1976).

Essas correntes tipicamente têm um papel de componente que ocorrem ao longo da costa, e esse é o aspecto que marca a sedimentação na desembocadura do rio. A mais proeminente dessas correntes são as correntes ao longo da costa, que geram ondas e resultam da refração em águas rasas. Embora exista uma grande variação nessas correntes ao longo do tempo, existe tipicamente uma direção dominante. É a direção da corrente que é responsável pela morfologia da

desembocadura do rio. A modificação mais comum é a formação de um esporão acompanhado da migração da desembocadura do canal (Fig. 6).

Ondas geradas por correntes ao longo da costa onde o fluxo ocorre do topo para o fundo causando uma migração da desembocadura do rio e do esporão de areia para o fundo. Perceba que os elementos básicos do corpo de sedimentação são os mesmos de numa desembocadura de rios dominada por ondas onde não existem apreciáveis correntes ao longo da costa.

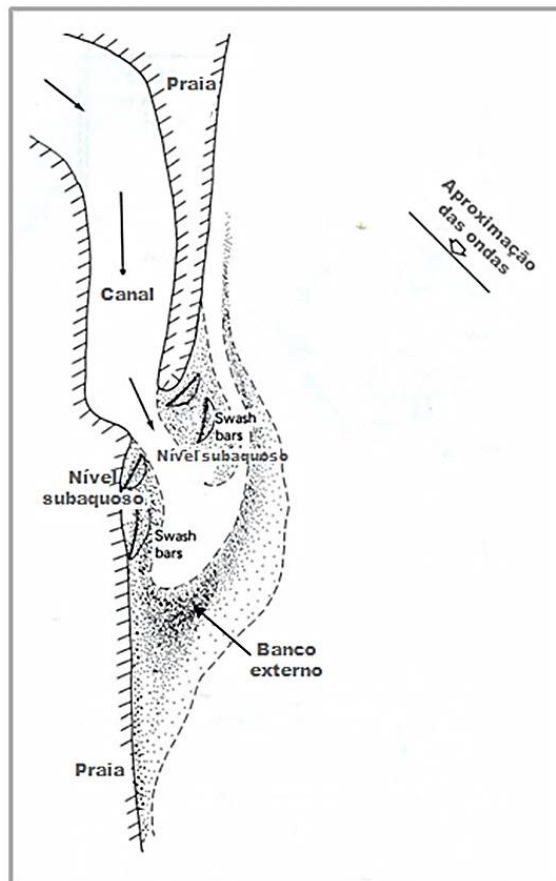


Figura 6: Padrões de deposição na desembocadura do rio dominado por correntes de *longshore* geradas por correntes incidentes oblíquas (Wright, 1977, modificado de Davis Jr., 1992).

2.1.3 Características morfológicas

As principais unidades morfológicas que compõe um sistema deltaico são as seguintes (Fig. 7):

a) Planície Deltaica: Nessa porção do delta ocorrem um ou mais canais, dependendo do gradiente da plataforma e capacidade de transporte das correntes. O tipo de sedimentos predominante são os mais grossos, arenosos, transportados como carga de tração ou rolamento, junto ao fundo. Esses sedimentos são depositados logo nas proximidades da desembocadura, desenvolvendo as barras arenosas de desembocadura;

b) Frente Deltaica: Na frente deltaica ocorre intensa atividade deposicional. Predominam sedimentos grossos depositados em barras à frente dos canais distributários, cuja morfologia depende da energia do fluxo, diferenças de densidade entre os meios e declividade da plataforma. Os sedimentos mais finos, incluindo areias muito finas e siltes são depositados logo a seguir, em águas pouco mais profundas à medida que a turbulência diminui, desenvolvendo a parte superior do pró-delta. As lamas do pró-delta depositam-se mais adiante ainda por processos lentos de decantação a partir do material em suspensão na água. O resultado geral do processo de selecionamento dos sedimentos é a diminuição gradativa da granulometria quanto maior for a distância a partir da foz, ou seja, os sedimentos arenosos concentram-se nas proximidades da desembocadura enquanto que as lamas depositam-se ao largo, na região pró-delta. Isto resulta em uma sequência estratigráfica característica dos depósitos deltaicos, que mostram um aumento granulométrico dos sedimentos de base para o topo da sequência;

c) Pró Delta: O pró-delta é uma região com predomínio de sedimentação fina (siltes e argilas), localizado além do nível de base das ondas. É caracteristicamente plana e mais horizontalizada, sendo comuns os movimentos de massa. Nem todos os deltas apresentam prodelta. O selecionamento granulométrico dos sedimentos finos a partir da foz é altamente influenciado pela diferença de densidade entre as águas fluviais e marinhas. Caso ocorra o estabelecimento de uma estratificação bem definida das massas da água, desenvolvendo uma cunha salina, conforme observado nos estuários altamente estratificados, os sedimentos finos permanecem em suspensão na água por distâncias maiores antes de se agregarem por floculação e sofrem decantação.

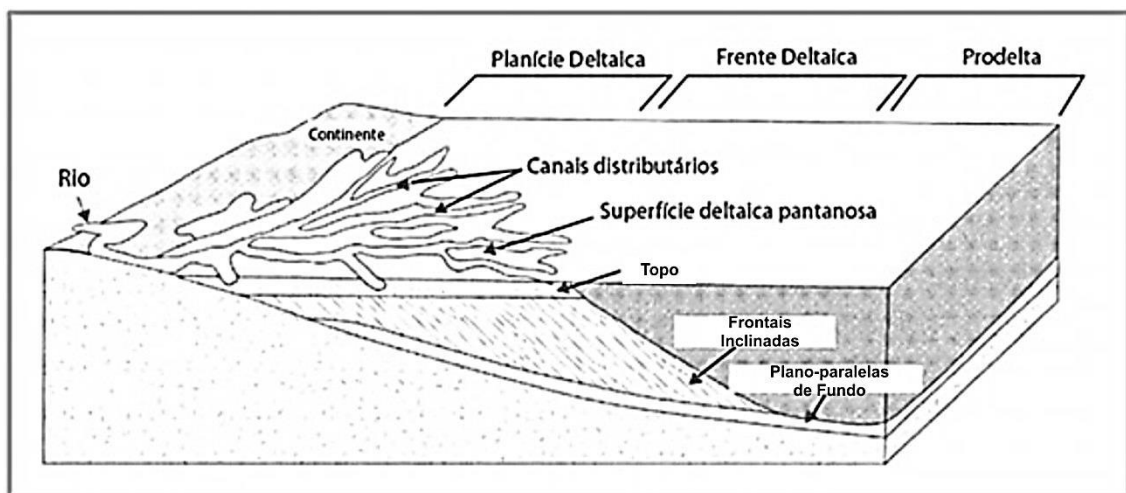


Figura 7: Características morfológicas de um sistema deltaico, com a subdivisão da planície deltaica, frente deltaica e prodelta. (Extraído de <http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Sedimentologia.pdf>).

2.1.4 Associações Faciológicas Deltaicas

Para exemplificar a sucessão de fácies de um sistema deltaico será descrita a formação “Tulare”, um sistema deltaico-fluvial localizado no Vale São Joaquim na Califórnia e conhecido como um grande produtor de óleo (Fig. 8).

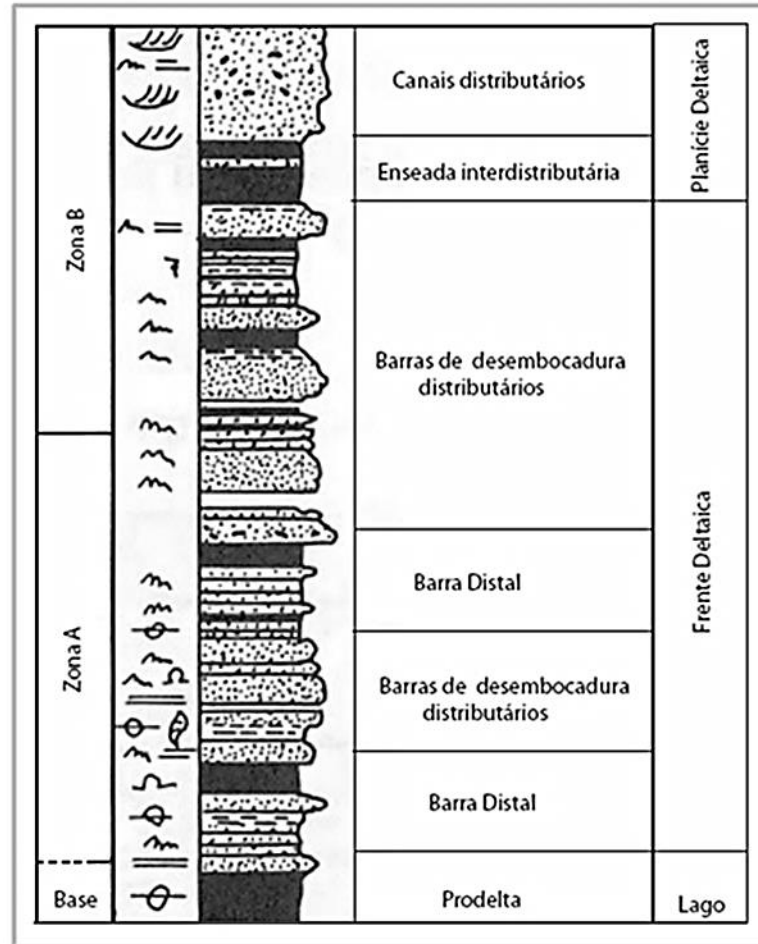


Figura 8: Estratigrafia geral de ambientes deposicionais da Formação Tulare (Pleistoceno), no Vale de São Joaquim, Califórnia (modificado de Miller et al., 1990).

Essa formação consiste basicamente de 135 m de lama intercalada com silte e areia com estratificação cruzada. Existe um aumento do tamanho de grão da base para o topo do perfil. A base do sistema deltaico é marcada por sedimentos do prodelta, seguindo da frente deltaica e da planície deltaica.

O perfil inicia com as lamas do prodelta, que são espessas e intercaladas com lentes finas de silte e areia.

Acima se inicia a sequência de sedimentos representativa da frente deltaica, que consiste de areia bem selecionada com estratificação cruzada acanalada intercalada com finas camadas de lama e silte. Também são comuns acamamentos paralelos e ondulados. Esses corpos de areia são restritos na sua extensão e mostram retrabalhamento pela ação das ondas. Eles são representados por barras

de desembocadura distributárias. Camadas de areias finas que são similares às barras de desembocadura distributárias arenosas são intercaladas com lamas do prodelta e são consideradas como representativas das porções distais das barras da frente deltaica.

A planície deltaica é constituída por duas litofácies proeminentes:

- a) Uma unidade lamosa representando enseadas interdistributárias;
- b) Arenito com estratificação cruzada, bem selecionada interpretada como

depósitos de um canal distributário.

A estratigrafia dessa sequência deltaica indica um delta dominado por ondas com baixa influencia fluvial e de marés.

2.1.5 Sistema de classificação

A morfologia regional dos deltas constitui-se de um produto do efeito combinado dos processos sedimentares fluviais e marinhos (ondas, correntes e marés).

A fim de relacionar a morfologia com os processos deltaicos foram desenvolvidas diversas classificações, dentre elas as mais utilizadas são a de Fisher et al. (1969) e Galloway (1975).

A classificação de Fisher et al. (1969) é baseada na ação dos processos construtivos e destrutivos (Fig. 9). De acordo com esse autor os sistemas deltaicos construtivos são dominados por rios, com um sistema de drenagem bem desenvolvido, que suporta um grande volume de sedimentos e são caracterizados por distintas fases de construção e destruição. Esse tipo de delta é comum em locais onde a ação de ondas é baixa e os sedimentos predominantes são finos, geralmente lamosos. As fases destrutivas são limitadas às porções distais do delta e são de importância secundária.

Os sistemas deltaicos destrutivos são divididos em: dominado por ondas e dominado por marés. Os deltas dominados por ondas geralmente tem uma bacia de drenagem pequena com pulsos esporádicos e volume moderado de sedimentação.

Fases construtivas são subordinadas, com energia de onda retrabalhando os sedimentos e formando uma linha suavizada. Ocorrem quantidades relativamente altas de areia, resultante da remoção de partículas finas por ondas. Os deltas dominados por marés contem uma abundancia de feições lineares perpendiculares ao alinhamento da linha de costa e paralelos ao fluxo da maré. O tipo de

sedimentação é similar a deltas dominados por ondas, porém os corpos de areia se arranjam de forma diferente com características morfológicas distintas.

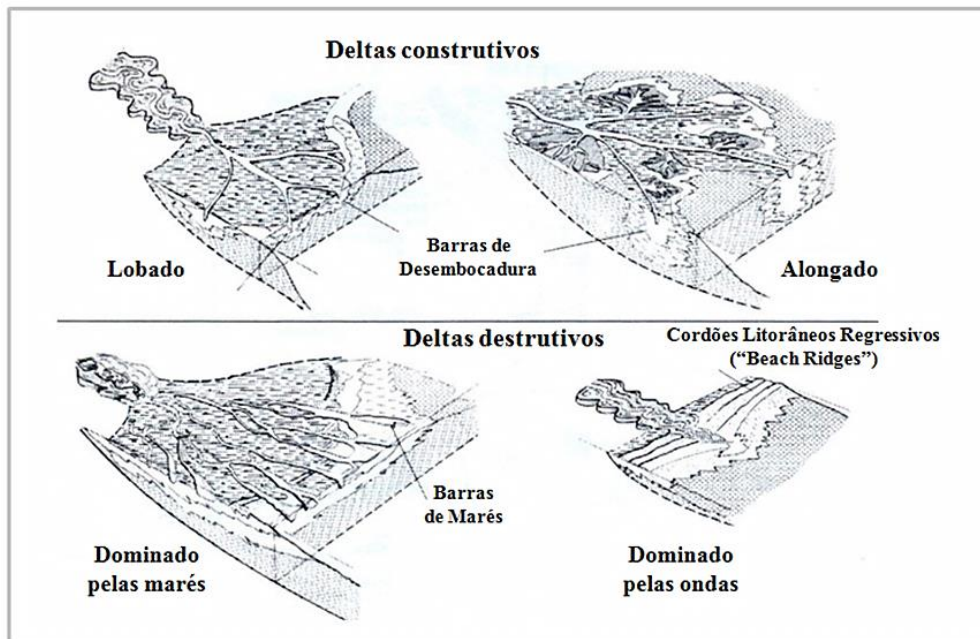


Figura 9: Modelo de classificação de Fisher et al. (1969) baseado nos processos construtivos e destrutivos de deltas (Modificado de Tomazelli, 2000).

Por outro lado, Galloway (1975) propôs um sistema de classificação tripartite para as diferentes categorias deltaicas, levando em conta as seguintes componentes: energia das ondas, influência do aporte sedimentar e da descarga fluvial e energia das marés. Este sistema classificatório é representado por um diagrama triangular, cujos vértices representam o processo dominante (Fig. 10), resultando em três tipos extremos: deltas dominados por rio, dominados por marés e dominados por ondas.

A maior parte dos deltas modernos apresenta características mistas, com influência de mais de um processo que reflete a combinação de efeitos construtivos e destrutivos. No sistema de classificação de Galloway (1975) esses deltas podem ser acomodados nas laterais ou no interior do diagrama.

De acordo com essa classificação esse autor definiu os processos dominantes e o produto morfológico de cada tipo de delta, descritos abaixo:

a) Deltas dominados por rios: neste caso existe o predomínio do aporte sedimentar da descarga fluvial sobre o efeito das ondas e marés. Um exemplo clássico é o delta do Mississippi, que descarrega anualmente cerca de 500×10^6 toneladas de sedimentos no golfo do México, onde a amplitude da maré é baixa (50 cm) e a ação das ondas é fraca. Sua configuração geomorfológica é denominada “pé de pássaro” (delta construtivo alongado), que se caracteriza pela projeção de um

canal alongado, ladeado por diques marginais, em cuja extremidade ocorrem diversos canais distributários.

Os sedimentos fluviais são depositados nas barras de desembocadura, nos lobos de crevasse e nos próprios canais, compondo os diques marginais e os depósitos associados à avulsão do canal principal, gerando novos lobos deltaicos, que são submetidos ao retrabalhamento por ondas e correntes dos antigos lobos abandonados e a progradação dos distributários e lobos de crevasse associados às frentes de progradação ativas. A sequência estratigráfica resultante do processo progradante é caracterizada pelo perfil clássico de um sistema deltaico, com aumento granulométrico para o topo, representando as lamias de pró-delta, sucessivamente recoberta pelas areias da frente deltaica.

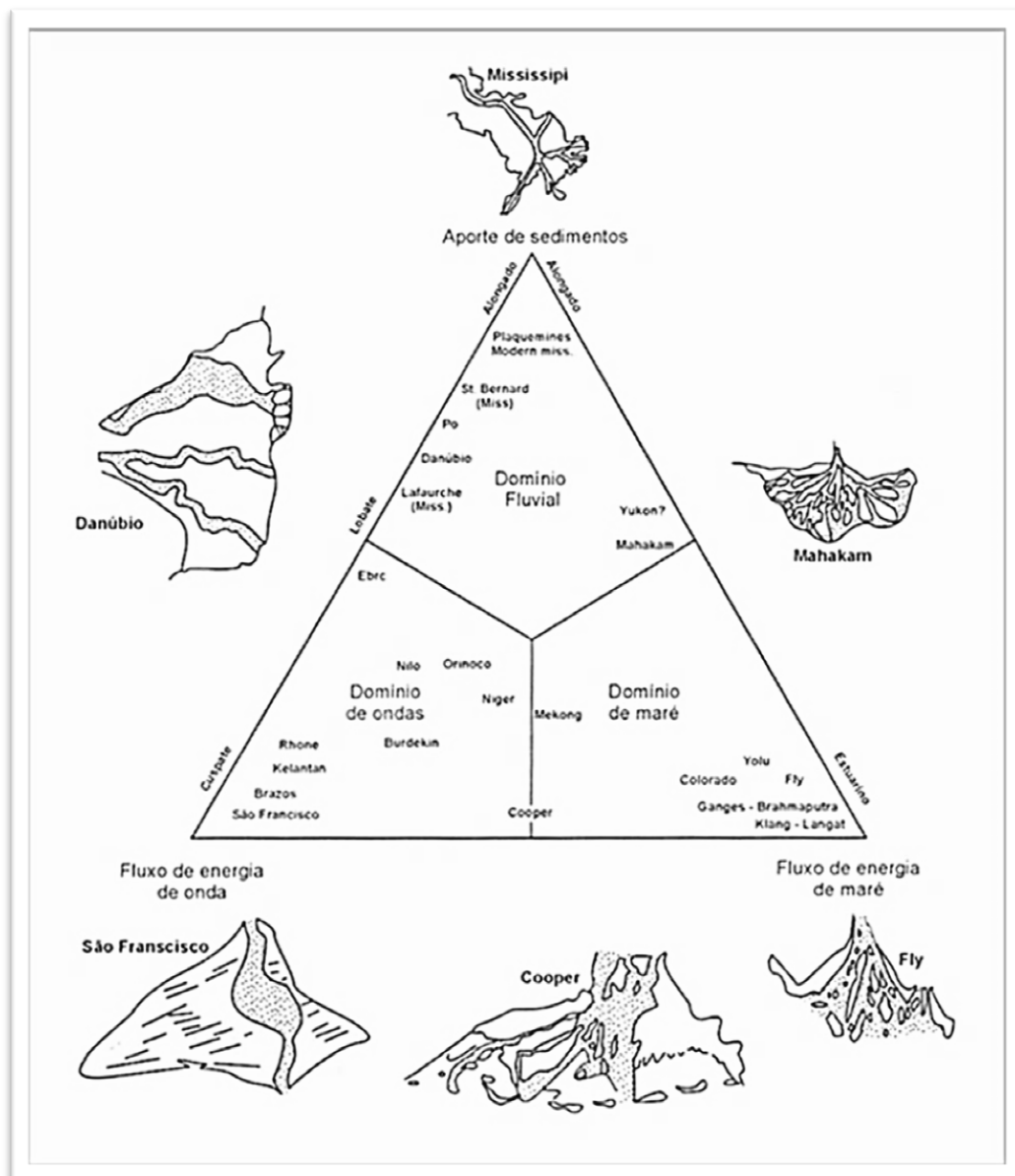


Figura 10: Classificação ternária de deltas proposta por Galloway (1975) com seis tipos de delta identificados por Coleman e Wright (1975) (extraído de Silva et al, 2004).

b) Deltas dominados por marés: a presença de grandes amplitudes de marés gera fortes correntes de maré que se direcionam para dentro e para fora do canal fluvial retrabalhando os sedimentos deltaicos, o que gera barras alongadas normalmente paralelas à direção do canal. Muitas vezes este tipo de delta se confunde com estuários, em função de sua morfologia em forma de funil, no entanto, a característica progradante destes ambientes costeiros reafirma sua natureza deltaica (Galloway e Hobday, 1996). Os exemplos mais característicos deste tipo de delta são o Ganges e Bhramaputra na Índia (Fig.11) e o Colorado no golfo da Califórnia, EUA.

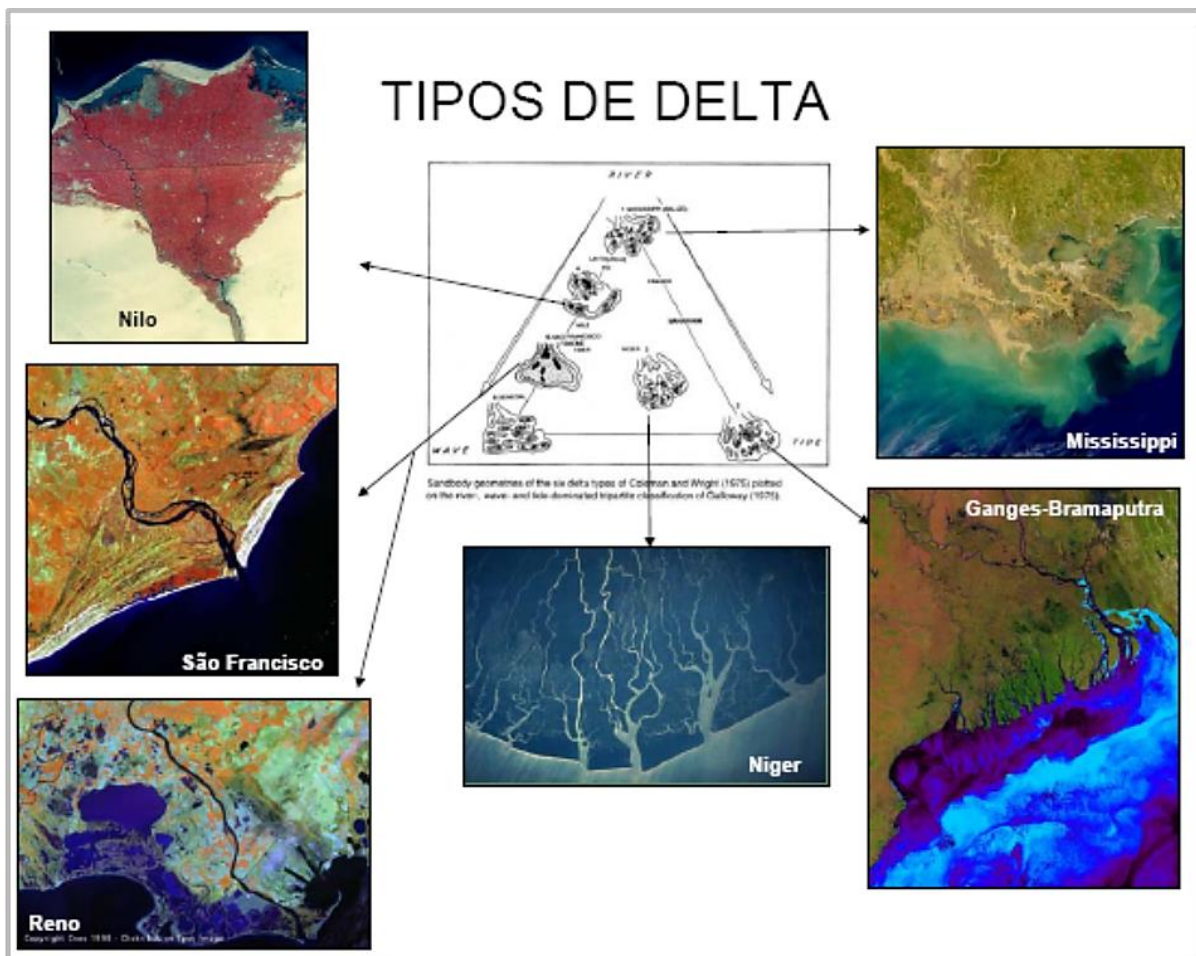


Figura 11: Exemplos dos diferentes tipos de deltas no mundo. (Extraído de <http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Sedimentologia.pdf>).

c) Deltas dominados por Ondas: neste caso a ação das ondas é o processo dominante. Os sedimentos são depositados em frente à desembocadura do canal fluvial, onde são rapidamente retrabalhados pelas ondas e correntes de deriva e depositam-se mais a frente em barras alongadas paralelas à costa.

Um exemplo típico é o delta do Rio Paraíba do Sul no litoral brasileiro (Rio de Janeiro) que assume essas características, mostrando linha de costa em forma

triangular, em cuspide, formada por depósitos de planícies de cristas de praia sucessivas originadas a partir das areias fluviais retrabalhadas por processos marinhos ao largo da desembocadura fluvial (Silva, 1987). Cada crista de praia representa a posição de uma antiga linha de costa, mostrando o avanço do delta sobre a plataforma continental interna. Os sedimentos fluviais, que não foram retrabalhados, ocorrem apenas em uma pequena faixa, paralela ao canal principal, onde se desenvolve os depósitos de preenchimento de canal, diques marginais e uma estreita planície de inundação, por vezes apresentado depósitos de barra em pontal e meandros abandonados. Na desembocadura fluvial, podem se desenvolver depósitos sedimentares tais como ilhas, barreiras e pontais arenosos protegendo canais e lagunas. (Dias et. al. 1984).

2.2 Pontais

Diversos estudos têm sido realizados para melhor compreender os processos formadores dos pontais ou esporões, os quais foram descritos, inicialmente, através da observação de mapas antigos e, mais recentemente, por meio de séries históricas de aerolevantamentos.

Uma das primeiras investigações sobre a gênese dos pontais foi feita por Zenkovitch (1959), que considerou serem feições resultantes da reorientação da linha de costa em resposta a aproximação de ondas dominantes.

Os pontais arenosos podem ser caracterizados como uma feição praial de origem deposicional, podendo ser formadas por uma série de cristas de cordões litorâneos, sendo conectada ao continente ou a uma ilha por uma de suas extremidades (Suguiu, 1992).

2.2.1 Processos Formadores de Pontais

A origem dos pontais pode estar vinculada a inúmeros fatores. Ottman (1967) considera quatro fatores essenciais para a formação dos mesmos:

- Expressivo suprimento de material sedimentar arenoso;
- Sentido constante na direção do transporte litorâneo;
- Influência da topografia costeira, como a presença de um ponto de apoio;
- Pouca profundidade, uma vez que tais feições são originadas em águas rasas.

Esta feição geomorfológica está condicionada pela incidência oblíqua das ondas à costa e, conseqüentemente da deriva litorânea. O processo deposicional,

geralmente descontínuo, acentua-se com a diminuição da profundidade, com a consequente refração da onda e a rotação ao redor da extremidade do pontal (Ottman, 1967).

O processo de desenvolvimento dos pontais pode apresentar períodos intercalados de crescimento e erosão. Tal fato deve-se principalmente a ausência temporária de suprimento de sedimentos, com implicação direta no consumo da areia da própria praia, do cordão litorâneo ou da ilha barreira (Bird, 1969 e Carter, 1988).

Em ambientes com regime de micromarés, os pontais são formados e permanecem como feições notáveis porque a corrente de maré não é forte o suficiente para erodir estas saliências (Rosen, 1975).

Embora já se conheçam muitos fatores importantes, a base teórica para o entendimento do transporte de sedimentos ao longo das linhas de costa e de mar aberto ainda não está completamente desenvolvida. O transporte costeiro de sedimentos é chamado de “transporte litorâneo” e é classificado quanto à direção em transversal e longitudinal (Dean e Dalrymple, 2002).

Movimentos transversais: processam-se numa direção transversal as linhas batimétricas. São movimentos ao longo do perfil da praia, ora no sentido continente ora no sentido contrário, através dos quais a morfologia tende a se adaptar a hidrodinâmica. Embora as quantidades de sedimentos envolvidas neste processo sejam de considerável magnitude a resultante anual é praticamente nula e a linha de costa oscila entre as condições extremas de acreção e erosão.

Movimentos longitudinais ou paralelos: consistem no transporte longitudinal dos sedimentos costeiros por ação de ventos, ondas e correntes longitudinais. Este tipo de transporte é conhecido, também, como deriva litorânea. Trata-se de um movimento tipicamente unidirecional ou pelo menos, quando da existência de bi-direcionalidade, apresenta uma resultante de transporte com sentido predominante. Geralmente as ondas de corpos lagunares têm um curto período, desta forma, são menos afetadas pelo efeito da refração, incidindo com um ângulo de inclinação em relação à linha de costa. Este ângulo de inclinação aumenta o potencial de correntes paralelas à costa e, desta forma, aumenta o transporte longitudinal de sedimentos (Carter, 1988; Jackson *et al.*, 2002). O equilíbrio verificado numa costa sujeita ao transporte longitudinal será necessariamente dinâmico, e o seu rompimento (por ação antrópica ou natural) pode estar na raiz das alterações geomorfológicas costeiras.

Segundo Carter (1988), se o suprimento sedimentar em direção à praia diminui, as cristas praias tornam-se escassas em sedimentos. Este déficit sedimentar conduz ao retrabalhamento de estruturas já existentes para satisfazer o volume de sedimentos requeridos no transporte litorâneo. As consequências naturais disso tendem a ser a erosão da linha de costa e posterior deposição (Fig. 12). Pontais são particularmente vulneráveis as mudanças no suprimento sedimentar, muitas vezes em zonas proximais são canibalizados, conduzindo a quebra ou decaptação da feição. Carter preconiza que a escassez de sedimentos leva ao retrabalhamento de estruturas para satisfazer as exigências do transporte de sedimentos.

Quando ocorre uma boa disponibilidade de sedimentos ocorre o prolongamento do pontal. Entretanto se esse suprimento for interrompido pode ocasionar a retirada de material da sua porção distal causando o estreitamento até a ruptura do pontal (Carter, 1988).

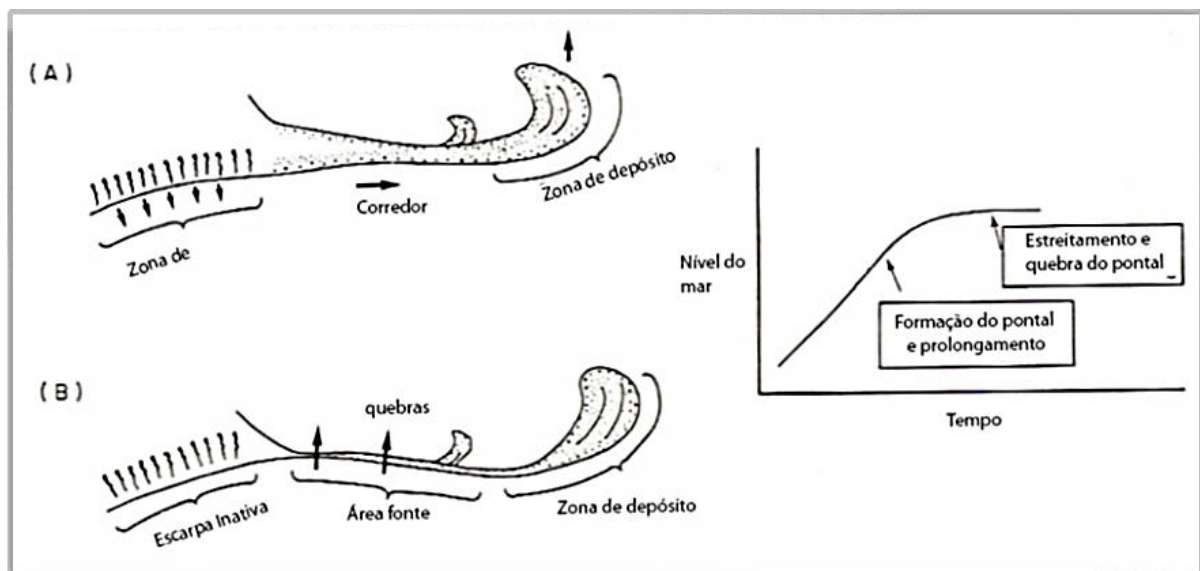


Figura 12: As inconstantes taxas de suprimento sedimentar e a variação relativa do nível do mar, conduzem ao retrabalhamento da porção proximal do pontal e conseqüente suprimento para a porção distal do pontal sem que ocorra a ruptura do mesmo (Modificada de Carter, 1988).

Em relação ao mecanismo de transporte das partículas sedimentares através das correntes Fontoura (2004), afirma que a posição do grão em relação ao fundo pode ser dividida em: transporte por arraste no fundo (*bedload*) e transporte por suspensão (*suspended load*). O primeiro modo é caracterizado pelo movimento das partículas junto ao fundo através de rolamento, deslizamento e saltos. No segundo modo de transporte, os sedimentos são colocados em suspensão pelo cisalhamento das correntes no fundo e pela ação mecânica de turbulência gerada pela quebra das ondas, e posteriormente são transportados pela corrente longitudinal.

2.2.2 Feições Morfológicas

Os pontais são projeções para o interior de um corpo aquoso fechado ou semifechado, podendo ser considerado como uma das feições responsáveis pela reorientação da linha de costa. Em geral, estão presentes em regiões de micromaré sob a influência da bidirecionalidade dos ventos ao longo do eixo principal dos corpos aquosos.

Devido aos diferentes processos de geração e modificação de pontais, diversas morfologias podem desenvolver-se ao longo da linha de costa. De acordo com Suguiu (1992) as morfologias principais de esporões são descritas abaixo.

2.2.2.1 Pontal Barreira

Feição deposicional arenosa, com uma extremidade livre e outra conectada ao continente, que se desenvolve mais ou menos paralelamente a linha de costa, separando um corpo de água relativamente estreito e raso do contato direto com o mar aberto (Fig. 13).

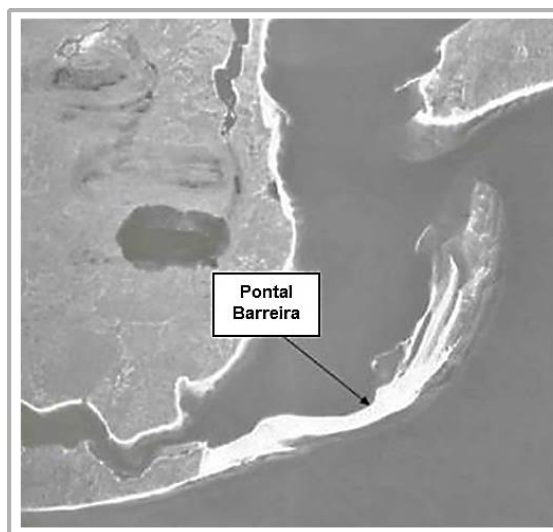


Figura 13 Exemplo de pontal-barreira na África do Sul - Dalhousie Cape (Extraído de www.cits.rncan.gc.ca).

2.2.2.2 Pontal Complexo

Trata-se de uma feição geralmente associada a um grande Pontal, ao qual estão conectados pontais secundários desenvolvidos em suas extremidades (Fig. 14).



Figura 14: Exemplo de pontal complexo, Pontal Dungeness, WA. (<http://earthweb.ess.washington.edu/EPIC/Geologic/Shorelines1/index.htm>).

2.2.2.3 Pontal cuspidado

Formas geomorfológicas que ocorrem ao longo de costas de baías alongadas (e.g. Cape Canaveral, Flórida, Costa Leste dos Estados Unidos) (Dean e Dalrymple, 2002), e na Lagoa dos Patos. Esses autores ainda consideram que em muitos casos existem consideráveis depósitos de sedimentos submersos em pontos afastados dos pontais que apresentam este de formato (Fig. 15).

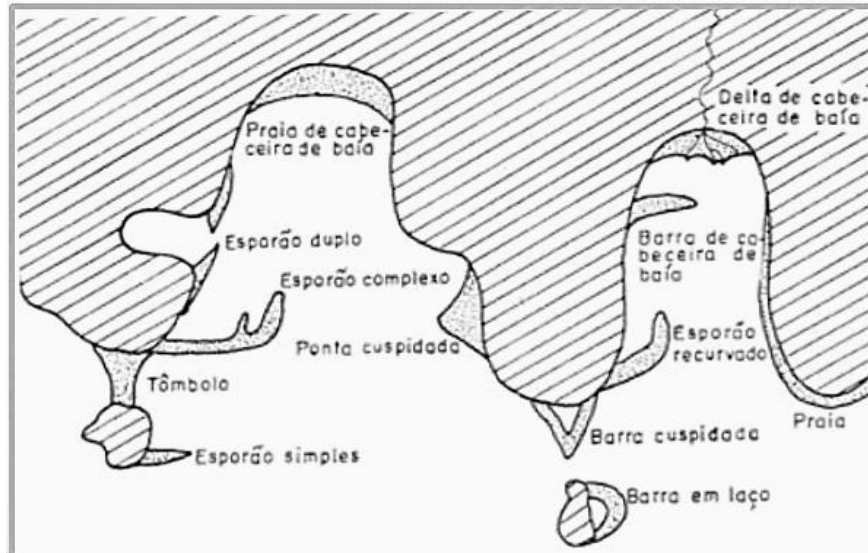


Figura 15: Diferentes tipos de depósitos arenosos associadas a rochas escarpadas e recortadas, com as morfologias mais comuns de pontais (esporões) (extraído de Suguiú, 1992).

2.2.2.4 Pontal recurvado ou em forma de gancho

São formados ou por refração de ondas na sua extremidade final ou por sucessivos e alternados trens de onda que chegam de diferentes direções. Tais feições crescem na direção do transporte predominante de sedimentos e frequentemente são uma continuação da praia que esta adjacente à costa. Outras

vezes, os Pontais partem da tendência da costa e alinham-se próximo ao ângulo da direção predominante de onda (Komar, 1976).

Segundo Carter (1988) a curvatura final de um esporão pode ser explicada pelo processo de chegada progressiva de ondas ao redor da porção mais distal. Na figura 15 em direção à porção proximal, assumimos, que a onda aproxima-se paralelamente à costa, $\alpha = 0^\circ$ e $P_L = 0$ (onde P_L é o fluxo de energia de onda ao longo da costa e α é o ângulo de incidência de onda na costa). À medida que nos aproximamos da porção distal do esporão notamos que o ângulo de aproximação da onda começa a aumentar ($\alpha > 0^\circ$ e $P_L > 0$) e o sedimento começa a se mover em direção ao término do esporão. Simultaneamente a altura de onda começa a decair ao longo da costa em função da refração. Desta forma o esporão começa a descrever uma curvatura na forma de arco nos quais P_L é marcadamente constante, embora decline rapidamente nas proximidades da parte mais interna do centro da espiral (Fig. 16).

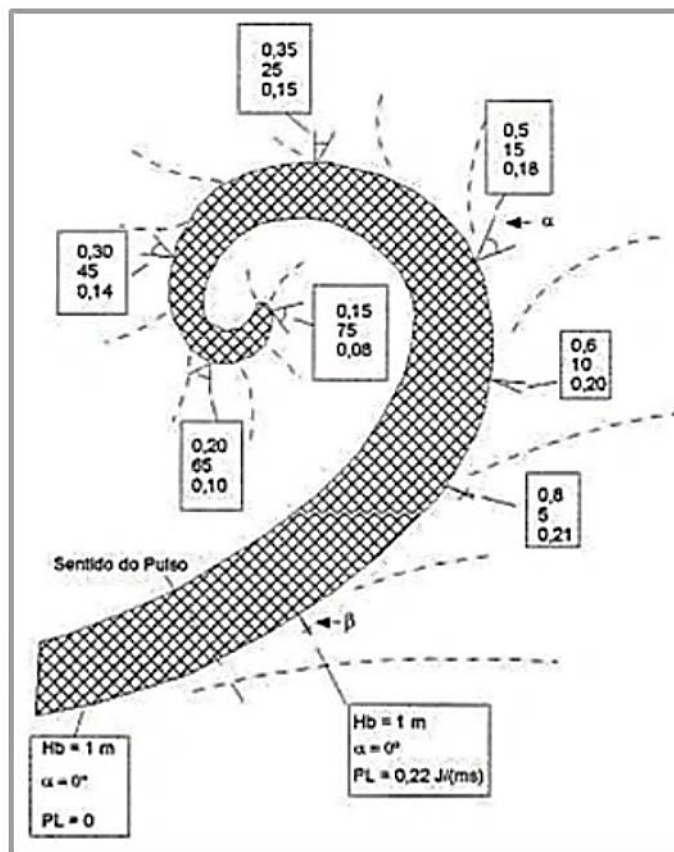


Figura 16: Processo de refração da onda ao longo da extremidade distal do pontal. (Extraído de Antiqueira, 2003; *apud* Carter, 1988).

2.2.3 Evolução de pontais em corpos lagunares

Toldo Jr. (1994) descreveu a existência de uma série de pontais arenosos na Lagoa dos Patos (RS), com uma altura média de um metro acima do nível da água,

os quais se projetam para o interior da laguna sob a forma de bancos submersos. Fundamentou o crescimento destes pontais em acordo com o modelo proposto por Zenkovitch (1967), os quais, pela sua evolução, acarretam o contínuo processo de segmentação lagunar. Os estágios de evolução (Fig. 17) descritos pelo autor são os seguintes:

Primeiro estágio: a margem da laguna sobre o continente é erosionada em alguns locais, e acrescida em outros. A margem da laguna sobre a barreira tem pontais assimétricos e um simétrico, separados por baías com forma de meia-lua. As indicações no interior do corpo lagunar, mostram a magnitude da ação de ondas predominantes e subordinadas.

Segundo estágio: os pontais assimétricos tem um pequeno deslocamento em direção às extremidades da laguna. O pontal simétrico é estável. As baías em forma de meia lua e os pontais estão alongados. Lagoas são desenvolvidas no interior dos pontais que crescem sobre a barreira, por causa de submergências gerais do terreno. Os eixos das direções de ondas, neste estágio de segmentação da laguna são elípticos, porém com eixos de direções menos alongados que no primeiro estágio.

Terceiro estágio: neste estágio os pontais estão estabilizados, e conectados aos pontais opostos, formando barreiras através da laguna. Os lagos alongados estão completamente formados, com suas praias representadas por duas baías em forma de meia lua, opostas, e duas barreiras, as quais podem estar interrompidas em algumas partes.

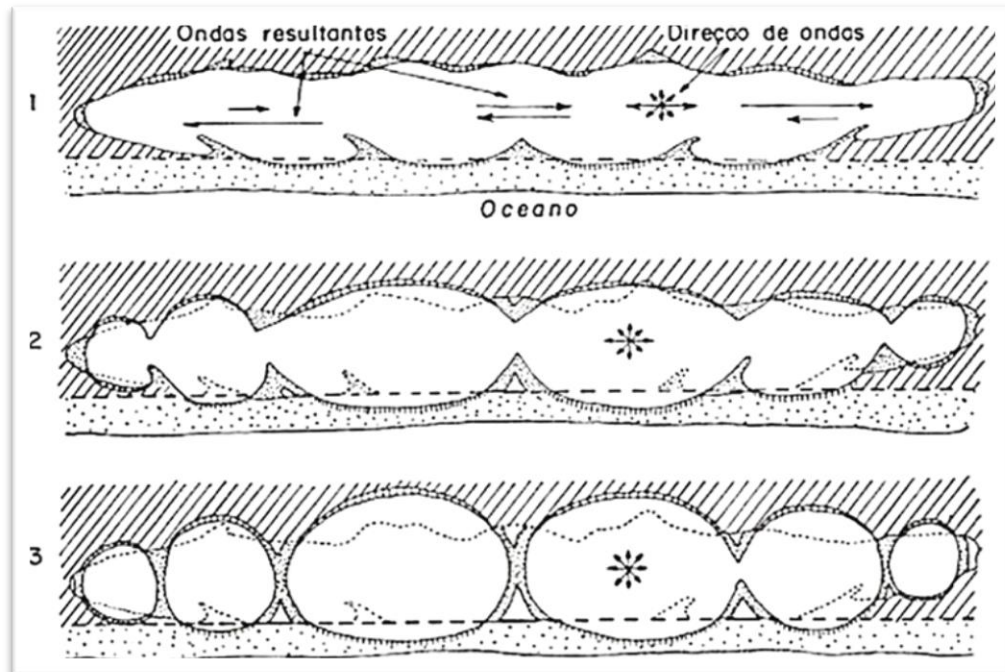


Figura 17: Estágios de evolução de pontais em lagoas de acordo com modelo de Zenkovitch (1958), (Extraído de Toldo Jr, 1994).

3. INFLUÊNCIAS DA ATIVIDADE ANTRÓPICA

De acordo com Pinto (2012), a eutrofização é o enriquecimento de águas de ecossistemas aquáticos por meio do aumento de nutrientes, principalmente fósforo e nitrogênio. Esses nutrientes provocam o aumento exagerado da produtividade de algas. Tal processo pode ocorrer naturalmente ou pode ser acelerado pela ação antrópica. Quando ocorre acelerado pela ação humana é o resultado de uma exagerada nutrição na água, que pode ser causada por esgoto residencial, industrial ou uso intensivo de fertilizantes agrícolas ou efluentes pecuários que chegam ao corpo d'água, tornando-o degradado.

De acordo com Figueirêdo et al. (2007), em função da eutrofização, muitos reservatórios e lagoas do mundo se tornaram impróprios para o abastecimento de populações, manutenção da vida e recreação. Esses processos passaram a ser mais comuns após a Segunda Guerra Mundial, quando a população passou a usar produtos de limpeza sintéticos, como os detergentes, os quais possuem polifosfato em sua composição, que em contato com a água é fonte geradora de fosfato e é um dos elementos que mais contribui para esse processo. Além disso, com o surgimento da canalização do esgoto para cursos de água, efluentes domésticos são lançados muitas vezes, *in natura*, contribuindo com a eutrofização em função de concentrações de fósforo e nitrogênio. Os efluentes industriais quando chegam aos

corpos d'água contribuem bastante para a aceleração da eutrofização, principalmente as indústrias alimentícias, que são fontes de substâncias orgânicas e eliminam óleos e graxas, ricos em fósforo e nitrogênio.

As atividades agrícolas e pecuárias colaboram muito para o processo de eutrofização, principalmente depois de 1940, com a introdução de fosfato em forma de fertilizantes para melhorar a produção agrícola e alimento para o rebanho.

Von Sperling (1994) afirma que corpos d'água de climas tropicais são mais vulneráveis à eutrofização do que corpos d'água de climas temperados, pois, com a grande incidência solar, esses corpos tem maior capacidade de assimilar fósforo em suas águas, conseqüentemente desenvolvendo mais rapidamente a eutrofização. Também a profundidade média do reservatório de água determina a sua vulnerabilidade a esse processo. Quanto mais raso o corpo d'água maior a tendência à eutrofização, uma vez que há mais penetração de energia luminosa acelerando a floração.

Analisando a influência do clima, a profundidade dos reservatórios e a quantidade de esgoto e fertilizantes que chegam a ambientes aquáticos e que provocam desequilíbrio na floração vegetal desses corpos, pode-se identificar se este está em processo de eutrofização ou não.

A eutrofização traz várias conseqüências ao reservatório, além do aumento exagerado de plantas aquáticas superficiais, devido à grande quantidade de nutrientes na água, essas plantas aquáticas cobrem a superfície da água, impedindo a penetração de oxigênio e de luz solar, impossibilitando também a fotossíntese de plantas de áreas mais profundas. Sem oxigênio plantas e animais dessas camadas morrem, entram em decomposição e eliminam gás metano, gás sulfídrico e amônia, o que provoca mau cheiro na água. As plantas que ficam na superfície recebem luz e produzem oxigênio, que em sua maioria é perdido para a atmosfera.

Chorus e Bartran, citado por Araújo (2009), afirmam que um dos maiores problemas associados à dominância das cianobactérias é a capacidade de produção de toxinas por diversas espécies, representando riscos à saúde humana. O aumento da vegetação aquática também facilita a proliferação de mosquitos e insetos.

4. CONSIDERAÇÕES SOBRE O USO DO SOLO

A região do entorno da Lagoa Mangueira (nas adjacências da área de estudo) caracteriza-se por processo de ocupação agrícola, onde são cultivadas extensas áreas com lavouras de arroz nas margens oeste e norte.

Os municípios de Santa Vitória do Palmar e Rio Grande cultivam em média 62.000 e 14.700 hectares, respectivamente. Essas lavouras de arroz retiram grandes quantidades de água do banhado (que está inserido na Lagoa Mangueira) no processo de irrigação.

Segundo Villanueva (1997), a extração de água para orizicultura, associada aos picos de evapotranspiração observados nos meses de outubro a novembro e de fevereiro a março, têm alterado o regime hidrológico da região, podendo ocasionar a diminuição no volume de água necessário à manutenção dos ecossistemas palustres.

O arroz é tão importante para a região que na década de 1970 todo o sistema hidrológico foi mudado para evitar a salinização da lagoa. Uma barreira foi construída para impedir que a água salobra do estuário da Lagos dos Patos entrasse nas Lagoas Mirim e Mangueira durante as secas. A irrigação de arroz representa mais de 99% do uso da água na bacia Mangueira e 80% do fluxo total de água na Lagoa (Beltrame e Tucci, 1998; Villanueva et al., 1998; Villanueva et al., 2000). A situação é dramática porque o bombeamento de água coincide com a época de seca, quando a diferença entre a precipitação e a evaporação é de -32 mm/mês (dezembro) em contraste com 90mm/mês durante a estação chuvosa (julho). Esta enorme quantidade de uso da água durante um período relativamente curto (de novembro a fevereiro) associado à irrigação de numerosos canais oferece uma excelente oportunidade para avaliar a descarga subterrânea impulsionada por forças antropogênicas, por exemplo, alterações artificiais no gradiente hidráulico e de exposição de profundidade, estratos sedimentares mais permeáveis durante a dragagem do canal. (Santos *et al.*, 2008)

Na margem nordeste do banhado são cultivadas também grandes áreas de florestas de pinus e eucalipto. Nos municípios de Santa Vitória do Palmar e no município de Rio Grande, são cultivados 4766 hectares e 5244 hectares, respectivamente. As empresas reflorestadoras destas espécies contam, inclusive, com serrarias para o corte dessa madeira em área próxima a Estação Ecológica do Banhado do Taim. Na margem leste, o cultivo de pinus e eucalipto ocorre ao norte do banhado, porém nessa margem predomina extensos campos de dunas. Em

períodos anteriores, estas dunas eram influenciadas pela ação dos ventos e/ou pela descida do nível de água no banhado, avançando sobre o mesmo.

O banhado escoava originalmente suas águas naturalmente em direção à lagoa Mirim, com o avanço do processo de ocupação da região, principalmente através da implantação de grandes lavouras de arroz, já na década de 40, e a construção de uma estrada (atualmente denominada BR 471), o escoamento do banhado foi alterado, sendo que a partir da década de 90, as águas do banhado passaram a ser exportadas ao norte através de comportas, em direção à lagoa Mirim (Villanueva, 1997).

Em Motta Marques *et al.* (2002), foram identificadas 49 espécies de macrófitas aquáticas no Banhado do Taim entre as espécies flutuantes e as emergentes, observando-se, uma homogeneidade dos estandes analisados.

5. ÁREA DE ESTUDO

5.1 Descrição Física e Localização da Área

A Planície Costeira do Rio Grande do sul (PCRS) possui um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas que se desenvolveu em função das oscilações do nível do mar durante o Quaternário, aprisionando consequentemente sistemas lagunares, entre eles a Lagoa Mangueira, foco de estudo deste trabalho (Villwock, 1994).

Na abordagem de Tomazelli e Villwock, (2000), sistema deposicional é uma assembléia tridimensional de litofácies interligadas geneticamente por processos e ambientes ativos (sistemas deposicionais modernos) ou inferidos (sistemas deposicionais antigos). Nessa óptica, as fácies sedimentares da PCRS passaram a ser entendidas como produtos de processos de acumulação desenvolvidos em ambientes pertencentes a dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos divididos em: (1) sistema de leques aluviais e (2) sistema tipo Laguna-Barreira, I, II, III e IV. A Lagoa Mangueira estaria inserida entre três dos quatro sistemas do tipo laguna barreira que compõe a PCRS: II, III e IV.

Motta Marques *et al.* (2002) fizeram um estudo do Sistema Hidrológico do Taim, o qual se insere a lagoa em estudo. O Sistema Hidrológico do Taim (SHT) está localizado entre o Oceano Atlântico e a Lagoa Mirim, sul do Estado do Rio Grande do Sul, Município de Santa Vitória do Palmar e de Rio Grande, 374.512 e 336.511 E e 6.421.834 e 6.347.353 N. Essa região faz parte de um *continuum* de áreas alagáveis que se estendem da cidade de Pelotas, passando por Rio Grande

até o Uruguai. Este *continuum* é caracterizado por seus banhados e lagoas associadas, de água doce, numa dinâmica de baixo relevo marginal ao Oceano Atlântico.

A região de inserção do SHT é composta essencialmente de quatro unidades ecodinâmicas: a Planície Marinho-Eólica, o alinhamento dos Banhados Pós-Planícies Marinho-Eólica, o Platô de Santa Vitória do Palmar/Formação Chuí e o Mosaico do Sudeste da Lagoa Mirim.

O Banhado do Taim, por sua vez, está contido, em sua maioria, na unidade dos Banhados Pós-Planícies Marinho-Eólica, entre a Lagoa Mangueira e a BR-471, integrando o Sistema Hidrológico do Taim. Na área podem ser encontrados ecossistemas costeiros, límnicos e terrestres.

A Lagoa Mangueira desenvolve-se de forma paralela à linha de costa e apresenta em seu maior eixo 92 km de comprimento, e no seu menor eixo uma média de 5 km de largura. Suas extremidades estão formadas por banhados, ao sul, os de Santa Vitória do Palmar e ao norte, os do Taim. Uma vez que existe uma faixa de dunas entre a Lagoa e o Oceano, a drenagem natural da mesma se dá na direção da Lagoa Mirim. Com a construção do dique da estrada BR-471 esta drenagem ficou dificultada fazendo com que em períodos de cheias a descarga ocorre na direção do banhado do Taim. Na Lagoa Mangueira é possível visualizar diversos deltas e pontais, sendo que os deltas concentram-se em maior quantidade no setor oeste e os pontais no setor leste.

A evolução do sistema lagunar do RS foi estudado por diversos autores, como Toldo Jr. et al.(2000), Dillenburg et al. (2000), Villwock, (1994); Villwock e Tomazelli (1989) e Corrêa, (1992). Esses autores estimaram que a aproximadamente 6,5 ka o mar cruzou o nível atual e a 5,1 ka atingiu o máximo transgressivo. Nessa fase o nível do mar esteve 5m acima do nível atual e apenas os depósitos pleistocênicos permaneceram emersos, por possuírem cotas mais elevadas.

Em 1997, Buchmann, sugeriu um modelo evolutivo para a região da Lagoa Mangueira. Segundo esse autor, há 5,1 ka, a Lagoa Mirim possuía duas comunicações com o oceano Atlântico, a primeira seria a Paleo-Laguna de São Gonçalo, comunicando-se com a Lagoa dos Patos e desta ao oceano. A segunda seria uma comunicação através de uma embocadura diretamente sobre o antigo vale da paleodrenagem, atual Banhado do Taim.

Segundo o mesmo autor, a inversão da deriva litorânea condicionada por fatores climáticos, forçou o crescimento de um grande esporão arenoso, que se

desenvolveu de NE-SW, ancorado em depósitos pleistocênicos emersos mais antigos e pelo clima de ondas predominante isolando desta forma, o corpo lagunar Mangueira (Fig. 18).

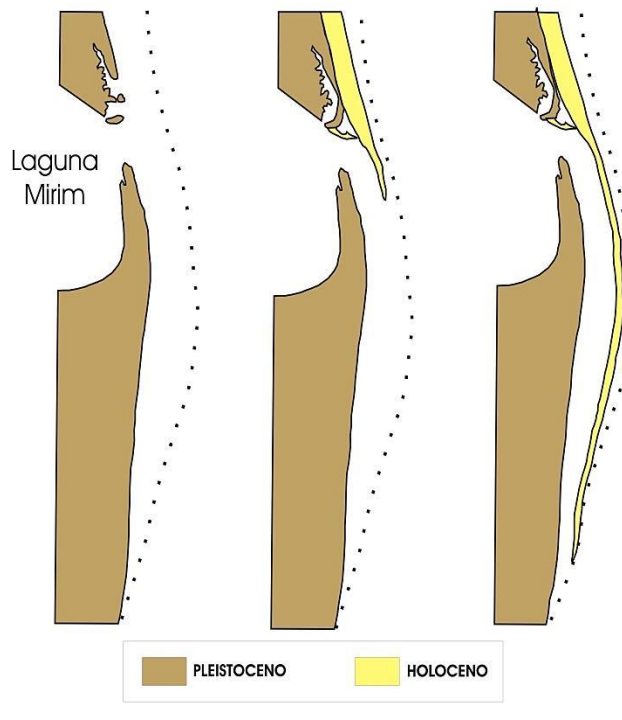


Figura 18: Evolução do esporão arenoso (modificado de Buchmann, 1997).

Em 2005, Guimarães et al., obtiveram dados de batimetria e sedimentologia na Lagoa Mangueira. Nesse trabalho foram encontrados dois canais com maiores profundidades: na parte superior oeste, estendendo-se no sentido N-S da lagoa e na parte inferior leste (Fig. 19). Além disso, os dados sedimentológicos indicaram maior concentração de areia e menor concentração de lama nesses mesmos locais. Desta forma foi concluído que nessas áreas existia uma maior energia de correntes o que sugere a existência de uma Paleocanal na região, corroborando o modelo proposto por Buchmann (1997).

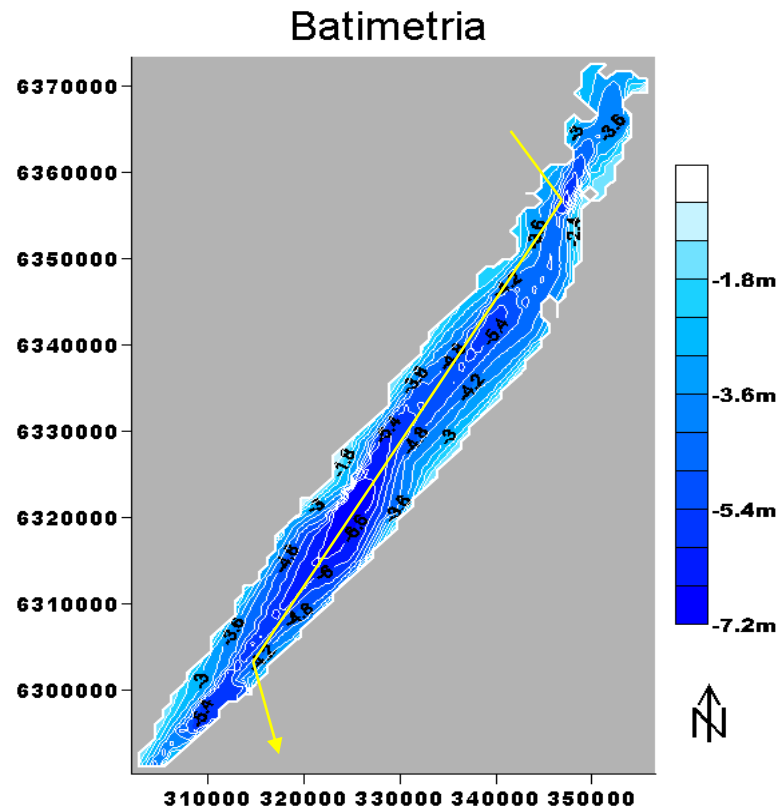


Figura 19: Mapa batimétrico da Lagoa Mangueira. Em amarelo o provável paleocanal (Guimarães et al. 2005).

O presente trabalho concentra-se na margem oeste da Lagoa Mangueira (Fig. 20). Nesta margem predominam deltas aluviais, devido às drenagens de canais artificiais e naturais provenientes de áreas adjacentes mais elevadas.

Segundo Lima (2004) durante as épocas de plantio de arroz, as águas da Lagoa Mangueira são bombeadas por levantes hidráulicos instalados no alto topográfico representado pelos depósitos eólicos posicionados sobre o limite leste da Barreira III, de modo a manejar a água por uma rede de canais de irrigação abertos na Barreira III e no Lagunar III.

A costa ao sul de modo geral apresenta-se retilínea e orientada segundo a direção NE-SW, entretanto, uma mudança de orientação da costa pode ser observada na metade sul da Lagoa Mangueira, tornando-se suavemente projetada para o mar. Com isso, a barreira holocênica fica mais estreita, reduzindo a largura de sete para 2 km de largura no sentido norte-sul, sendo caracterizada por dunas transgressivas que avançam sobre depósitos lagunares (Dillenburg et al., 2000).

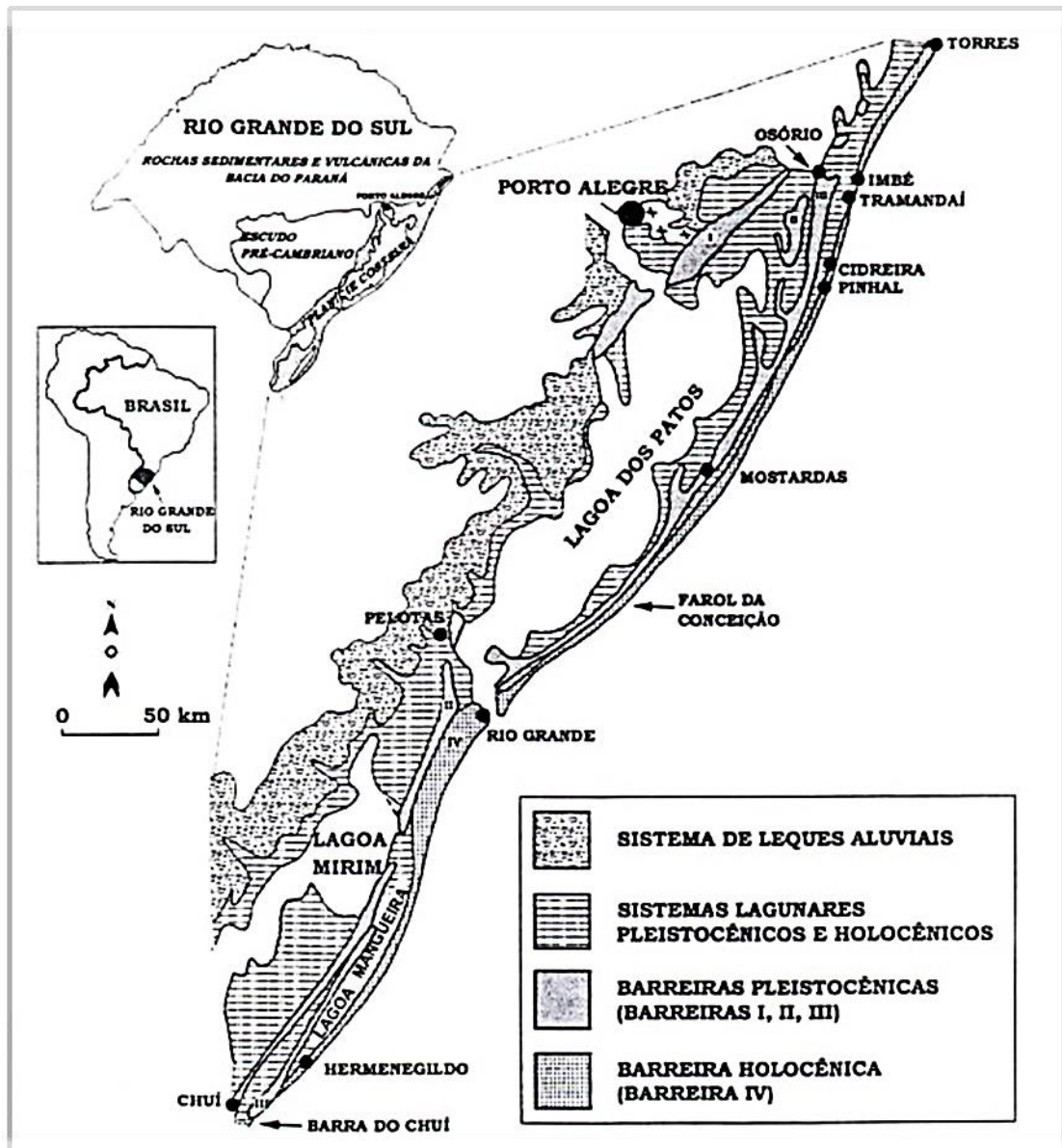


Figura 20: Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Extraído de Tomazelli e Vilwock, 2000).

A área selecionada para este estudo se localiza ao norte da Lagoa Manguieira e faz parte de um dos diversos deltas artificiais presentes no corpo lacustre. Pelo fato de estar inserido no popularmente conhecido “Parque das Capivaras” ficou nomeado como “Delta das Capivaras”.

O delta provém da desembocadura de um canal retificado, produto das lavouras de arroz instaladas na área (Fig. 21 e 22). De acordo com informações coletadas, a atividade da orizicultura e consequente deságue na lagoa, ocorre nos meses de janeiro, fevereiro e março, enquanto que nos outros meses do ano a atividade e o deságue são quase inexistentes.

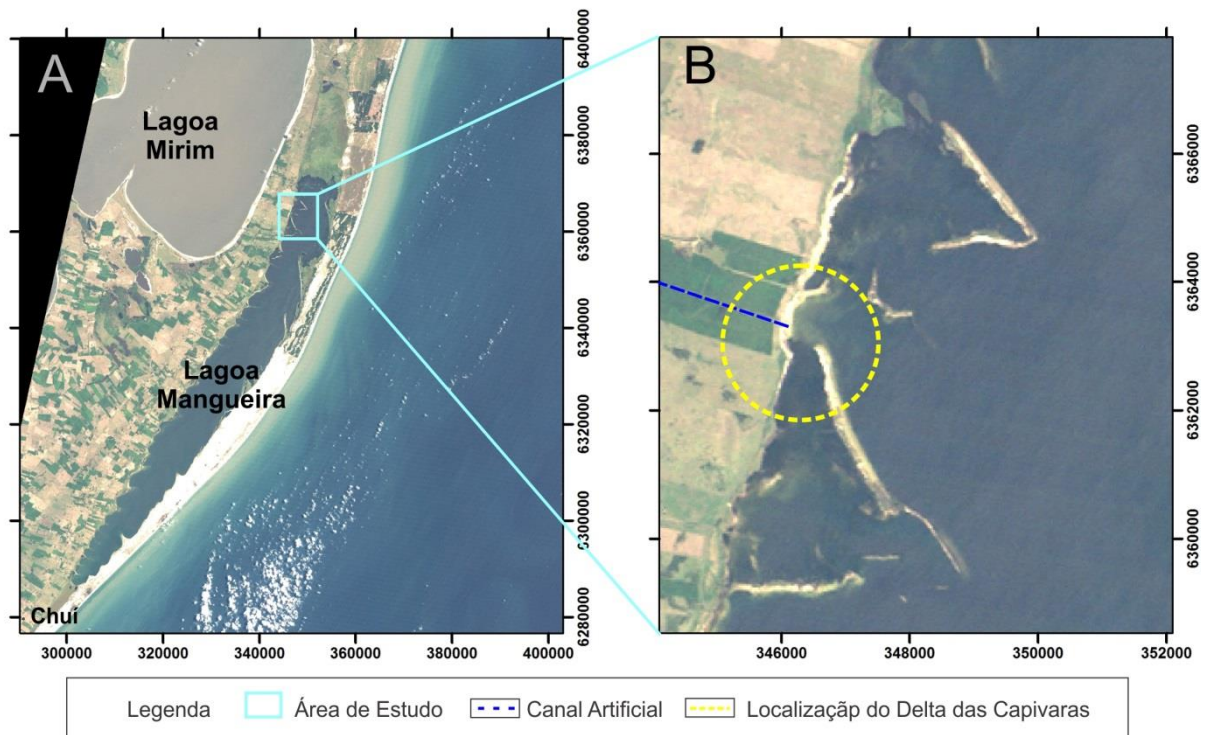


Figura 21: (A) Imagem *Landsat* da Lagoa Mangureira e delimitação da área de estudo; (B) Detalhamento da área do Delta das Capivaras formado pelo deságue do canal retificado (em azul) e a localização do delta (em amarelo).



Figura 22: Visada da parte emersa do Delta das Capivaras mostrando o canal artificial e a planície deltaica.

Os canais artificiais retificados são encontrados ao longo de todo o setor oeste da lagoa Mangureira, sendo que dos cerca de 150 canais naturais e artificiais que deságuam neste corpo de água, aproximadamente 80% são canais retificados artificiais e apenas 20% são naturais.

O canal das Capivaras está inserido em uma pequena bacia de drenagem litorânea, com extensão de área bastante reduzida e relevo com cotas inferiores a 10 m. Neste estudo esta foi denominada de “Bacia Hidrográfica do Arroio do Delta das Capivaras” - BHADC. A BHADC foi delimitada a partir do processamento e análise de dados altimétricos de imagens do satélite ASTER GDEM da área de estudo (Fig. 23), através da rotina "*Generate Watershed*" do *software Global Mapper v. 13.2*. A bacia apresenta um perímetro de 13,82 Km e área total de 917,97 ha.

A superfície do delta em estudo apresenta, aproximadamente, 110 m de comprimento e 450 m de largura. Sua morfologia, na desembocadura do canal, conforme é possível observar na figura 24, se caracteriza por um delta de formato lobado construtivo. Esse tipo de morfologia é típica de deltas formados por aporte de sedimentos originados pelo canal fluvial que o abastece.

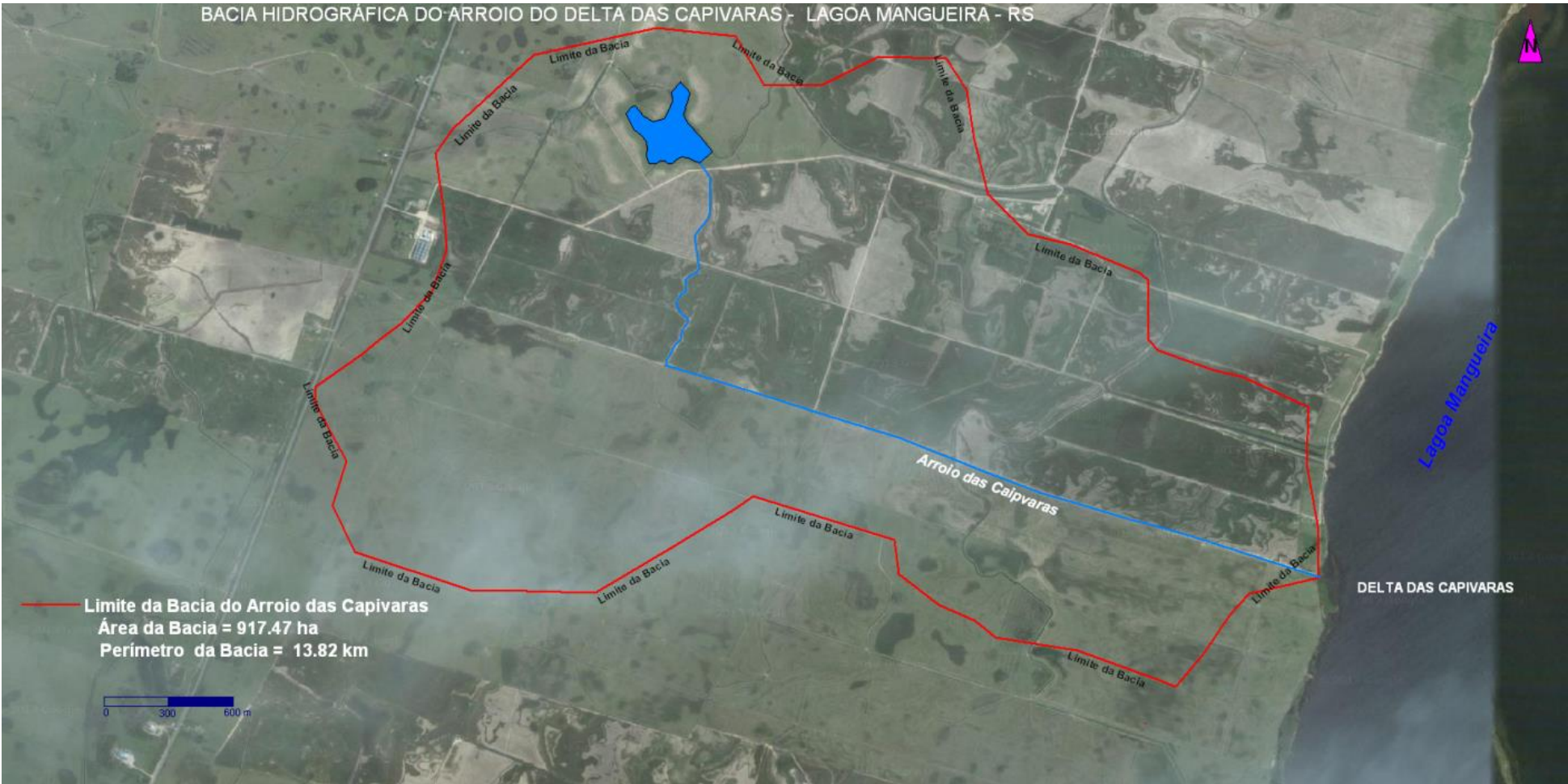


Figura 23: Bacia Hidrográfica do Arroio do Delta das Capivaras.

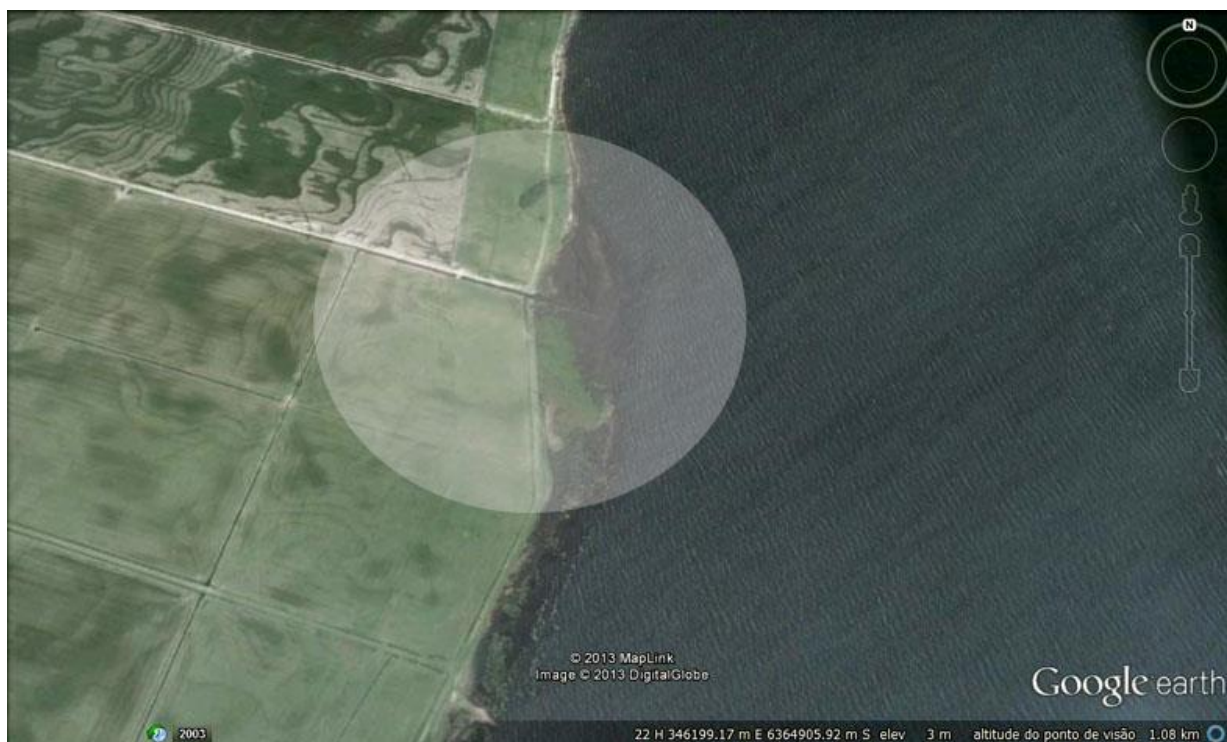


Figura 24: Imagem do Google Earth mostrando em detalhe o canal artificial e a localização do delta.

O delta encontra-se abrigado por um esporão, um banco de areia e por dois pontais arenosos de diferentes orientações (NW-SE e E-W) formados em direções opostas de deriva litorânea (Fig. 25). Um conjunto se situa ao norte do Delta das Capivaras (Pontal do Norte) e o outro se localiza ao sul do delta (Pontal do Sul). Essas feições morfológicas possuem um papel muito importante no que se refere à conservação desse delta, já que, a inexistência, principalmente dos pontais, deixaria o delta exposto à dinâmica de ondas e correntes lagunares, e ao longo do tempo possivelmente ocorreria o desaparecimento dessa feição.

Embora cada pontal tenha direções distintas de crescimento, todos se desenvolvem sobre uma superfície submersa rasa da ordem de 1m. Na presente análise caracterizamos esta superfície arenosa, que acompanha a curva batimétrica de -1m, como o topo de pontais submersos. A condição submersa destes esporões resulta das variações relativas do nível do mar durante o Holoceno, conforme modelo proposto por Tomazelli (1990), Toldo Jr. (1989) para a Lagoa dos Patos.

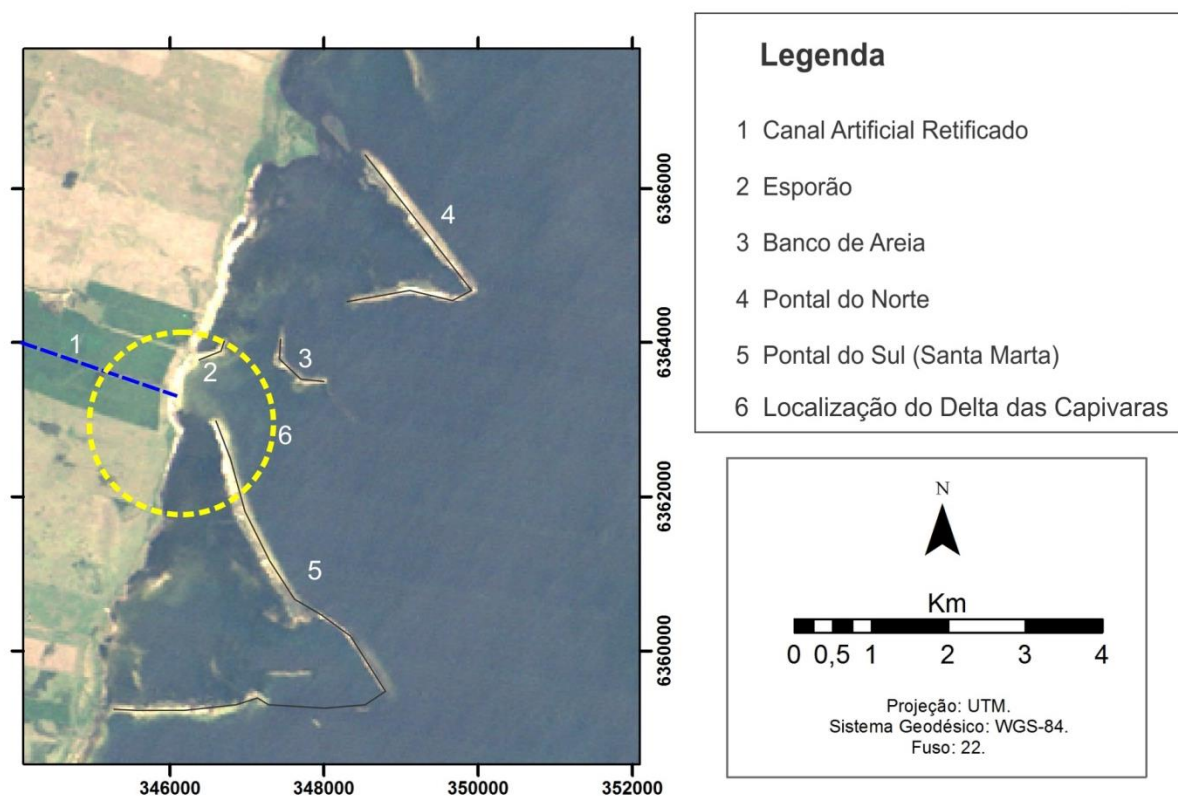


Figura 25: Detalhamento da área do Delta das Capivaras formado pelo deságue do canal retificado (em azul) pela prática da orizicultura e a localização dos pontais, esporão e banco de areia que protegem o delta (em preto).

5.2 Geologia

A costa Sul do Brasil estende-se do Cabo de Santa Marta até o Arroio Chuí e caracteriza-se por uma ampla planície costeira com cerca de 700 km de comprimento até 120 km de largura. Essa costa é marcada por um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas que aprisiona um extenso sistema lagunar (e.g. Laguna dos Patos e Mirim), e uma série de outros corpos de água isolados ou interligados com o mar por intermédio de canais estreitos e rasos. Do Cabo de Santa Marta até Tramandaí, a planície é mais estreita e tem seu limite interno marcado pelas escarpas da Serra Geral, borda leste da Bacia do Paraná, que chegam até a linha de costa atual, em Torres, formando ali o único promontório rochoso deste trecho. De Tramandaí até o Arroio Chuí, a planície se alarga e tem seu limite interno nos terrenos muito dissecados do Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguai (Villwock, 1994).

Os movimentos tectônicos da crosta, o clima e as variações do nível do mar exercem uma influência direta na morfologia das regiões costeiras. A costa atlântica é marcada por uma margem continental do tipo passiva que se contrapõe à costa pacífica construída sobre uma margem continental ativa (segundo classificação de

Inman & Nordstron, 1971). Esta se caracteriza por apresentar predominância de terras altas com intensas atividades vulcânicas, o que propicia a geração de grandes quantidades de sedimentos que se dirigem à planície costeira através dos diversos sistemas de drenagem, até chegarem ao litoral, formando sistemas lagunares e extensas plataformas continentais (Villwock e Tomazelli, 1995).

A evolução tectônica da margem continental brasileira está relacionada aos eventos que conduziram à abertura do Oceano Atlântico, iniciados no jurássico e que resultaram na ruptura do antigo continente Gondwana. Nesse contexto geológico desenvolveram-se as bacias marginais brasileiras, onde espessas camadas de rochas sedimentares foram acumuladas. A exposição da costa americana ao mar submeteu-a aos processos erosivos provocados pela dinâmica oceânica, porém, como se pode observar hoje, a costa sudeste é marcada pela presença de costas altas, com predominância de promontórios rochosos, enquanto a sul está constituída de uma planície costeira com extensas barreiras arenosas, campos de dunas e lagunas. Esta diferença deve-se ao fato de que a costa sudeste foi submetida a eventos tectônicos envolvendo falhamentos e soerguimentos de blocos que geraram a serra do mar. A costa sul sofreu menor intensidade de processos tectônicos, o que possibilitou o aplainamento do embasamento e o desenvolvimento de uma ampla planície costeira (Villwock & Tomazelli, 1995).

A província costeira do Rio Grande do Sul compreende duas unidades geológicas principais: O embasamento cristalino e a Bacia de Pelotas.

O embasamento é representado por uma plataforma composta pelo complexo cristalino pré-cambriano e pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná, cujas unidades constituíram, ao longo do tempo geológico, a fonte dos sedimentos que ocuparam as áreas de subsidência da bacia marginal de Pelotas. Essa bacia possui um mergulho de baixo valor em direção à costa, ocupando uma área de cerca de 70.000 quilômetros quadrados, onde estão acumulados aproximadamente 8.000 metros de sedimentos clásticos continentais, transicionais e marinhos, associados às sucessivas transgressões e regressões marinhas que ocorrem durante a era cenozóica.

A planície costeira caracteriza a porção emersa desta bacia, com relevo plano, levemente ondulado e predominantemente composta de sedimentos arenosos em meio a um complexo sistema de lagoas costeiras - incluindo a Laguna dos Patos, Mirim, Barros e Quadros (Horn, 1988).

5.3 Clima

A análise geológico-geomorfológica de uma região requer um conhecimento apropriado das condições de seu clima, pois este é um dos fatores básicos que governam os processos sedimentares que nela se desenvolvem (Tomazelli, 1990).

De acordo com Nimer (1977), uma análise climática envolve diversos fatores, tanto estáticos (posição geográfica e relevo) quanto dinâmicos (o Anticiclone do Atlântico Sul e o Anticiclone Móvel Polar).

Na província costeira do RS o relevo é significativamente importante principalmente no setor norte devido à presença do Planalto da Serra Geral, pois faz com que a taxa de precipitação nessa área seja maior do que nas adjacências (Hasenack & Ferraro, 1989). A presença dessa escarpa afeta também o regime de ventos da região, modificando o padrão de circulação proveniente tanto do mar quanto do continente.

A posição geográfica do Rio Grande do Sul coloca-o no primeiro contato com as massas migratórias do anticiclone móvel polar, bem como com a grande superfície líquida oriental representada pelo Oceano Atlântico. A maritimidade ao longo de 622 km de frente atlântica gera um centro energético onde as trocas de calor envolvem importantes fatores como: ensolação, evaporação, irradiação, correntes marítimas, condensação e formação de nuvens (Vieira, 1988).

Esse mesmo autor afirma que a dinâmica climática da região pode ser explicada da seguinte forma: existem três grandes centros de altas pressões que atuam sobre o sul do continente, cuja maior intensidade se verifica abaixo do Trópico de Capricórnio, o Anticiclone do Pacífico, o Anticiclone do Atlântico e o Anticiclone Móvel Polar, os dois últimos são os centros geradores de massas de ar responsáveis pelos sistemas de alta e baixa pressão sobre o RS.

Durante o verão o anticiclone polar está enfraquecido pela maior radiação solar no sul do continente, diminuindo assim o deslocamento das massas e o seu poder de penetração. O inverso ocorre com o Anticiclone do Atlântico Sul, cujas massas se deslocam livremente no sentido de NE-SE, dominando o estado. O verão, ao longo de todo o litoral, é quente e ventoso. À medida que o sol caminha para o solstício de inverno, o progressivo enfraquecimento do Anticiclone Tropical Atlântico e o correspondente fortalecimento do Anticiclone Móvel Polar colocam o RS na rota das massas frias com frequentes passagens de ventos no sentido SW-NE. Durante os meses de inverno há um importante confronto entre as massas dos dois anticiclones, responsáveis pela maior precipitação pluviométrica anual. O grande regulador térmico

(Oceano Atlântico) mantém o grau de umidade atmosférica alto. Sempre que ocorre nova penetração de massas frias, forma-se uma área de intensa nebulosidade que pode resultar em longas precipitações. Após o equinócio de primavera, o processo de radiação solar inverte-se novamente. Progressivamente, o Anticiclone Atlântico começa a esquentar e a enfraquecer o Anticiclone Móvel Polar, ocasionando pressão de massas subtropicais e tornando a primavera particularmente ventosa. Com o aumento da temperatura gradual, o Anticiclone Atlântico gera fortes ventos de NE e SE que se estenderão por todo o solstício de verão.

Como consequência da interação dos fatores acima citados, o clima da planície costeira do RS pode ser definido como um clima mesotérmico brando, super úmido, sem estação seca definida e com temperatura média anual entre 16° e 20°C (Nimer, 1977). A precipitação total anual média é de 1200 – 1500 mm e pode variar fortemente entre anos consecutivos. Essa mudança está relacionada ao padrão e a frequência da passagem de frentes frias (Paz, 1985) A precipitação pluviométrica anual varia entre 1000 e 1500 mm (Tomazelli, 2000).

6. OBJETIVOS

6.1 Objetivo Geral

Desenvolver o modelo de evolução de um delta artificial construído pela atividade das lavouras arroyzeiras na margem oeste da Lagoa da Mangueira e avaliar os impactos ambientais causados pelo manejo do solo.

6.2 Objetivos Específicos

- Descrever a sedimentologia e evolução do delta artificial (descrição de testemunhos, de sedimentos, batimetria e descrição do canal);
- Determinar o padrão das ondas e correntes geradas pelos ventos e a sua influência na morfodinâmica do delta artificial;
- Realizar um levantamento transversal e longitudinal do canal artificial, quantificando a vazão líquida e sólida, para determinar a influência dessas vazões na formação do delta;
- Descrever a evolução da região do Delta das Capivaras segundo interpretação de imagens de satélite;
- Classificação morfodinâmica do delta artificial.

7. METODOLOGIA E RESULTADOS

A metodologia aplicada neste trabalho compreende as atividades iniciais de pesquisa e logística; bem como aquelas desenvolvidas em campo, a fim de coletar dados de sedimentologia, batimetria e testemunhos na área de estudo; além das posteriores análises, processamentos e tratamentos das amostras, em laboratório, com o objetivo de compreender o Delta das Capivaras. Tais etapas serão descritas a seguir:

7.1 Atividades iniciais de pesquisa e logística

Para a fundamentação teórica e metodológica desse trabalho, foi necessária uma pesquisa bibliográfica do material disponível sobre a Lagoa Mangueira e áreas adjacentes, assim como trabalhos relacionados com o tema proposto.

7.2 Levantamentos de Campo

Para a coleta de dados e amostragem de sedimentos foram planejadas e executadas cinco campanhas de campo (Tab. 1) na Lagoa Mangueira entre os anos de 2007 e 2009.

Tabela 1: Campanhas de campo na Lagoa Mangueira.

Mês / ano	Campo número
Novembro / 2007	1
Janeiro / 2008	2
Fevereiro / 2008	3
Maio / 2008	4
Janeiro / 2009	5

A malha de amostragem de sedimentos na área submersa foi previamente determinada em laboratório. Com o auxílio do software *Google Earth*, foram determinadas 4 diferentes direções, a partir de um mesmo ponto da lagoa, para norte, nordeste, sudeste e sul, respectivamente – a fim de abranger uma distância e quantidade estatisticamente significativa de coletas. O trabalho de campo, contou com o auxílio de uma embarcação e de uma equipe de cinco tripulantes (Fig. 26).



Figura 26: Equipe de campo embarcada para conduzir coleta de sedimentos e fundeio dos equipamentos.

A coleta de sedimentos de fundo foi realizada concomitantemente ao levantamento batimétrico. As localizações dos pontos de amostragem foram registadas com o uso de GPS de navegação modelo eTrex H da Garmin com precisão máxima variando de 2 a 4 m. As coordenadas são apresentadas no Sistema de Projeção UTM (Universal Transversa de Mercator) e referidas ao datum SAD-69.

A amostragem de sedimentos foi conduzida com a coleta de um total de 46 amostras, cuja localização espacial é apresentada na figura 27. Para a plotagem correta na imagem de satélite, as coordenadas foram convertidas de SAD-69 para o Datum WGS-84 com o auxílio da ferramenta de reprojeção do ArcToolbox no *software* ArcGIS 9.3, da ESRI.

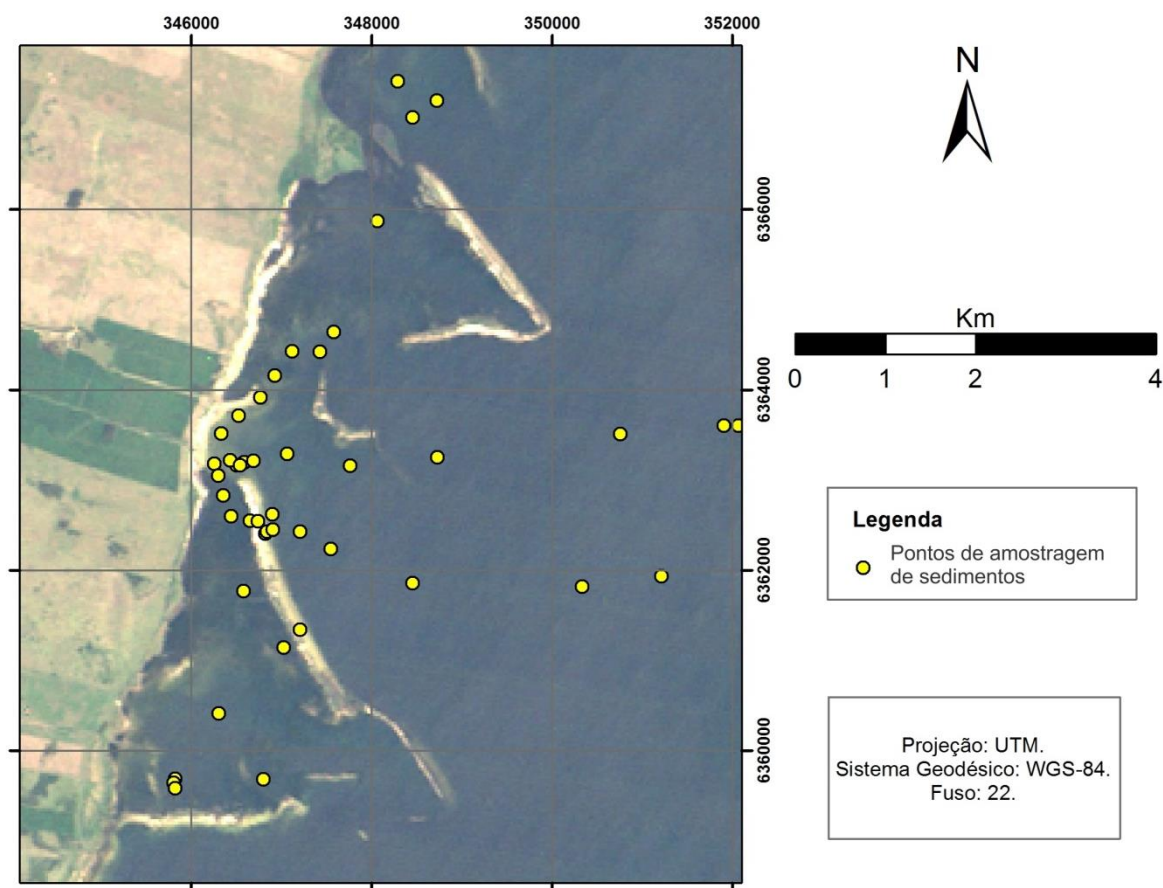


Figura 27: Imagem ilustrativa da localização dos pontos de amostragem de sedimentos de fundo.

7.2.1 Batimetria

Como mencionado anteriormente, o levantamento batimétrico no Delta das Capivaras foi realizado concomitantemente à coleta de sedimentos de fundo e as linhas do levantamento batimétrico foram definidas no laboratório.

De acordo com Miranda (2011), os levantamentos batimétricos podem ser realizados com emprego de diferentes metodologias, tais como: a vau, com guincho hidrométrico, ou com sondas acústicas. A escolha da técnica de levantamento depende, na maioria das vezes, da disponibilidade de dados, dos objetivos do estudo, da dimensão da área de estudo, além do grau de precisão desejada. Neste estudo optou-se pelo método de batimetria por ponto cotado, que consiste na utilização de uma régua graduada para medir a profundidade de cada ponto pré-determinado. Para locais mais profundos, contou-se com o auxílio da embarcação, a qual facilitava e agilizava as medições. O erro da leitura foi minimizado realizando-se um controle do nível d'água da ondulação natural da lagoa em relação a régua graduada.

Os dados do levantamento batimétrico foram tabulados em planilha Excel e exportados para o *software ArcGIS*. Os valores obtidos foram submetidos a diversos métodos de interpolação com o objetivo de definir qual seria o mais adequado para a

distribuição espacial dos pontos. O método que se mostrou mais adequado foi a *Krigagem*, que é entendida como um estimador que se baseia numa série de técnicas de análise de regressão, sejam essas lineares ou não, procurando minimizar a variância estimada a partir de um modelo prévio levando em consideração a dependência estocástica entre os dados distribuídos no espaço (Landim, 2003).

Esta técnica utiliza o dado tabular e sua posição geográfica para calcular as interpolações através do princípio da Primeira Lei de Geografia de Tobler, que diz que unidades de análise mais próximas entre si são mais parecidas do que unidades mais afastadas. A *Krigagem* utiliza funções matemáticas para acrescentar pesos maiores nas posições mais próximas aos pontos amostrais e pesos menores nas posições mais distantes, e criar assim os novos pontos interpolados com base nessas combinações lineares de dados (Jacok, 2002).

A *Krigagem* tem capacidade de produzir melhores estimativas em termos de interpolação, porque está embasada em duas premissas: não-tendenciosidade do estimador e variância mínima das estimativas (Vieira, 2000). Além disto, quando se trabalha considerando a dependência espacial, podem-se reduzir os erros aleatórios pelo controle de parcela deste erro associada à dependência espacial (Melo *et al.*, 2003). Para esse método, quanto mais pontos, melhores são os resultados.

Vale ressaltar que foram inferidos alguns pontos, tanto na linha de costa quanto nas partes emersas dos pontais, com o intuito de gerar uma imagem mais real da batimetria das adjacências do delta estudado.

Para a elaboração do mapa de interpolação foi utilizada a ferramenta incluída no *ArcToolbox*, do aplicativo *ArcGIS*, mais precisamente, na extensão *Spatial Analyst*, e a análise geoestatística por *Krigagem*. O tamanho da célula foi definido como 30 m x 30 m e os outros parâmetros foram mantidos como *default* do programa. Os dados foram processados, possibilitando gerar um mapa batimétrico do Delta das Capivaras (Fig. 28).

Segundo o mapa batimétrico, pode ser observado que a parte ao norte do delta apresenta maiores profundidades (aproximadamente de 1 à 1,5 m) e o mesmo fenômeno ocorre na porção sul do delta no interior do Pontal do Sul se comparadas com as profundidades próximo ao Delta das Capivaras (0,3 a 0,6 m). Observa-se ainda que nas partes externas dos conjuntos de pontais e do banco de areia, a profundidade aumenta rapidamente e demonstra que a Lagoa Mangueira é bastante profunda.

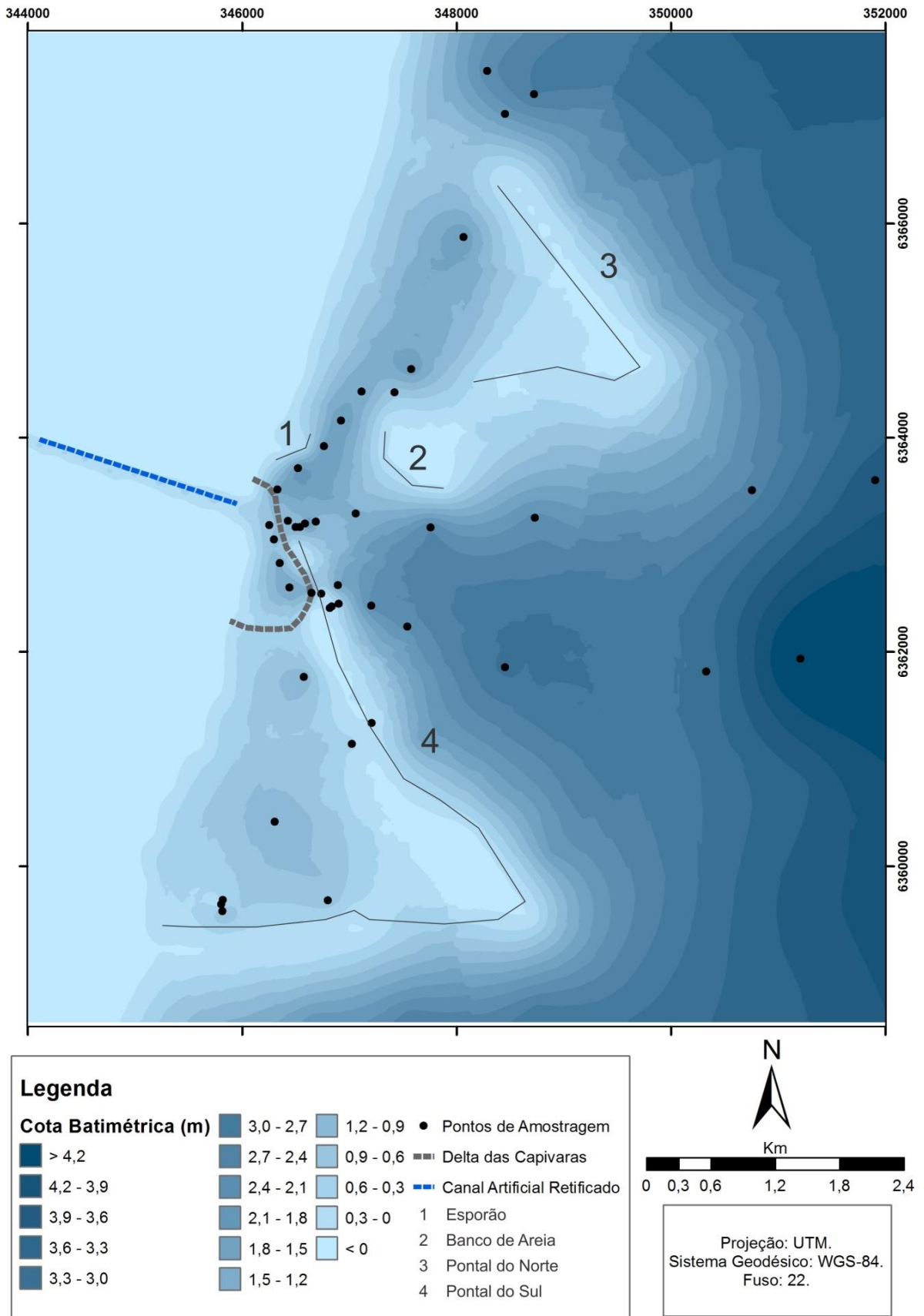


Figura 28: Mapa batimétrico da área de estudo.

7.2.2. Sedimentologia da Superfície de Fundo

A coleta das amostras de fundo foi realizada com a finalidade de definir a natureza do fundo da lagoa, sendo fundamental, que a amostra seja representativa para que os resultados das análises sejam válidos. Para tanto, a coleta contou com um amostrador *Dietz-La Fond* (Fig. 29). A escolha deste amostrador também classificado como do tipo pontual de superfície ou busca-fundo, se deve ao fato de ele ser um equipamento prático de pequeno porte para ser utilizado em pequenas profundidades (Tab. 2), incluindo rios, lagos e plataforma continental (La Fond & Dietz, 1948, apud Figueiredo Jr., Alberto G. e Brehme, Isa, 2000) permitindo assim maior rapidez entre uma amostragem e outra. Ainda de acordo com os mesmos autores, são classificadas como superficiais, amostragens que não passam de 30 cm de penetração e englobam os equipamentos tipo busca-fundo e dragas de arrasto; além de pontuais, que compreendem uma área amostrada aproximadamente do tamanho do equipamento.

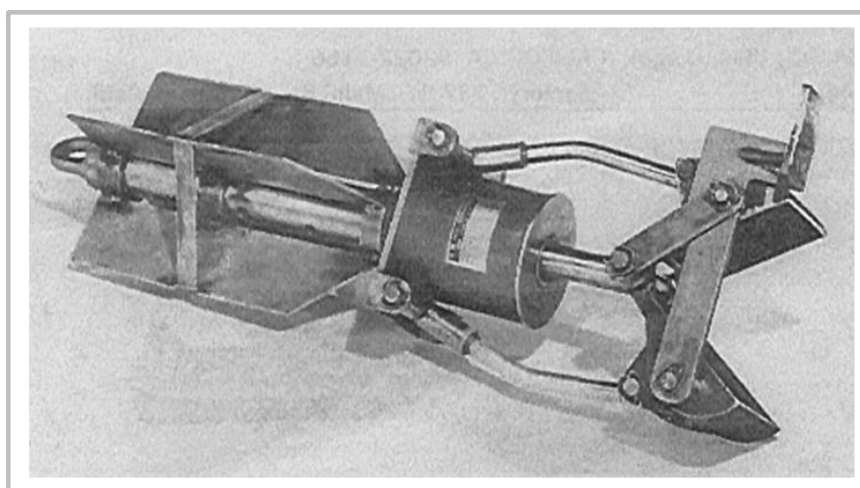


Figura 29: Amostrador Dietz-La Fond (Fonte: www.shodb.gov.tr).

O amostrador *Dietz-La Fond* apresenta uma estrutura alongada com duas conchas na base e aletas verticalizadoras na parte posterior. As conchas que abocanham o sedimento são impulsionadas por um peso que desliza ao longo de um cursor. O equipamento desce ao fundo com as conchas abertas e travadas por uma barra transversal, e assim que toca o fundo, as mesmas são liberadas para amostrar o fundo (Fig. 30).

Tabela 2. Características deste tipo de amostrador (modificado de Figueiredo Jr. *et al.*, 2000).

Amostrador <i>Dietz-La Fond</i>	
Volume em litros	0,5 a 1
Peso em quilos	15
Profundidade máxima em metros	200 a 300
Tipo de sedimento	Areia e lama



Figura 30: Coleta das amostras de sedimento com o amostrador.

Depois de retiradas, as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos, identificadas e encaminhadas para posteriores análises sedimentológicas em laboratório (Fig. 31).



Figura 31: Amostras de sedimentos acondicionadas e identificadas no campo.

As análises granulométricas foram conduzidas seguindo a metodologia adotada no laboratório do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO. Para estas análises foram utilizadas pequenas porções das amostras coletadas, cujo pré-processamento consiste em duas etapas: secagem e quarteamento.

Secagem (Fig. 32): a mostra foi seca em estufa. Procurou-se manter a temperatura da estufa entre 60°C e 70°C devido à presença de argilas no material. Desta forma, evitou-se que o material ficasse sujeito a alterações decorrentes de temperaturas mais elevadas.



Figura 32: Amostras de sedimento secando na estufa.

Quarteamento (Fig. 33): as amostras foram separadas em partes iguais, sendo que uma delas foi armazenada para arquivo, enquanto a outra foi analisada.

A análise granulométrica dos sedimentos (Tab. 3) inicia-se com a separação da fração lamosa, a partir de peneiramento a úmido, com malha de 0,062 mm. A fração retida na peneira (areias) é seca e pesada. Posteriormente é submetida ao peneiramento, utilizando-se uma sequencia de peneiras com malhas em intervalos regulares de 1 em 1 ϕ . O material retido em cada uma destas malhas é pesado em balança com precisão de três casas decimais, obtendo-se assim a distribuição granulométrica da fração arenosa. No caso dos sedimentos lamosos, o tamanho do grão, é determinado por pipetagem segundo a velocidade de decantação das

partículas (Lei de Stokes). A metodologia empregada foi modificada de Suguio (1973), tendo sido descrita em detalhes por Coimbra *et al.* (1991).

Uma característica importante dos sedimentos é o seu tamanho, o qual está associado com a forma e às dimensões dos diferentes tamanhos de grãos. Todavia, operacionalizar a distribuição granulométrica é difícil, pois é uma distribuição contínua, e em muitos casos, a presença de determinados eletrólitos - principalmente cloreto de sódio - provoca a coagulação dos sedimentos finos (silte e argila), impossibilitando seu estudo granulométrico (Magliocca & Kutner, 1965). Portanto, é necessário estabelecer previamente uma escala granulométrica, a qual consiste de tabelas com intervalos regulares de medidas de diâmetro, convencionadas para a apresentação dos resultados (Coimbra, et al. 1991). A escala de referência adotada neste trabalho foi compilada de Suguio (1973), o qual descreve em detalhes o sistema de medidas adotado na Alemanha (escala de Atteberg), e nos Estados Unidos (escala de Wentworth). No presente estudo foi adotada a escala de Wentworth (1922), pois segundo Suguio (1973), essa escala é amplamente utilizada nos estudos de análise granulométrica permitindo uma linguagem comum entre os pesquisadores.

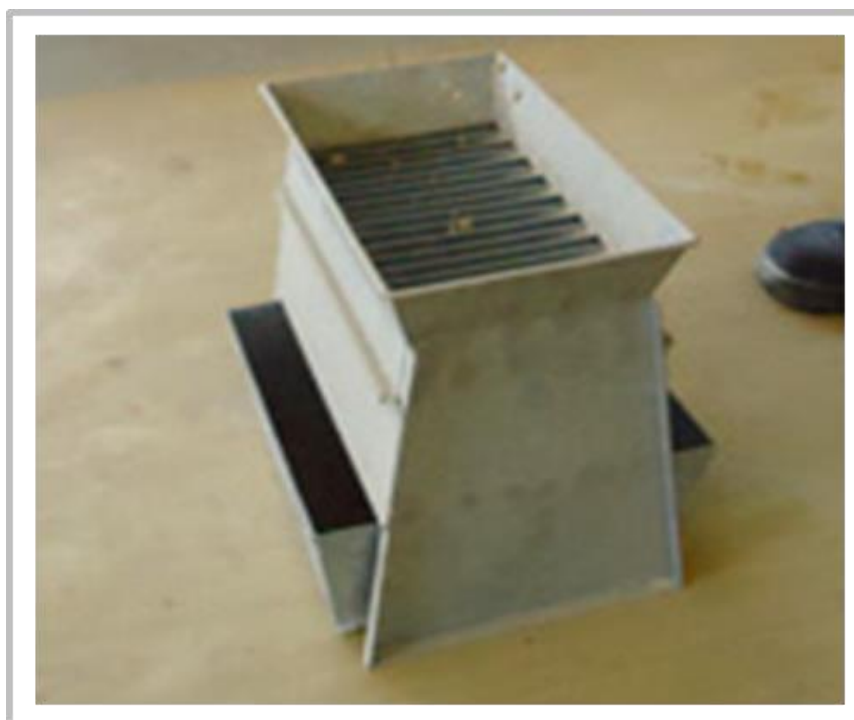
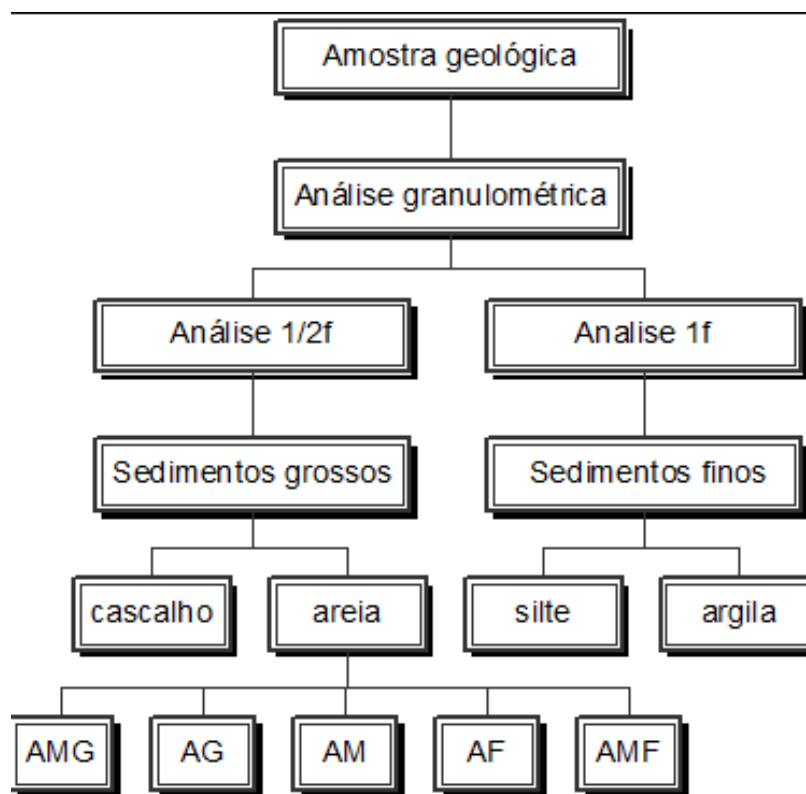


Figura 33: Quarteador utilizado no fracionamento das amostras de sedimentos.

Tabela 3. Fluxograma das etapas utilizadas em laboratório para a análise granulométrica.



A chamada escala de Wentworth (1922) é sistemática e logarítmica, e está baseada na escala 2 (Suguio, 1973). Isto é, as classes nessa escala são menores de um fator igual a 2, isso implica dizer que quando medidas em milímetros (mm) elas são exatamente iguais em tamanho exigindo tratamento estatístico para compreender a distribuição granulométrica (Coimbra *et al.*, 1991). Essa transformação foi introduzida por Krumbein (1934) e resumidamente ela permite transformar o diâmetro das partículas originalmente em mm para unidades ϕ (fi), tomando o logaritmo negativo na base 2 do diâmetro (d) em mm. Nesta escala, as granulações mais finas apresentam valores de ϕ positivos, enquanto que os grãos mais grossos irão apresentar valores ϕ negativos, tornando a variável um número adimensional como mostra a fórmula abaixo (Fritz & Moore, 1988):

$$\phi = -\log_2 d$$

As classes granulométricas segundo a escala de Wentworth (1922), a classificação textural da amostra segundo Shepard (1954), os parâmetros estatísticos e a classificação de Folk & Ward (1957) foram obtidos através da aplicação do Programa de Análise Completa – PANCOM, de Toldo Jr. & Medeiros (1986).

Os dados das amostras coletadas foram tabulados em planilha *Excel*, exportados e posteriormente processados com o auxílio do programa *ArcGIS*, da

ESRI. Os valores obtidos foram submetidos a diversos métodos de interpolação com o objetivo de definir qual seria o mais adequado para a distribuição espacial dos pontos de amostragem.

O método que se mostrou mais adequado foi o Inverso do Quadrado da Distância (*Inverse Distance Weighting*). Esse método de interpolação estima um valor para um local não amostrado como uma média dos valores dos dados dentro de uma vizinhança de cada célula de processamento (Miranda, 2010).

É um método de interpolação determinística, que se baseia em uma combinação linear ponderada de um conjunto dos pontos de amostragem. A média é ponderada entre o ponto escolhido para interpolação e o seu vizinho, tendo em vista que a influência causada pelos vizinhos diminui de acordo com a distância e seus valores teóricos nunca extrapolam os valores obtidos (Rodrigues *et al.*, 2011). Quanto mais próximo um ponto é do centro da célula que está sendo estimado, mais influência, ou peso, tem no processo de cálculo da média. O método se utiliza da eficiência computacional da interpolação local, sem perder a continuidade superficial dos métodos global de interpolação, como Krigagem.

Estudos anteriores, e.g. Guimarães *et al.* (2005) mostram que os sedimentos de fundo da Lagoa Mangueira são compostos principalmente por areia, inferindo que a textura sedimentar da lagoa é predominantemente arenosa. Os resultados das análises granulométricas demonstram que das 46 amostras, 41 delas, ou seja, 89,13 % se enquadram na classe textural areia; enquanto os 10,87 % restantes estão divididos em 6,53 % de areia com lama, 2,17 % de lama e 2,17 % lama com areia (Tab. 4).

Tabela 4. Distribuição percentual das amostras de fundo para cada classe granulométrica.

Classes Granulométricas	Número de Amostras	Porcentagem de ocorrência
Areia	41	89,13
Areia com lama	3	6,53
Lama com areia	1	2,17
Lama	1	2,17
	Total = 46	Total = 100

Para gerar o mapa sedimentológico da área de estudo foram atribuídos valores de 1 a 4 para cada classe granulométrica. A partir da aplicação do método de

interpolação do Inverso do Quadrado das Distâncias nos dados amostrados foi possível gerar o mapa sedimentológico (Fig. 34), utilizando a ferramenta incluída no *ArcToolbox*, do aplicativo *ArcGIS*, mais precisamente, na extensão *Spatial Analyst*, e a análise geoestatística por *IDW*. O tamanho da célula foi definido como 30 m x 30 m, os outros parâmetros foram mantidos como *default* do programa.

A avaliação e classificação sedimentológica apresenta pouca diferenciação de granulometria nos sedimentos dentro da área em estudo. Predomina a areia, que é encontrada nas partes internas e externas dos pontais. Conforme vai aprofundando a Lagoa Mangueira, o sedimento passa de areia, para areia com lama, lama com areia e, por fim, apenas lama. Uma anomalia é verificada próximo ao Delta das Capivaras, ao sul do canal, onde ocorre uma mancha de sedimentos de areia com lama e lama com areia, na parte interna do pontal de direção NW-SE, do Pontal do Sul.

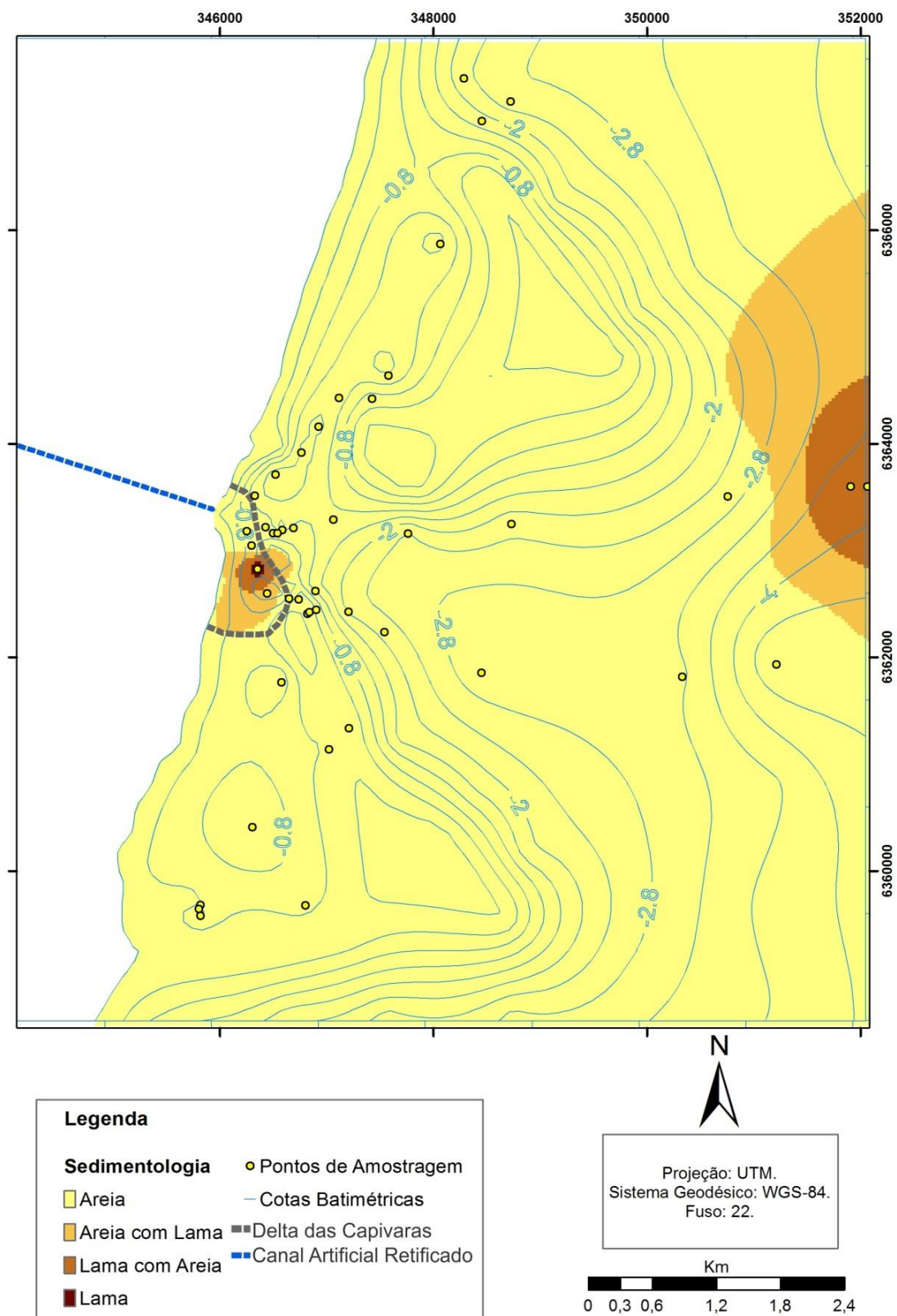


Figura 34: Mapa sedimentológico da área de estudo.

7.2.3 Sedimentologia de Subsuperfície

Os furos para coleta das amostras de subsuperfície foram executados segundo as normas da ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas NBR 6484 (2001), que dispõe sobre os procedimentos para a realização de sondagens a percussão.

Os equipamentos e ferramentas padrões são compostos dos seguintes elementos: tripé com roldanas, guincho mecânico ou com moitão; trado, concha e espiral; hastes e luvas de aço; alimentador d'água, cruzeta, trépano e "T" de lavagem; barriletes amostradores e peças para cravação destes: martelo ou peso de bater com 65 kg e guia; tubos de revestimentos; bomba d'água; abraçadeiras para revestimentos; abaixadores e alçadores para hastes; sacatubos; baldinho com válvula de pé; chaves de grifo; metro ou trena.

O ensaio consiste na cravação vertical no solo, de um cilindro amostrador, o barrilete, através de golpes de um martelo com massa padronizada de 65 kg, solto em queda livre de uma altura de 75 cm (Fig. 35). A sondagem à percussão é dada por terminada quando atingir a profundidade especificada ou quando ocorrer a condição de impenetrabilidade.

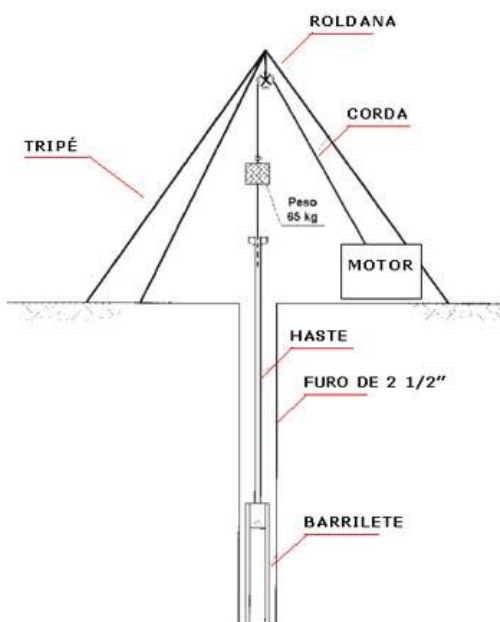


Figura 35: Figura ilustrativa dos equipamentos utilizados no furo de sondagem.

A coleta foi realizada em de setembro de 2007. Os testemunhos foram extraídos com o auxílio de um cano de PVC de diâmetro duas polegadas e meia e três metros de comprimento (Fig. 36). Os pontos, coletados com GPS (Projeção UTM, Datum SAD-69 e Zona 22H), foram definidos em função de descrever a evolução do delta. Foram realizados três furos: o testemunho 1 (T1) com 2,49 cm de profundidade, o testemunho 2 (T2) com 63 cm de profundidade e o testemunho 3 (T3) com 5 cm de profundidade (Tab. 5). Os três pontos de testemunhagem foram locados ao longo do canal artificial retificado estudado. O furo T1 foi realizado próximo da costa, o T2 na parte intermediária e o T3 foi locado mais afastando em relação à costa (Fig. 37).



Figura 36: Execução de testemunhagem à percussão com tubo de PVC na superfície da planície deltáica.

Tabela 5. Coordenadas dos pontos dos furos de sondagem.

Pontos	Coordenada E	Coordenada N	Tipo De Amostragem
T1	346.098	6.365.005	Testemunho
T2	345.981	6.365.052	Testemunho
T3	345.863	6.365.079	Testemunho

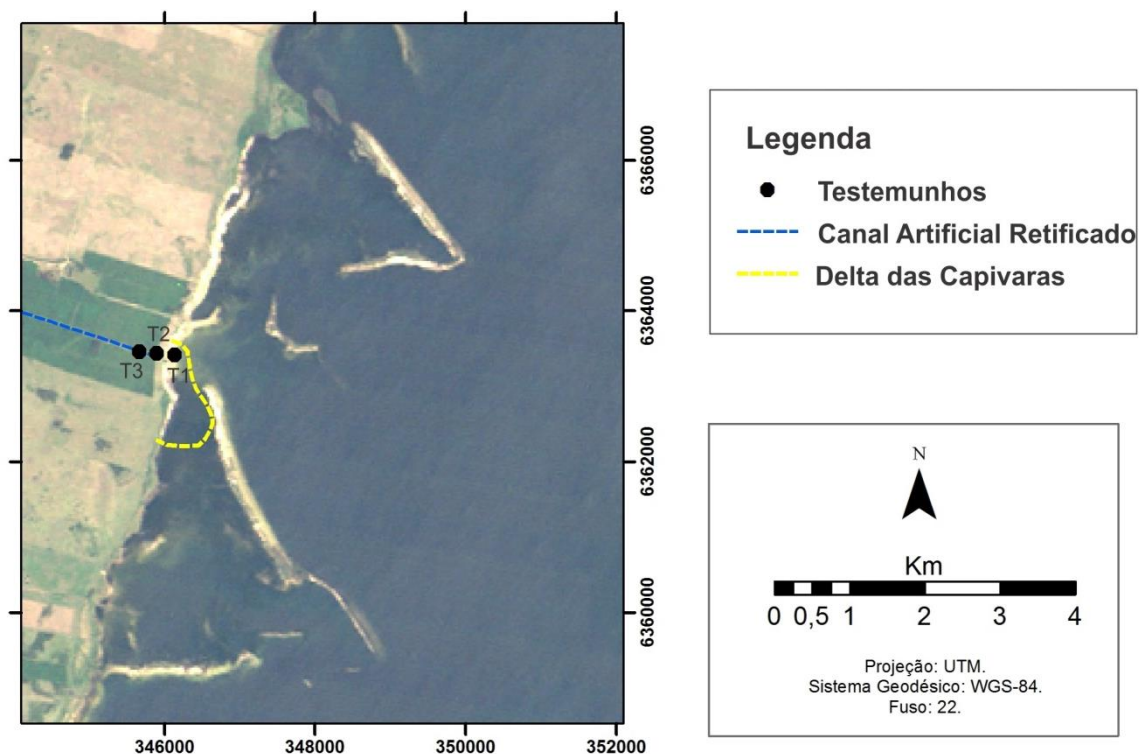


Figura 37: Imagem ilustrativa da localização espacial dos pontos de testemunhagem.

Concluída a sondagem, retirou-se o testemunho e este foi armazenado adequadamente para levar para a análise e abertura do cano em laboratório (Fig. 38).



Figura 38: Armazenamento dos testemunhos na litoteca do CECO.

Os canos de PVC com os testemunhos foram levados a litoteca do CECO, em bancada apropriada, foram abertos com a ajuda de uma pequena serra, assim cortando-os pela metade (Fig. 39), também com o auxílio de um fio de arame passou-se entre as partes cortadas para uma separação mais eficiente. Após a abertura dos canos, os testemunhos foram medidos com o auxílio de uma trena (Fig. 40).



Figura 39: Processo de corte do cano de PVC.



Figura 40: Descrição das propriedades texturais macroscópicas do testemunho.

Com cano aberto, fez-se a separação das fácies dentro de cada testemunho, descrevendo-as com base na classificação textural de Shepard, suas descrições foram feitas a partir da separação da cor da amostra, tipo de material e estruturas

presentes. Com os resultados dessa análise preliminar foram realizados perfis para cada testemunho realizado, no programa *CorelDRAW Graphics Suite X4* (Fig. 41).

Como descrito anteriormente, foram escolhidos 3 pontos de testemunhagem, localizados preferencialmente ao longo do canal estudado.

As tabelas 6, 7 e 8 apresentam a descrição detalhada dos testemunhos. Para o Testemunho 1 foram descritas 17 fácies. O T1 apresenta a base predominantemente arenosa com um pouco de areia com lama. Uma mudança abrupta é verificada aos 60 cm de profundidade, onde começa uma sedimentação mais lamosa, predominando intercalações de lama e lama com areia. Essas intercalações vão até 8 cm de profundidade. A partir dessa profundidade até o topo, as fácies são mais arenosas e lamosas.

O Testemunho 2 apresenta sedimentação bastante homogênea com intercalações de areias e areias com lama. Para o T2 foram descritas 11 fácies, classificadas principalmente pela variação de coloração, utilizando a Tabela de Cores de Rochas (*Rock Color Chart*) editada pela *Geological Society of America* (GSA).

Tabela 6. Descrição das fácies do testemunho T1.

TESTEMUNHO 1 (T1)/ CANO DE PVC		
TOTAL: 2,49 m		
Profundidade das fácies	Cor	Composição e observações
2 cm	10y 4/2	Sedimentos orgânicos arenosos, conchas retrabalhadas, M.O., Turfa
6 cm	N2	Areia com conchas
8 cm	5yr 4/2	Areia com Lama
10 cm	10y 4/2	Turfa
12 cm	N2	Lama com Areia
17 cm	5yr 2/1	Lama com Areia
22 cm	5y 2/1	Areia com Lama
26 cm	N1	Lama
34 cm	5yr 2/1	Areia com Lama
41 cm	5yr 4/1	Lama com Areia
60 cm	N1	Lama
66 cm	5yr 2/1	Areia com Lama
77 cm	5y 4/1	Areia
87 cm	5g 2/1	Areia com Lama
1,00 m	5y 2/1	Areia com Lama
1,38 m	5y 2/1	Areia com Lama
2,49 m	5y 4/1	Areia

Tabela 7. Descrição das fácies do testemunho T2.

TESTEMUNHO 2 (T2)/ CANO DE PVC		
TOTAL: 0,63 m		
Profundidade de fácies	Cor	Composição e observações
5 cm	10yp 2/2	Areia com Lama
10 cm	10yr 8/2	Areia
20 cm	10yr 4/2	Areia
29 cm	10yr 4/2	Areia com lente de Lama
30 cm	10yr 4/2	Areia
31 cm	10yr 4/2	Areia
40 cm	10yr 4/2	Areia
47 cm	10yr 4/2	Areia
50 cm	10yr 4/2	Areia
60 cm	5yr 4/2	Areia com Lama
63 cm	5yr 4/2	Areia com Lama

Tabela 8. Descrição das fácies do testemunho T3.

TESTEMUNHO 3 (T3)/ CANO DE PVC		
TOTAL: 0,05 m		
Profundidade de fácies	Cor	Composição e observações
5 cm	10yr 4/2	Areia

O Testemunho 3 apresentou apenas uma fácies de 5 cm de profundidade. A compactação do terreno foi um fator determinante para a não penetração do cano de PVC. Aliado ao elevado grau de compactação do local amostrado, no momento da retirada do cano ocorreu a quebra do mesmo impedindo a continuação da perfuração. A fácies para o T3 foi definida como areia.

A análise faciológica dos testemunhos mostra, de forma geral, a ocorrência de sedimentos arenosos mais afastados da costa (T3), fácies arenosas e areno lamosas na parte intermediária (T2) e lamas arenosas e lamas próximos da costa (T1). Essa distribuição espacial e sedimentológica é condizente com os diferentes ambientes deposicionais constituintes de um sistema do tipo deltaico prográdante, onde o T3 representaria a sedimentação típica de uma planície deltaica, o T2 apresenta estratigrafia de depósitos de frente deltaica e, por fim, o T1 mostra do topo até 10 cm a intercalação de areias com areias lamosas, sendo interpretado com um início da deposição de frente deltaica. A partir de 10 cm até 66 cm são depositadas as fácies de lama com areia e lama, representando deposição típica de prodelta. A mudança abrupta de fácies, dos 66 cm até a base do testemunho, caracterizado por sedimentação principalmente arenosa, representaria outro ambiente de

sedimentação, podendo ser classificado com a parte superior de um sistema do tipo laguna-barreira.

Durante a interpretação dos testemunhos, não foi possível ver nenhuma estrutura de retrabalhamento representativa. As estruturas são predominantemente associadas a correntes unidirecionais. Ao analisar os depósitos de frente deltaica, mais susceptíveis a retrabalhamento por ondas, as amostras do testemunho 2 não apresentam tais feições indicando que a sucessão deltaica estudada foi construída por progradações fluviais dos canais artificiais.

Conforme a análise dos testemunhos, a ausência de feições indicativas do retrabalhamento por onda dos depósitos de frente deltaica, principalmente verificado nas amostras do T2, associada à predominância de estruturas geradas por correntes unidirecionais, sugere que a sucessão deltaica foi construída por progradações fluviais.

LEGENDA: Litologia  Areia  Areia com Lama  Lama com Areia  Lama  Turfa

 Fragmentos de conchas

Escala vertical 1:10

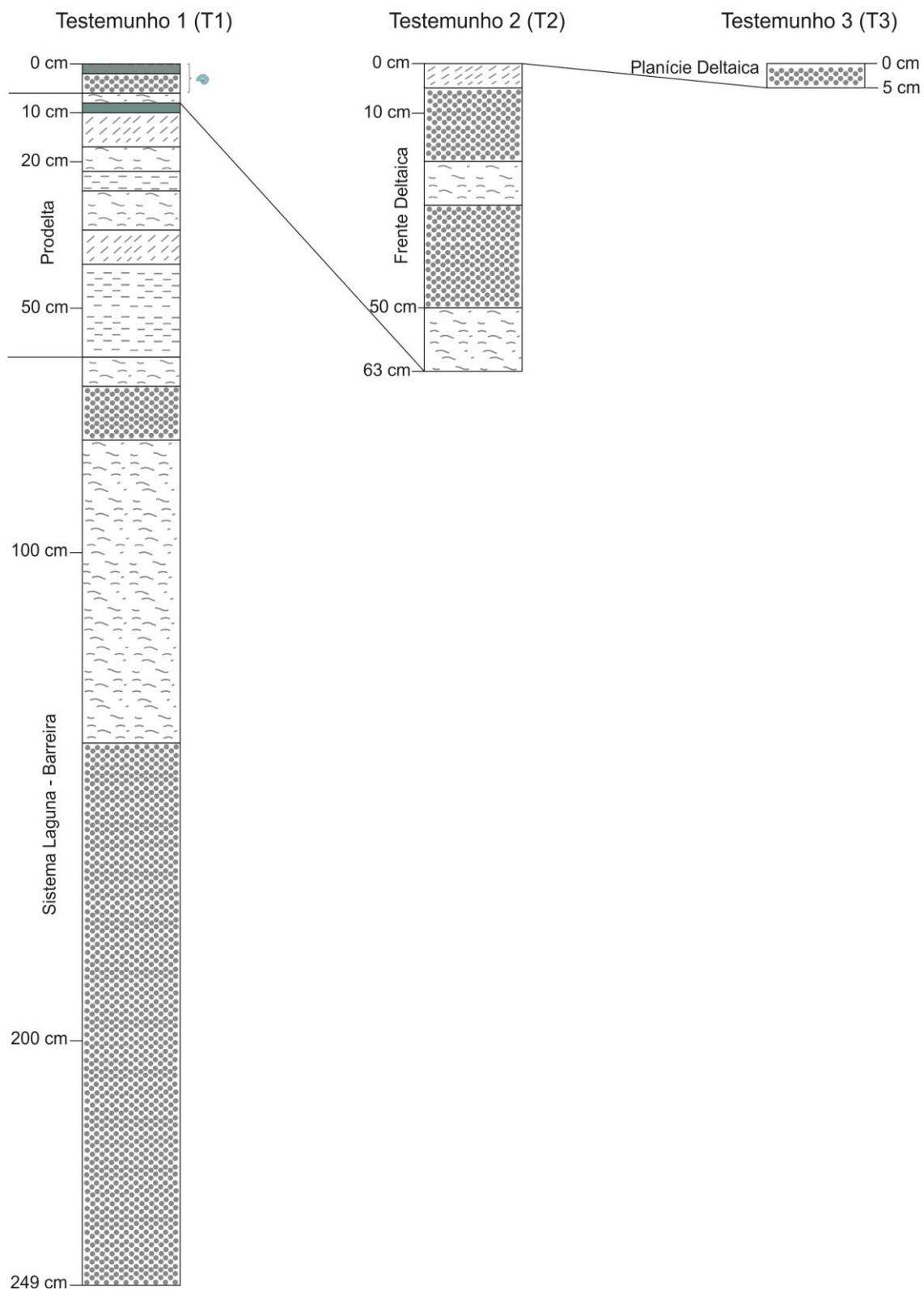


Figura 41: Coluna estratigráfica dos testemunhos T1, T2 e T3.

7.3 Vazões Líquidas e Sólidas do Canal das Capivaras

A caracterização do canal artificial objeto deste estudo é de elevada importância para entender a hidrodinâmica, que envolve a região do Delta das Capivaras e a contribuição desse canal na formação e evolução do delta.

O canal que alimenta o delta em estudo (Fig. 42) foi construído artificialmente para abastecer a irrigação da cultura de arroz na região, sendo um canal retificado perpendicular a linha de costa da Lagoa Mangueira. O canal tem seu início no encontro de dois outros canais artificiais e seu comprimento é de aproximadamente 1,34 km, segundo imagem de satélite Landsat do ano de 2009 (Fig. 43). Vale ressaltar que ao longo dos anos o canal sofreu modificações de comprimento devido a atividade antrópica.



Figura 42: Visada para oeste a partir da praia lacustre com detalhes da morfologia do canal a montante do Delta das Capivaras, e sua forma em “V”.

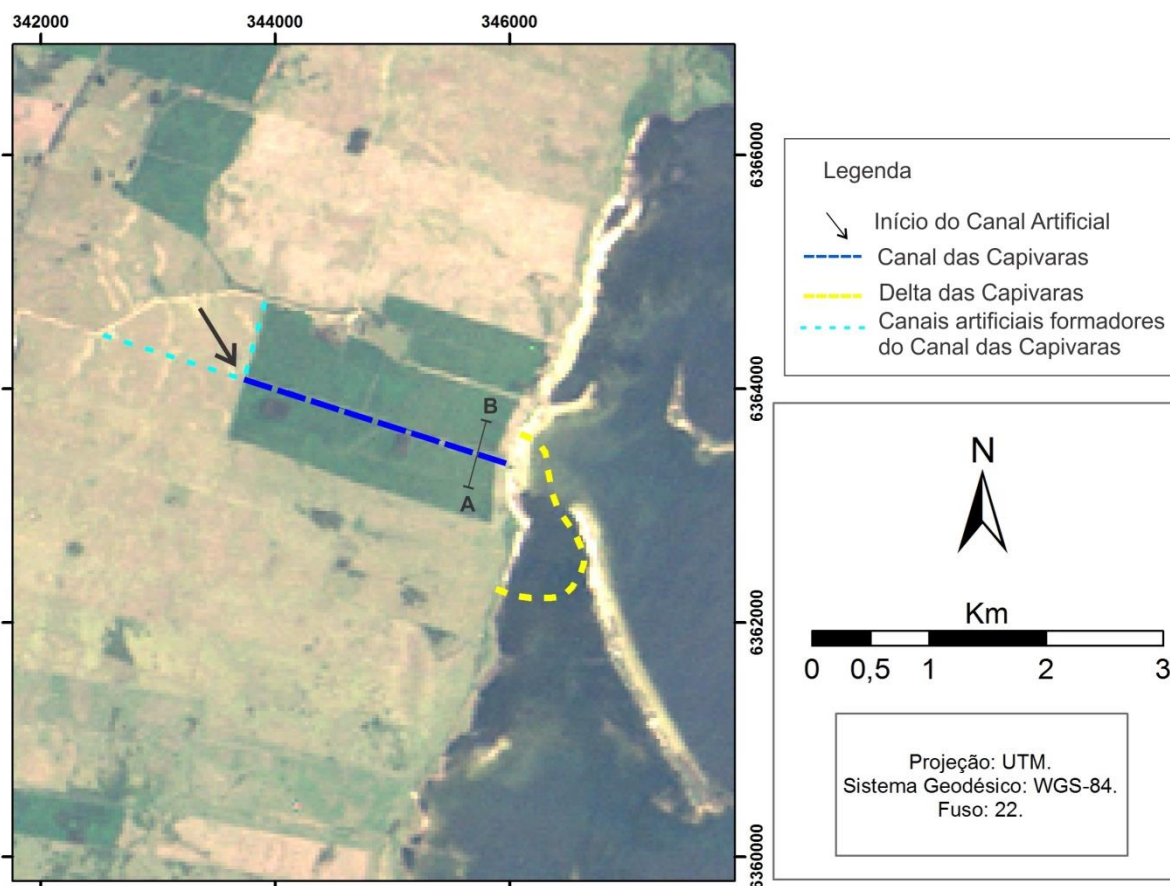


Figura 43: Canal artificial gerado pela atividade antrópica em imagem Landsat para o ano de 2009.

A dimensão transversal representativa do canal foi determinada, durante a etapa de campo, através de levantamentos topográficos em diferentes seções do canal. O perfil longitudinal foi determinado topograficamente partindo de uma das extremidades do canal, possibilitando a determinação da declividade representativa do mesmo.

A seção transversal do canal engloba toda a área que foi escavada para construção do mesmo. A área molhada (A), que é definida como a área da seção transversal, corresponde à seção do corte perpendicular à direção do escoamento ocupada pela água e pode variar de acordo com a vazão de alimentação do canal (Porto, R.M, 2003), e/ou com precipitações pluviométricas. O perímetro molhado (P) é a linha que limita a seção molhada nas paredes e no fundo do canal, porém não abrange a superfície livre do líquido. O raio hidráulico (R_h) é a relação entre a área molhada e o perímetro molhado de uma seção transversal do canal, através da fórmula: $R_h = A / P$.

A figura 44A, ilustra um modelo de corte da seção transversal de um canal, sendo a área molhada representada por “A”. A figura 44B mostra através da linha em negrito a representação do perímetro molhado.

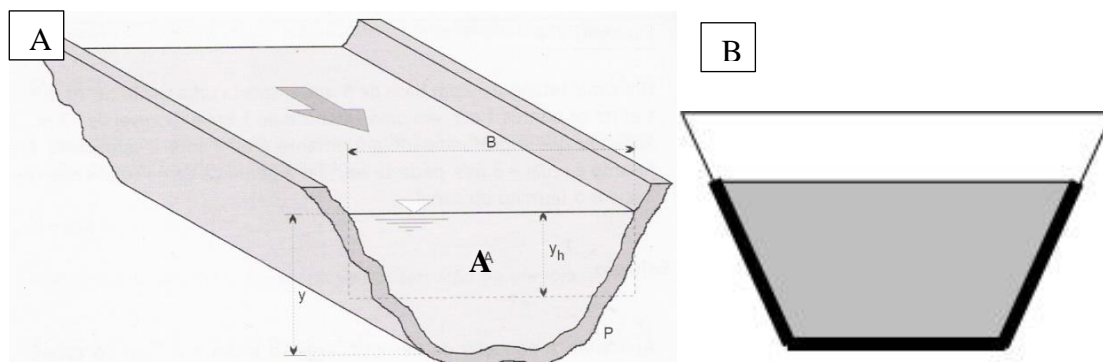


Figura 44: Representação do corte da seção transversal de um canal (modificado de Porto, R.M, 2003).

O cálculo de escoamento líquido em canais foi originalmente proposto por Antoine Chézy em 1769. A fórmula de Chézy foi, a princípio, aplicada tanto para condutos livres quanto para condutos forçados. O resultado depende não só da natureza e estado das paredes dos condutos, mas também da sua própria forma.

Em 1981, o engenheiro Irlandês R. Manning elaborou a Equação de Manning (1), que se tornou a fórmula mais conhecida para dimensionamento de canais e atualmente é a equação mais utilizada para esse fim. A popularidade da fórmula ocorreu devido à facilidade de estimar a rugosidade de Manning (Coeficiente de Manning) em comparação a outras fórmulas. O valor do coeficiente de Manning (η) encontra-se tabelado para diversos tipos de revestimentos de canais naturais e artificiais.

A equação para determinar a descarga líquida de um determinado canal é apresentada através da fórmula:

$$Q = \frac{1}{\eta} A R_h^{\frac{2}{3}} J^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

onde: Q = Vazão líquida (m^3/s); A = Área da seção (m^2); R_h = Raio hidráulico (m); J = Declividade da linha d'água (m/m); η = coeficiente de rugosidade de Manning ($\text{m}^{-1/3}\text{s}$).

A descarga sólida, segundo Simons & Sentürk (1992), ocorre quando o escoamento em um canal apresenta condições hidráulicas excedendo a condição crítica de movimento do material do leito. Nesse caso, ocorrerá transporte de

sedimento por arraste, através de rolamento, deslizamento, e algumas vezes saltação.

A estimativa da capacidade de transporte por arraste pode ser feita através de duas formas, por medições diretas, ou por modelos empíricos. Quando não se possui medição direta, pode se estimar a descarga sólida utilizando relações teóricas, experimentos em laboratório ou através de relações empíricas (Bogárdi, 1972).

Estudos de Hilu (2003), citando Graf (1984), descreve que existem diversas equações para o cálculo do transporte de sedimentos por arraste, mas muitas delas são muito similares. A formulação de Meyer-Peter & Müller (1948) foi baseada no estudo de Meyer-Peter (1934), que assumiu que a energia da declividade é uma característica de interação entre o movimento líquido e sólido da descarga de sedimentos carregados. Nesse estudo, é descrito que uma parte da energia é consumida pelo movimento das partículas sólidas e o restante pelo movimento do líquido.

Segundo Okawa *et al.* (1997), após a aplicação de algumas metodologias para o cálculo do transporte de sedimentos e comparados com resultados medidos em campo de descarga de fundo, em estudos de diversas bacias na Bacia Litorânea no Paraná, os autores concluíram que o método mais adequado para o cálculo do transporte de sedimentos por arraste é o método de Meyer-Peter & Müller (1948).

A equação de Meyer-Peter & Müller (2) para determinar a descarga sólida de um determinado canal é apresentada através da fórmula a seguir, que foi descrita em detalhes no trabalho de Simons & Sentürk (1992):

$$\left(\frac{K_B^3}{K_G}\right)^{\frac{2}{3}} \frac{R_h J}{\left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}\right) D_{50}} = \left\{ 0,047 + 0,25 \left[\frac{q_{sv}^{\frac{2}{3}}}{\left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}\right)^{\frac{1}{3}} D_{50} g^{\frac{1}{3}}} \right] \right\} \quad (2)$$

onde: K_B = rugosidade do leito; K_G = Rugosidade da partícula; R_h = Raio hidráulico (m); J = Declividade da linha d'água (m/m); γ_s = Peso específico do sedimento (Kgf/m³); γ = Peso específico da água (Kgf/m³); D_{50} = diâmetro médio das partículas do leito (mm); q_{sv} = Descarga sólida unitária (m³/s/m); g = aceleração da gravidade (m/s²).

A rugosidade do leito (3) foi obtida através da relação entre a velocidade média do escoamento (U), o raio hidráulico e a declividade da linha de água, segundo a fórmula:

$$K_B = \frac{U}{R_h^{\frac{2}{3}} J^{\frac{1}{2}}} \quad (3)$$

A rugosidade da partícula (4) foi determinada através do diâmetro médio das partículas do leito:

$$K_G = \frac{26}{D_{50}^{\frac{1}{6}}} \quad (4)$$

A partir das informações obtidas na etapa de campo foi possível coletar os dados necessários para aplicar as equações de Manning e de Meyer-Peter & Müller, com o propósito de apresentar, através de modelos empíricos, as possíveis vazões de líquido e sólidos, respectivamente, que são aportados na Lagoa Mangueira, na área do Delta das Capivaras.

Segundo as medições, o canal apresenta 4,25 m de largura na seção transversal e profundidade máxima de 1,89 m (Fig. 45), ou seja, considerando o fundo do canal como cota 0 m, o canal pode ter uma coluna d'água de até 1,89 m.

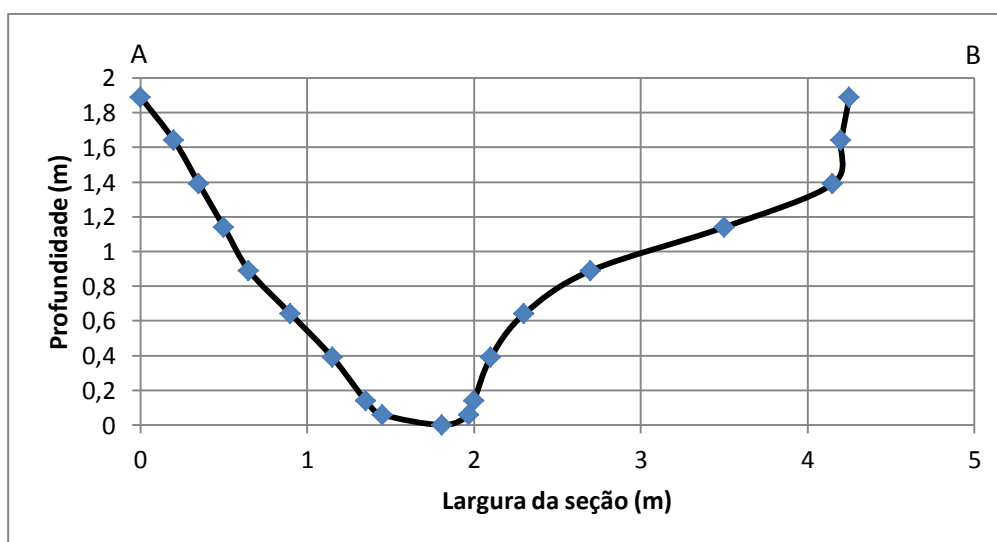


Figura 45: Seção transversal A - B do canal que desemboca no Delta das Capivaras (localização Figura 38).

Para determinar a capacidade de descarga líquida do canal que abastece a região do Delta das Capivaras foi utilizada, como mencionado anteriormente, a equação de Manning. A tabela 9 apresenta um resumo dos parâmetros utilizados para

o cálculo da vazão líquida, além de informar a profundidade do canal e a vazão de descarga líquida (Q) conforme a profundidade.

Tabela 9: Síntese dos parâmetros utilizados para o cálculo de descarga líquida.

Profundidade do canal	n	R _h	Área	J	Q Líquida
m	s/m ^{1/3}	m	m ²	m/m	m ³ /s
1,89	0,05	0,73	4,47	0,0033	4,19
1,64	0,05	0,63	3,44	0,0033	2,89
1,39	0,05	0,50	2,47	0,0033	1,78
1,14	0,05	0,41	1,62	0,0033	1,02
0,89	0,05	0,35	0,99	0,0033	0,56
0,64	0,05	0,28	0,56	0,0033	0,27
0,39	0,05	0,20	0,26	0,0033	0,10
0,14	0,05	0,08	0,06	0,0033	0,01
0,06	0,05	0,03	0,02	0,0033	0,00
0,00	0,05	0,00	0,00	0,0033	0,00

Conforme os cálculos e a tabela acima é possível observar que a descarga líquida do canal varia bastante conforme a coluna d'água do mesmo. Na profundidade máxima do canal, de 1,89 m, a capacidade de descarga líquida do canal é aproximadamente 4,19 m³/s (362.016 m³/dia). A figura 46 apresenta o gráfico de variação da profundidade pela descarga líquida (curva-chave).

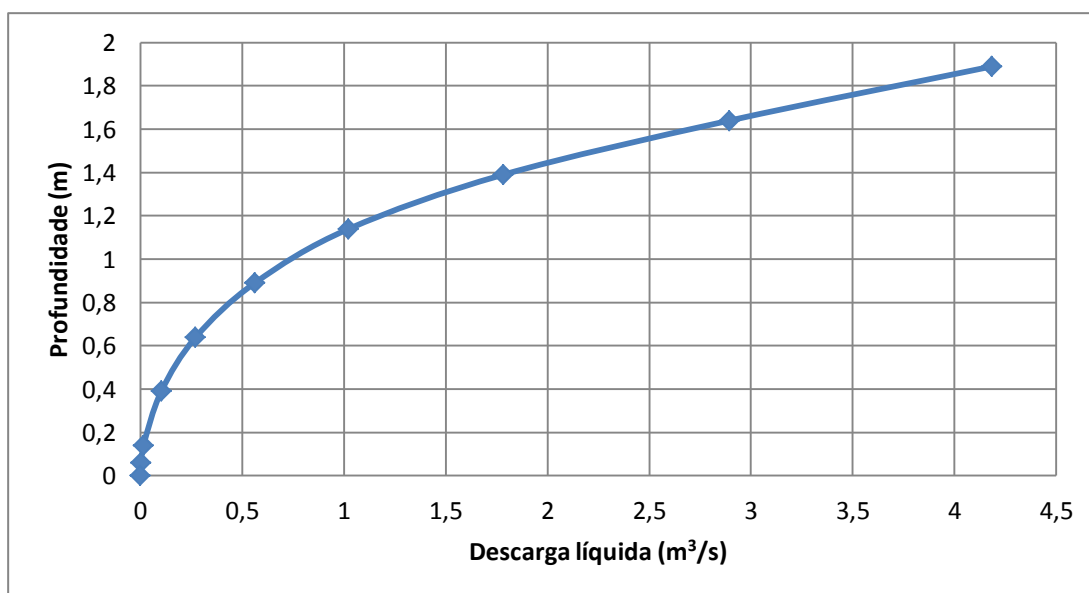


Figura 46: Gráfico relacionando a descarga líquida e a profundidade.

Como é possível interpretar no gráfico, a evolução da vazão ocorre conforme uma curva exponencial, mostrando que em menores profundidades, quando a coluna de água é pequena, a variação da descarga líquida também é pouco variável. Observa-se que após um metro de profundidade, a largura da seção do canal

apresenta um elevado aumento (Fig. 45). Conforme vai aumentando a profundidade, ou seja, elevando a coluna d'água, variações pequenas acarretam grandes mudanças de vazão líquida.

Para determinar a descarga sólida do canal que abastece a região do Delta das Capivaras foi utilizada, como mencionado anteriormente, a equação de Meyer-Peter & Müller. A tabela 10 sintetiza as principais variáveis necessárias para a aplicação da equação, além de informar a profundidade do canal e a vazão de descarga sólida (Q) conforme a profundidade do mesmo.

Tabela 10: Síntese dos parâmetros utilizados para o cálculo de descarga sólida.

Profundidade do canal	K_B/K_G	γ	γ_s	R_h	J	D_{50}	g	Q sólida
m		kgf/m ³	kgf/m ³	m	m/m	m	m/s	m ³ /dia
1,89	0,186	1000,00	2650,00	0,73	0,0033	0,0002	9,80	7,44
1,64	0,186	1000,00	2650,00	0,63	0,0033	0,0002	9,80	5,07
1,39	0,186	1000,00	2650,00	0,50	0,0033	0,0002	9,80	2,93
1,14	0,186	1000,00	2650,00	0,41	0,0033	0,0002	9,80	1,66
0,89	0,186	1000,00	2650,00	0,35	0,0033	0,0002	9,80	0,98
0,64	0,186	1000,00	2650,00	0,28	0,0033	0,0002	9,80	0,50
0,39	0,186	1000,00	2650,00	0,20	0,0033	0,0002	9,80	0,19
0,14	0,186	1000,00	2650,00	0,08	0,0033	0,0002	9,80	0,01
0,06	0,186	1000,00	2650,00	0,03	0,0033	0,0002	9,80	0,00
0,00	0,186	1000,00	2650,00	0,00	0,0033	0,0002	9,80	0,00

O gráfico da figura 47 apresenta a interação da descarga sólida e da profundidade. Observa-se o mesmo padrão do gráfico de descarga líquida, como já era esperado. Na profundidade máxima do canal, quando a coluna de água é 1,89 m, a descarga sólida é aproximadamente 7,44 m³/dia, representando que em épocas de cultivo de arroz, quando o canal está em plena atividade, o aporte de sedimentos na Lagoa Mangueira, mais especificamente na região do delta em estudo, pode ser bastante elevado.

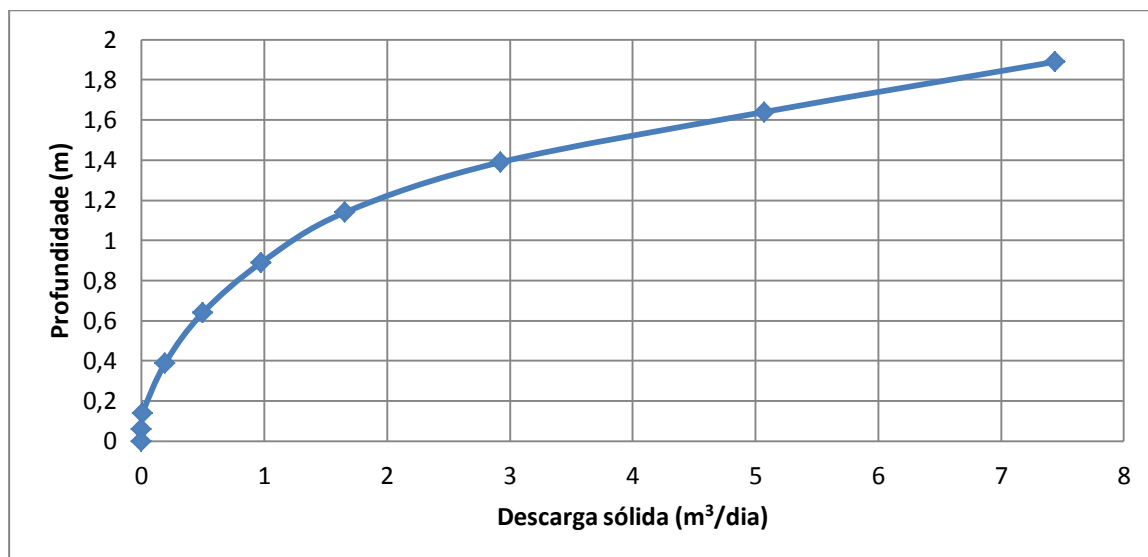


Figura 47: Gráfico relacionando a descarga sólida e a profundidade.

7.4 Regime de Ventos

Sendo os ventos o principal agente dinâmico, para formação de ondas e correntes na Lagoa Mangueira, foram coletados dados a partir da estação meteorológica Rádio-Farol Chuí. Localizada na latitude $33^{\circ}44'30''$ e longitude $53^{\circ}22'18''$, e altitude de 10 m (Fig. 20 e 21). A estação gera dados diários e de hora em hora, de velocidades médias e máximas do vento, direção do vento, pressão atmosférica do ar, temperatura, umidade relativa, precipitação e radiação solar. Foram obtidos dados de 2003 a 2008, e utilizados somente os dados de velocidades médias de ventos para a geração de planilhas no excel. Os dados foram separados por estações dos anos, no período de 2003 a 2008, para posterior separação de planilhas no excel e geração de diagramas de rosas dos ventos e tabelas de frequência dos ventos, ambas realizadas no softwares Oriana e Excel.

O regime de ventos na região pode ser classificado como de alta energia (Guimarães, 2005), conforme proposta de Fryberger (1979), que classificou a energia de ventos de superfície baseando-se no potencial de deriva resultante (Tab. 11). Os ventos, relacionados ao padrão de circulação atmosférica atual, são de fundamental importância para a morfologia regional, tanto atual como pretérita, proporcionando, além da formação de extensos campos de dunas, a geração de ondas e correntes, condicionante do controle da hidrodinâmica oceânica e dos corpos lagunares.

Tabela 11: Modelo proposto em Unidades Inglesas (Fryberger, 1979), modificado para unidades do Sistema Internacional (Guimarães, 2005).

Unidades Vetoriais/Ano (uv/ano)	Energia dos ventos
≤ 27 uv/ano	Baixa
$27 \leq uv/ano \leq 53$	Intermediária
$uv/ano \geq 54$	Alta

O vento dominante, originado no Anticiclone do Atlântico Sul é proveniente do NE e sopra ao longo de todo ano, embora seja mais intenso durante os meses de primavera-verão. O vento secundário, associado ao Anticiclone Móvel Polar, proveniente de W-SW, torna-se mais importante nos meses de outono-inverno, no sul da planície costeira.

As figuras abaixo apresentam o comportamento dos ventos para as quatro estações do ano. Os dados de ventos foram coletados a partir de informações da estação meteorológica Rádio-Farol Chuí nos anos de 2003 a 2008, em intervalos horários (Fig. 48, 49, 50 e 51).

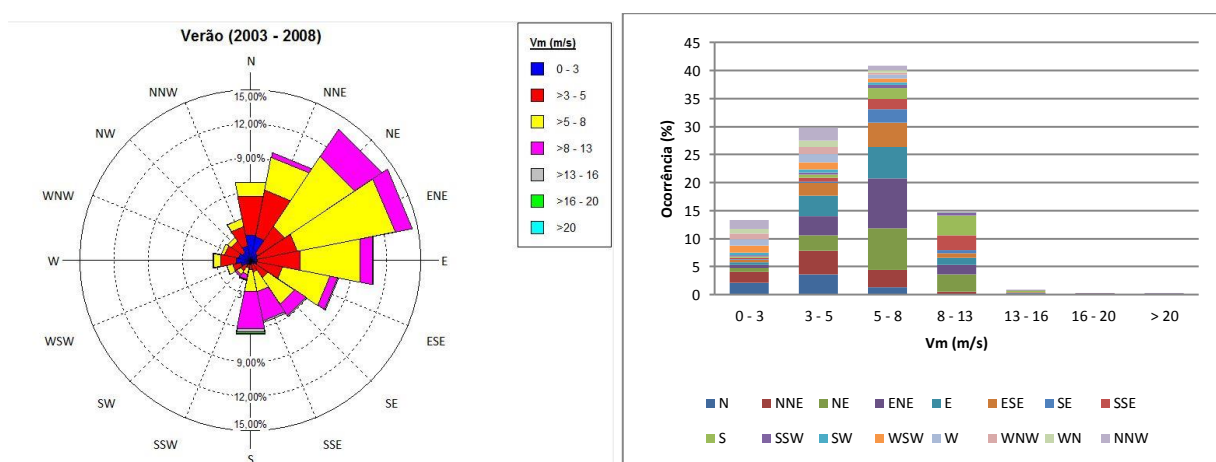


Figura 48: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para o verão de 2003 a 2008.

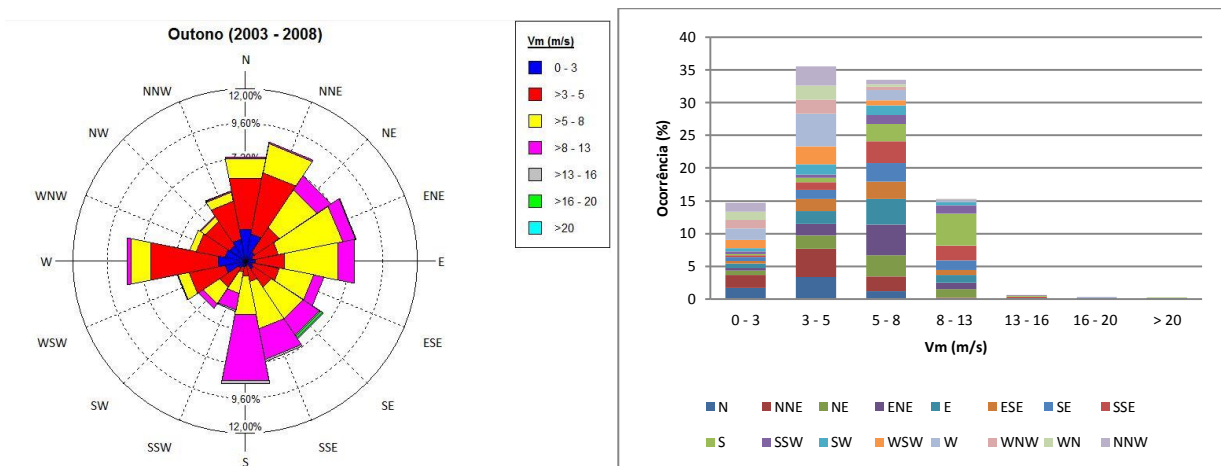


Figura 49: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para o outono de 2003 a 2008.

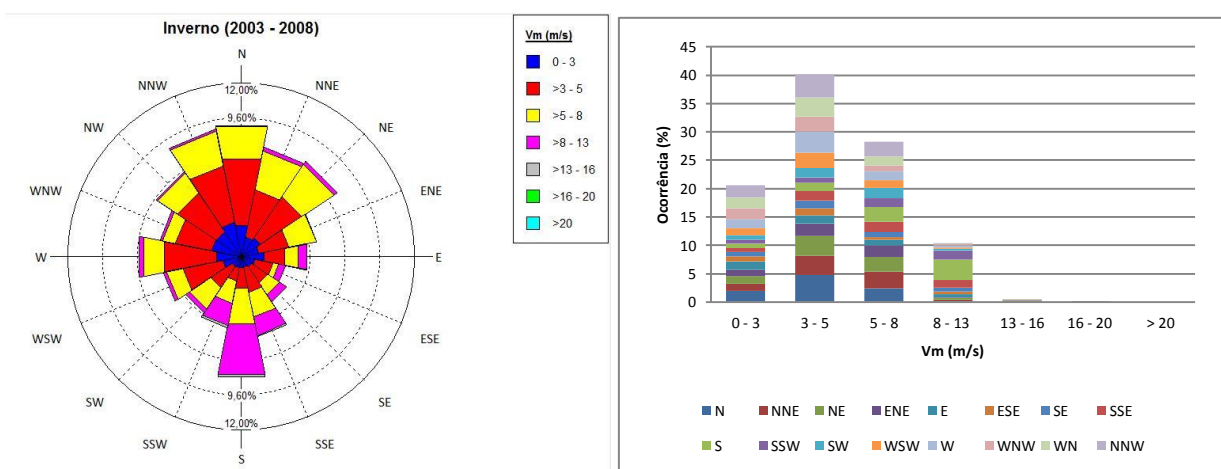


Figura 50: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para o inverno de 2003 a 2008.

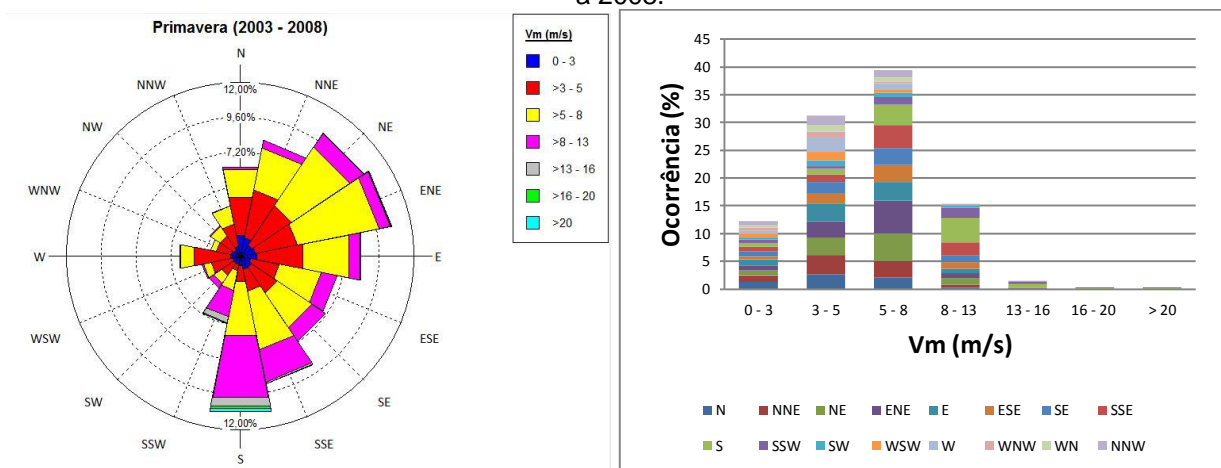


Figura 51: Rosa dos ventos e distribuição de frequência de classes dos ventos para a primavera de 2003 a 2008.

Para o verão no período de 2003 a 2008 observamos ventos na direção preferencial para NE e ENE (Fig. 48). Pela tabela de distribuição de frequência de classe de ventos podemos concluir que os ventos médios mais frequentes, ou seja,

40,9% apresentam velocidades médias de 5,0 a 8,0 m/s e 29,7% apresentam velocidades médias de 3,0 a 5,0 m/s.

Para o outono no período de 2003 a 2008 observamos muitas direções de ventos, mas três são preferenciais, NNE, S e W (Fig. 49). Pela tabela de distribuição de frequência de classe de ventos podemos concluir que os ventos médios mais frequentes, ou seja, 35,5% apresentam velocidades médias de 3,0 a 5,0 m/s e 33,5% apresentam velocidades médias de 5,0 a 8,0 m/s.

Para o inverno no período de 2003 a 2008 observamos ventos na direção preferencial para NE, ENE e E (Fig. 50). Pela tabela de distribuição de frequência de classe de ventos podemos concluir que os ventos médios mais frequentes, ou seja, 40,9% apresentam velocidades médias de 5,0 a 8,0 m/s e 29,7% apresentam velocidades médias de 3,0 a 5,0 m/s.

Para a primavera no período de 2003 a 2008 observamos ventos na direção preferencial para NE, ENE e S (Fig. 51). Pela tabela de distribuição de frequência de classe de ventos podemos concluir que os ventos médios mais frequentes, ou seja, 39,4% apresentam velocidades médias de 5,0 a 8,0 m/s e 31,2% apresentam velocidades médias de 3,0 a 5,0 m/s.

7.5 Regime de Ondas

Os ventos atuando sobre uma superfície líquida provocam por atrito a formação de pequenas ondulações que tendem a crescer, à medida que a velocidade do vento aumenta. O crescimento destas ondas é limitado, não podendo ultrapassar certos limites definidos fisicamente. Estes limites são impostos pela velocidade do vento, o intervalo de tempo que o mesmo está atuando e a área sobre a qual age.

Um dos principais fatores que afetam sobremaneira a dinâmica sedimentar num corpo lagunar é a interação entre as ondas e o material de fundo, já que estas são capazes de sobrelevar os sedimentos, possibilitando às correntes, mesmo aquelas de baixa intensidade, de transportá-los. Esta dinâmica é melhor entendida, através da correlação entre o potencial energético das ondas que ocorrem em determinado local e o material sedimentar transportado, podendo, desta maneira ser definida, a capacidade de transporte. As ondas num corpo d'água fechado se devem à ação dos ventos sobre a superfície, e sua interação com a massa d'água, à área sobre a qual atuam e à profundidade local. A equação básica da potência das ondas é dada por:

$$P = \frac{1}{8} \gamma H^2 C_g \quad (5)$$

onde, P é a potência em watts por metro, γ é o peso específico da água em Newtons por metro cúbico, H a altura da onda em metros e C_g a velocidade de propagação da energia na massa líquida em metros por segundo.

O caso específico, a Lagoa Mangueira representa um corpo d'água alongado, com um eixo principal na direção SW-NE, paralelo à linha de costa, com extensa pista de vento. Perpendicularmente na direção SE-NW, na região do Pontal Capivaras, a lagoa apresenta uma pista em torno de 10 Km.

Neste trabalho foi definido, com base em dados horários de ventos coletados durante cinco anos (2003 a 2007), o potencial energético das ondas que agem sobre a área, e sua capacidade de transporte de sedimentos na área onde podemos considerar o perfil ativo. A importância deste conhecimento está na contribuição deste transporte, como um dos fatores que atuam na construção e na dinâmica dos extensos pontais que se formam junto às margens.

Os dados de ondas foram coletados no período de 2007 a 2009. Foram medidos em campo com o auxílio de uma régua, cristas e cavas de um determinado número de ondas, e posterior medida de altura e período significativos das ondas. Assim calcularam-se a média das cristas, cavas, alturas de onda, e períodos para cada série de medidas em campo. As medidas de potências de ondas foram feitas com o auxílio da fórmula já citada anteriormente. Na tabela 12 podemos conferir os resultados obtidos:

Tabela 12: Tabela com dados de ondas obtidos em campo.

Data	H (m)	T (s)	Potência (W/m)
13/11/2007	0,11	1,24	14,36
26/02/2008	0,215	2,59	138,15
22/01/2009	0,12	1,49	20,54

Para calcular a altura, período e a potência das ondas escolheu-se um ponto arbitrariamente na margem da Lagoa Mangueira próximo ao Delta das Capivaras e traçaram-se as distâncias (Fig. 52), ou seja, as pistas das direções a partir deste ponto até as outras extremidades da lagoa, através da imagem obtida pelo Google earth. Na figura 52 podemos observar o traçado de nove direções preferencias de

direções de ondas. Depois calculou-se as distâncias das pistas com o auxílio da régua do próprio Google Earth (Tab. 13), e atribuída uma profundidade média de 3 m.

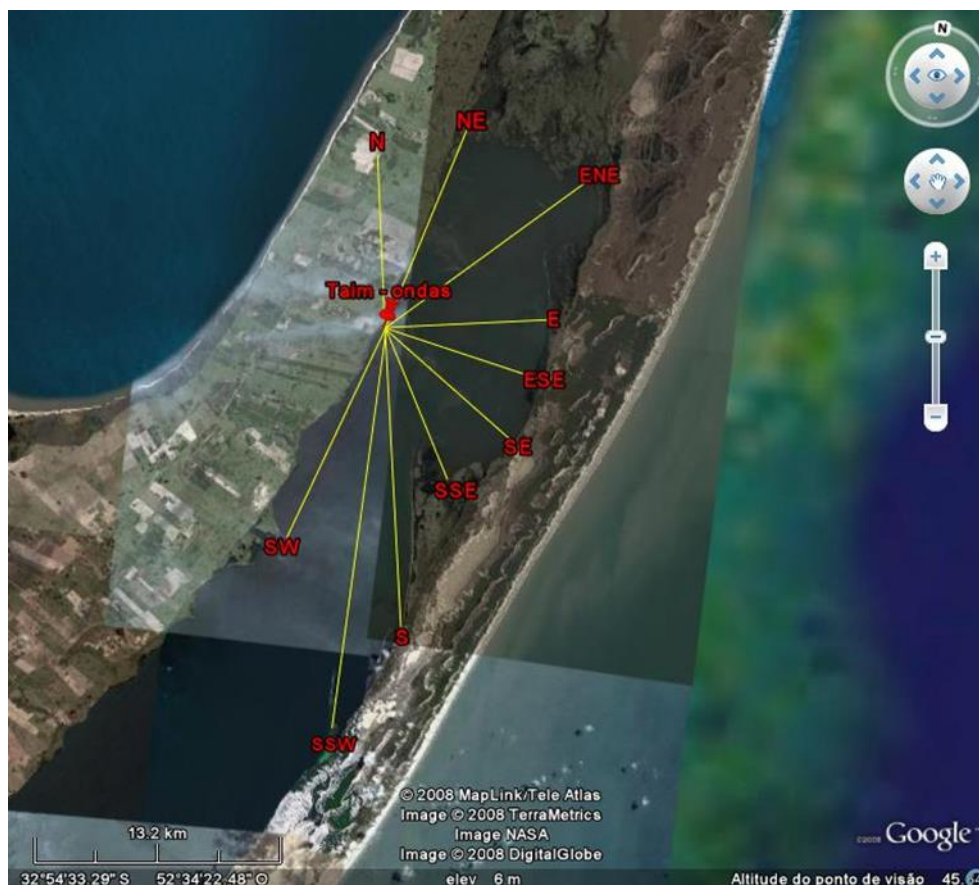


Figura 52: Imagem Google Earth utilizada para delimitar as pistas de ação dos ventos associada a geração das ondas.

Tabela 13: Extensão das principais pistas de ação dos ventos (m).

NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW
11.533	13.520	8.813	8.694	9.131	8.711	15.944	21.253	13.500

A partir desta separação pode-se calcular a altura de onda, o período e a potência para cada direção preferencial. Através da fórmula de potência (5) de ondas podemos calcular a potência das ondas geradas.

Para calcular a altura e o período das ondas usamos as fórmulas a seguir respectivamente (Coastal Engineering Research Center, 1997) (6 e 7):

$$\frac{gH}{U^2} = 0,283 t g h \left[0,53 \left(\frac{g d}{U^2} \right)^{0,75} \right] t g h \left\{ \frac{0,0125 \left(\frac{g F}{U^2} \right)^{0,42}}{t g h \left[0,530 \left(\frac{g d}{U^2} \right)^{0,75} \right]} \right\} \quad (6)$$

$$\frac{g T}{2 \pi U} = 1,20 t g h \left[0,833 \left(\left(\frac{g d}{U^2} \right)^{0,375} \right) \right] t g h \left\{ \frac{0,077 \left(\frac{g F}{U^2} \right)^{0,25}}{t g h \left[0,833 \left(\frac{g d}{U^2} \right)^{0,375} \right]} \right\} \quad (7)$$

No qual H_s = altura significativa de onda (m); T_s = período significativo da onda (s), F = extensão da pista (m); g = aceleração da gravidade (m/s^2); U = velocidade do vento (m/s) e d = profundidade (m).

Foram geradas planilhas no excel para cada direção preferencial, como por exemplo a direção SE, apresentado na tabela 14:

Tabela 14: Dados de velocidade do vento (U), extensão da pista (F), profundidade (d), altura da onda (H), período (T) e potência da onda (P) para a direção de vento SE.

U (m/s)	F (m)	d (m)	H (m)	T (s)	P (W/m)
2,90	9131,00	3,00	0,13	1,39	21,98
3,80	9131,00	3,00	0,18	1,62	48,74
4,50	9131,00	3,00	0,21	1,77	78,19
5,60	9131,00	3,00	0,27	1,98	141,64
5,90	9131,00	3,00	0,28	2,03	162,93
6,00	9131,00	3,00	0,29	2,05	170,44
6,60	9131,00	3,00	0,32	2,15	219,84
8,20	9131,00	3,00	0,39	2,38	390,26
9,30	9131,00	3,00	0,44	2,52	541,13
11,20	9131,00	3,00	0,52	2,74	864,70

Os resultados dos cálculos, anteriormente citados, mostram que os dados do dia 13/11/2007 apresentam valores de alturas de ondas (0,11 m), e período (1,24 s), com baixa energia de ondas. Em 26/02/2008 tivemos alturas de ondas também pequenas, e períodos de 2,59 s, porém gerando uma potência maior. Em 22/01/2009 foram observados maiores de altura de onda semelhante ao dia 13/11 chegando a 0,12 m e períodos de 1,49 s, com potência também semelhante.

Verifica-se também que, as maiores ondas são geradas com ventos que se alinham, com a direção SW-NE (Fig. 53), próximo ao eixo principal da lagoa. Verificou-se uma ocorrência muito forte de ventos na faixa de 3 a 6 m/s, com durações compatíveis para formações de ondas da ordem de 0,3 m de altura significativa. Portanto, podendo os trens de ondas conterem alturas máximas acima de 0,50 m.

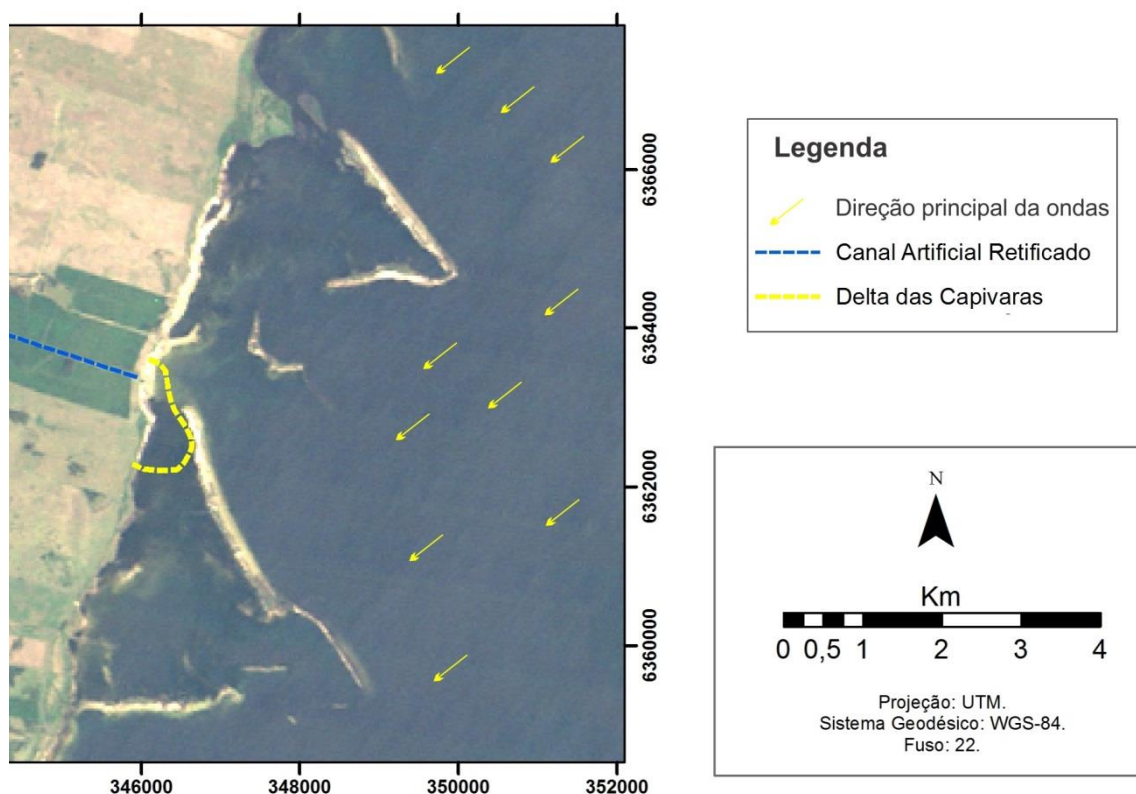


Figura 53: Direção preferencial de incidência das ondas nas adjacências do Delta das Capivaras, para uma condição de vento com direção NE, e velocidade de 3 a 6 m/s.

7.6 Interpretação das Imagens de Satélite

As imagens de satélite referentes à área de estudo foram obtidas no portal do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Optou-se por uma série temporal de 20 anos, para efeito de comparação, entre 1989 e 2009. A escolha das datas a serem amostradas foi baseada nos anos de menor índice de precipitação pluvial nos municípios de Rio Grande e Santa Vitória do Palmar, conforme Cordeiro (2010), como é possível ver nos gráficos abaixo (Fig. 54 e 55).

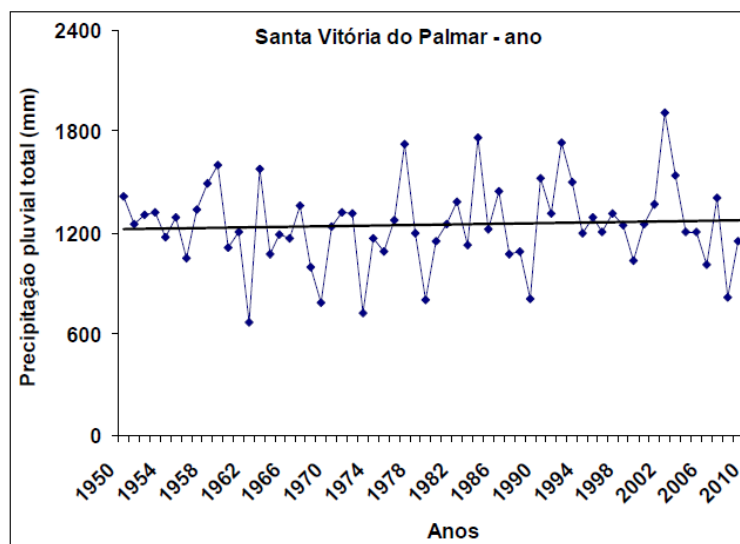


Figura 54: Precipitação pluviométrica anual do município de Santa Vitória do Palmar (Modificado de Cordeiro 2010).

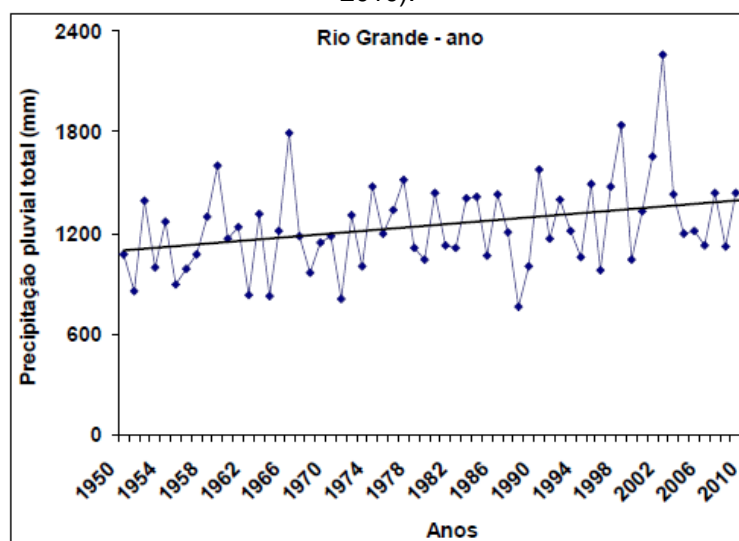


Figura 55: Precipitação pluviométrica anual do município de Rio Grande (Modificado de Cordeiro 2010).

Com base nesses gráficos, foram escolhidas as imagens com melhor visibilidade para os seguintes anos: 1987, 1989, 1990, 1991, 1998, 2001, 2007 e 2009, as quais foram obtidas em plataformas orbital Landsat 5, sensor *TM*, órbita ponto 221/83 (Fig. 56) listadas abaixo (Tab. 15):

Entretanto, em função da elevada cobertura de nuvens, não foram utilizadas aquelas de 1989 e 1990. As imagens de satélite no formato *raster* foram georreferenciadas no programa ArcGIS no Sistema de Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), com Datum WGS-84. As composições coloridas foram feitas com a ferramenta *color composite* do *arctoolBox*, também do programa ArcGIS. Foram trabalhadas com três composições coloridas de bandas, a saber: cor verdadeira R3G2B1, falsa cor R4G3B2 e composição R7G4B3 (Fig. 57). Para tal foram utilizadas as bandas 1, 2, 3, 4, e 7, apresentando todas ela resolução espacial de 30 metros.

Conforme a literatura disponível (e.g. Rosa *et al.*, 2011), esses seriam os melhores arranjos de banda para caracterizar a diferença dos alvos (geologia, solo exposto e corpos d'água).

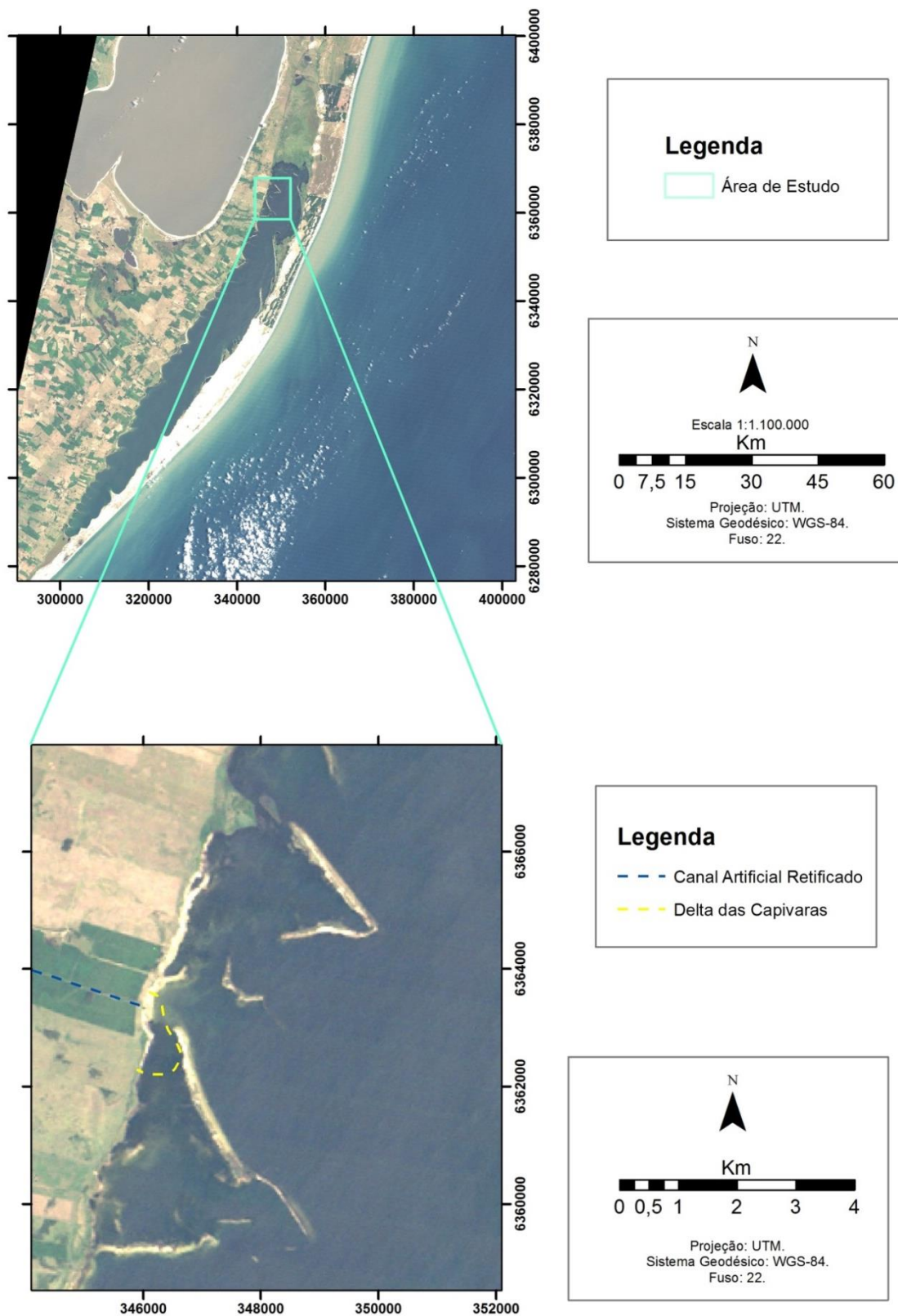


Figura 56: Imagem Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 e zoom da área de estudo no ano de 2009.

Tabela 15: Imagens LANDSAT utilizadas no estudo.

1	1987	L5TM 221/83-1987-12-13
2	1991	L5TM 221/83-1991-01-22
3	1998	L5TM 221/83-1998-09-22
4	2001	L5TM 221/83-2001-11-17
5	2007	L5TM 221/83-2007-02-03
6	2009	L5TM 221/83-2009-01-23

Ao recortar as composições coloridas e delimitar a área de estudo propriamente dita, como é possível ver na figura 56, optou-se por trabalhar com a série temporal da composição R4G3B2, a qual melhor evidenciou as diferenças entre geologia e corpos d'água, em função de seus respectivos comportamentos espectrais.



Figura 57: composições coloridas R3G2B1, R4G3B2 e R7G4B3, respectivamente.

A escolha destas bandas para a composição colorida em RGB falsa cor se deve ao fato de que conforme Silva (2009), nela os matizes de cores relacionados à vegetação apresentam-se mais perceptíveis ao intérprete, uma vez que a cor vermelha é atribuída à banda 4 (região espectral do infravermelho próximo) na qual é muito mais evidente a resposta espectral pela vegetação, e assim o foto intérprete faz uma associação direta dos matizes do vermelho com áreas providas de diferentes densidades de cobertura vegetal. Os matizes do amarelo, resultado da resposta refletida pelo solo arenoso em porcentagem maior na banda 3 (região espectral do vermelho), identificam áreas com exposição de solo, ou rocha, com reduzida cobertura vegetal. Os matizes do azul e a cor preta se relacionam à água e seu relativo conteúdo de sedimentos em suspensão.

As figuras 58, 59, e 60 apresentam composições coloridas em RGB falsa cor da área de estudo, em diferentes anos (1989, 1991, 1998, 2001, 2007 e 2009). Com o objetivo de destacar a cobertura vegetal, o solo/geologia e os corpos d'água, associou-se a banda 4 ao canal R (Red), a banda 3 ao canal G (Green) e a banda 2 ao canal B (Blue).

A fase de pré-processamento consiste na preparação dos dados de satélites para realizar a classificação, empregando-se técnicas que visam à melhoria da qualidade dos dados, destacando-se, entre outras, a correção geométrica (Crósta, 1992). Conforme Oliveira *et al.* (2005), os processamentos digitais de imagem (e.g. Aplicação Linear de Contraste, Estudo Histogramico, Transformação por Componentes Principais totais, entre outros) têm como principal objetivo melhorar e realçar as propriedades espectrais e espaciais da imagem. Por não existir um padrão de aplicação dessas técnicas é necessário testar o emprego de vários realces para posterior análise e verificação. Para as imagens Landsat/TM pesquisadas, não foram aplicadas nenhuma das técnicas mencionadas acima, pois essas visam exclusivamente à melhoria da imagem para a fase de interpretação visual e não foram necessárias. Além da georreferência, não foi preciso nenhuma correção para que se notassem variações significativas a serem interpretadas nas composições coloridas.

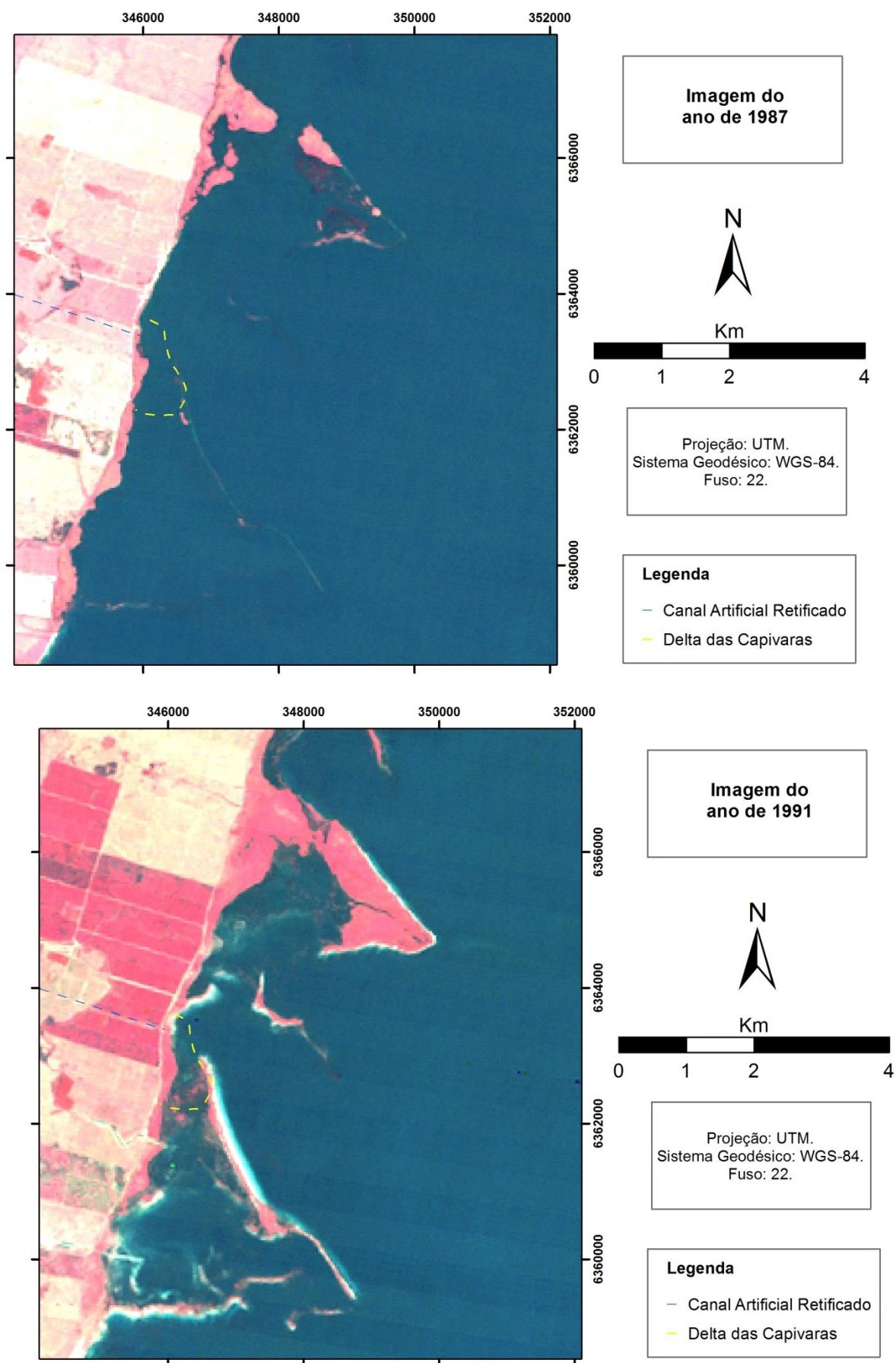


Figura 58: Série temporal das imagens Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 dos anos 1987 e 1991.

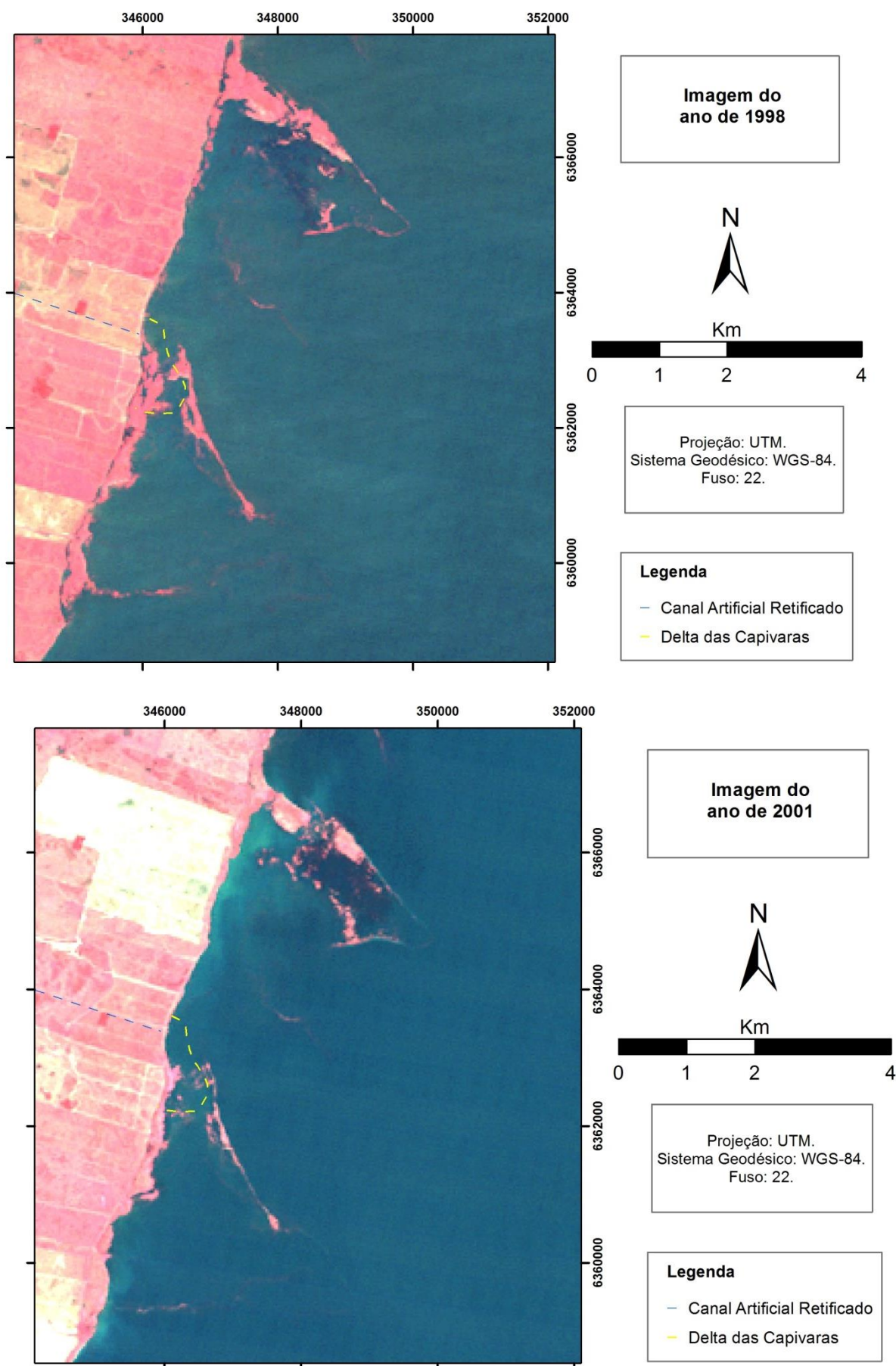


Figura 59: Série temporal das imagens Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 dos anos 1998 e 2001.

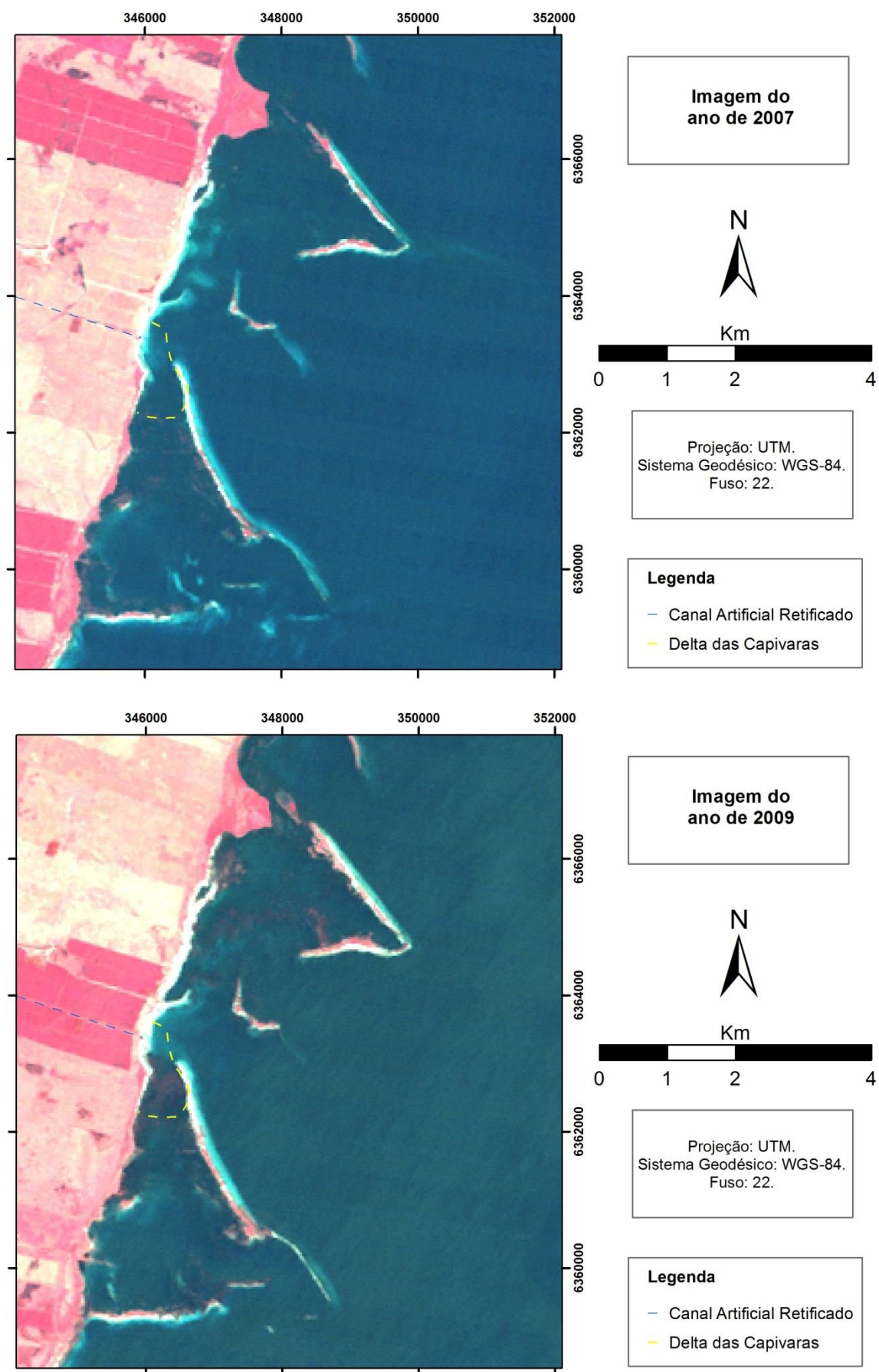


Figura 60: Série temporal das imagens Landsat 5, sensor TM, órbita ponto 221/83 dos anos 2007 e 2009.

A composição colorida falsa cor apresentou um ótimo contraste entre os limites de terra e lagoa, com colorações variando em tons de rosa e amarelo esbranquiçado na parte do continente e azul escuro na lagoa;

Os pontais, esporão e banco de areia apresentam coloração amarelo esbranquiçada, cor que representou áreas de ocorrência de areia nas imagens. A vegetação das áreas cultivadas, localizadas na porção oeste das imagens de satélite, pode ser identificada por suas formas geométricas regulares em tons de rosa. Esses tons representam qualquer área vegetada para essa composição colorida. Por fim, as águas são representadas pela cor azul.

As composições colorida e falsa-cor do Landsat 5 TM foram satisfatórias para analisar a evolução da região do Delta das Capivaras. A seguir será descrita a evolução identificada através da interpretação das imagens geradas.

Para o ano de 1987, observou-se que a área em estudo apresentava pouca vegetação de áreas cultivadas, o que indicou uma pequena atividade de orizicultura até esta data. O nível de água apresentava-se alto, como é possível de se observar nos conjuntos de pontais afogados. Mesmo com o nível alto da lagoa, foi possível identificar os Pontais do Norte e do Sul, além do banco de areia, feições que serviram para proteção e preservação do Delta das Capivaras.

Ao se analisar a imagem do ano de 1991 (Fig. 58) foi identificada mudanças interessantes na área estudada. A área com vegetação em formatos geométricos aumentou significativamente, evidenciando uma intensificação da atividade de orizicultura na região. O canal retificado, objeto deste estudo entrou em atividade, juntamente com outros seis canais (também artificiais) próximos do Delta das Capivaras. O nível de água estava baixo em relação à imagem de 1987 e próximo à linha de costa, foi observado um aumento na quantidade de vegetação. Esse aumento é mais expressivo na área do delta e na parte interna do Pontal do Sul, onde foi identificada a maior parte de aporte de sedimentos trazidos pelo canal artificial. O esporão e o banco de areia, que protegem o delta estão emersos na imagem.

As mudanças ocorridas dos anos de 1991 a 1998 foram importantes. O canal foi desativado e foi criado um novo canal ao norte do mesmo. A atividade de orizicultura aumentou muito e passou a cobrir cerca de 90% das adjacências da área de estudo. É importante ressaltar que o aumento da atividade de orizicultura (no continente) foi acompanhado do aumento da densidade de vegetação, perceptíveis tanto na área do Delta das Capivaras como na parte interna do Pontal do Sul (Santa Marta). Essas constatações evidenciam que a atividade antrópica e, principalmente, o

aumento do cultivo de arroz, proporcionaram o carreamento de fertilizantes, nutrientes, dentre outras substâncias para as áreas alagadas no continente e para a Lagoa Mangueira, acelerando o processo de eutrofização nesses locais.

Na imagem de 2001 (Fig. 59) observa-se uma diminuição das áreas de cultivo, o que representou uma redução do volume de vegetação no interior do Pontal do Sul. Essa mudança reforça ainda mais, o que foi constatado nos anos anteriores, ou seja, que a utilização de diversos produtos químicos na atividade de orizicultura, aumenta rapidamente o processo de eutrofização.

Já na imagem de 2007 (Fig. 60), uma grande mudança no cenário da região pode ser observada. A atividade de orizicultura foi interrompida nas adjacências do canal das Capivaras, ou seja, os canais artificiais foram desativados. Porém se observarmos o setor mais ao norte e ao sul da área de estudo, percebe-se que a atividade se intensificou. A desativação desses canais resultou na perda de vegetação tanto na parte interna do pontal do Sul como no próprio Pontal, que ficou marcado por areia sem vegetação. O nível de água parecia estar mais baixo e, na costa, assim como no pontal, houve um aumento na quantidade de areia. É importante salientar que esse aumento não tinha sido identificado antes na região. Se compararmos com a imagem do ano de 1991, onde o nível da lagoa estava baixo também, a área da costa estava toda vegetada, cenário que mudou em 2007, onde a vegetação diminuiu consideravelmente e a areia dominou a linha de costa, onde ficavam os antigos canais artificiais. Nesta mesma época foram realizadas as atividades de campo, que ficaram um pouco prejudicadas pela falta de atividade no canal das capivaras, dificultando medições de vazão.

A imagem de 2009 mostra a retomada da atividade de cultivo e a reativação do Canal das Capivaras. Devido ao pouco tempo representado entre os anos de 2007 e 2009, não houve grandes modificações na área de estudo, porém já é possível observar a retomada de eutrofização na parte interna do Pontal do Sul.

8. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A integração dos dados obtidos na execução da pesquisa em questão forneceram informações importantes sobre a dinâmica e morfologia do Delta das Capivaras.

No cenário de estudo, no caso a margem noroeste da Lagoa Mangueira, ocorre predominantemente deltas aluviais, que provém de drenagens adjacentes. Essas drenagens são em cerca de 80 % relacionadas à atividade de orizicultura e apenas 20

% das drenagens são naturais (baseado em imagens visuais de satélite atuais). Nesse caso temos tanto um ambiente geneticamente formado e retrabalhado pelas atividades antrópicas tanto quanto por processos naturais.

Os processos morfodinâmicos em ambientes lagunares costeiros estão diretamente relacionados às características dos sedimentos bem como à sua dinâmica natural. Por isso, além do monitoramento no local, foi feita a verificação do comportamento das ondas e correntes geradas pelos ventos e a sedimentologia de fundo, visto que estes são parâmetros fundamentais para o entendimento dos processos atuantes na área.

Segundo as imagens de satélite disponíveis, o primeiro registro da ativação do canal que abastece o Delta das Capivaras foi próximo ao ano de 1991. O Canal apresenta um comprimento aproximado de 1,4 Km e, conforme as medições de campo, o canal apresenta 4,25 m de largura na seção transversal e profundidade máxima de 1,89 m. Esse canal funciona de forma permanente, durante 24 horas por dia, em épocas de cultivo de arroz (normalmente de novembro a março). Em períodos não cultivados, o regime é intermitente, ou seja, o canal transporta apenas águas pluviais.

O canal, quando em plena atividade de funcionamento, pode ter uma coluna d'água de até 1,89 m. Neste cenário, a vazão líquida e sólida, que o canal é capaz de transportar pode chegar a aproximadamente 362.016 m³/dia e 7,44 m³/dia, respectivamente. Isto representa que em épocas de cultivo, o aporte de sedimentos transportados pelas descargas líquidas, na região do Delta das Capivaras, é bastante elevado. Vale ressaltar que os valores acima mencionados dependem das condições do canal e do manejo das comportas de controle de vazão.

O Delta das Capivaras é protegido por um banco de areia, um esporão e dois conjuntos de pontais arenosos - um conjunto ao norte do delta (Pontal do Norte) e outro ao sul (Pontal do Sul ou Pontal de Santa Marta) (Fig. 25). Cada conjunto é formado por dois pontais de diferentes orientações (NW-SE e E-W) gerados em direções opostas de deriva litorânea. Ressalta-se que, conforme foi verificado nas imagens de satélite, os pontais presentes na área não são móveis.

O banco de areia e o conjunto de pontais são de fundamental importância para a preservação do Delta das Capivaras, pois servem como barreiras contra a ação das ondas e correntes. As direções principais de incidência das ondas na Lagoa Mangueira, conforme descrito no capítulo de ondas (Capítulo 7.5) são da direção NE para SW. Cada pontal de direção NW-SE forma uma camada arenosa perpendicular à

direção dessas ondas. Na figura 61 pode ser observado o processo supracitado, ou seja, a área interna do pontal abrigada da energia das ondulações.

A utilização do aplicativo *ArcGis* (SIG) para a criação e gerenciamento de um banco de dados mostrou-se uma ferramenta adequada para filtragens, interpretação e geração de resultados em base georreferenciada. Além disso, o tratamento das imagens de satélite no SIG permitiu analisar a dinâmica e evolução da região do Delta das Capivaras nos últimos 18 anos.



Figura 61: Fotografia das faces externa e interna do pontal do sul, exposta a incidência de ondulações de NE na parte superior, e abrigada na parte inferior, respectivamente.

A sedimentologia de fundo foi realizada em períodos sazonais ao longo de dois anos de monitoramento. Os resultados dessas análises indicaram a predominância da classe textural areia. Entretanto foi observada uma anomalia próximo ao Delta das Capivaras, ao sul do canal artificial retificado. Essa anomalia ocorre próximo ao pontal de direção NW-SE (o Pontal do Sul), sendo uma mancha de sedimentos de areia com lama e lama com areia em uma área predominantemente arenosa.

Com auxílio da batimetria foi possível verificar que a parte interna dos conjuntos de pontais são mais profundas quando comparadas as profundidades mais próximas do Delta das Capivaras.

Integrando a sedimentologia e a batimetria conclui-se que a evolução do delta segue a direção Sul, em relação ao canal (Fig. 62), já que são os locais mais rasos e

que apresentam a anomalia de sedimentação mais argilosa. A interpretação proposta para essa anomalia é que esse local represente a sedimentação do prodelta. Ressalta-se que essa área interna apresenta-se bastante vegetada (Fig. 63).

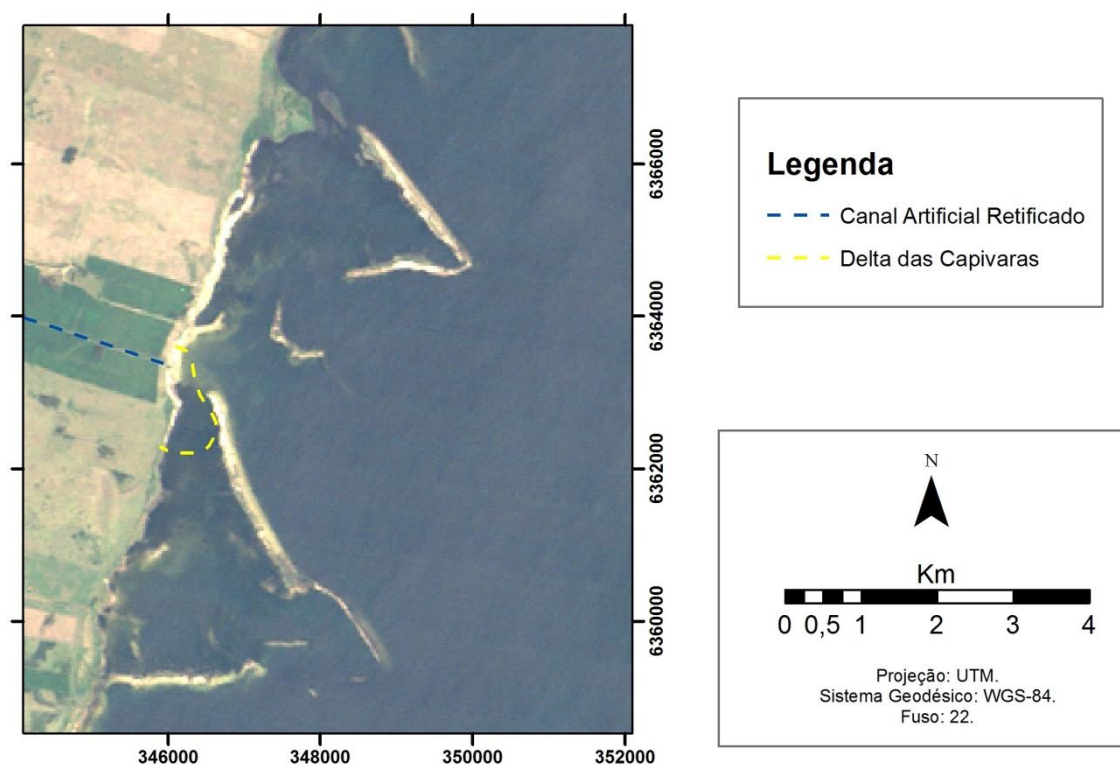


Figura 62: Localização do canal artificial e do Delta das Capivaras conforme a integração dos resultados.



Figura 63: Vegetação localizada na parte interna do Pontal do Sul (Pontal de Santa Marta).

A partir da interpretação das imagens de satélite foi possível observar que, de forma geral, nos anos de intensa atividade de cultivo de arroz, a densidade de vegetação é alta. Quando a atividade de orizicultura cessa, o quadro se modifica principalmente na área da desembocadura do canal das Capivaras, onde nota-se a substituição da vegetação por areia.

Em síntese, primeiramente os canais estavam ativados e como consequência houve um aumento na vegetação oriunda provavelmente dos elementos químicos provenientes das atividades antrópicas. Segundo Pinto (2012), a eutrofização é o enriquecimento de águas de ecossistemas aquáticos por meio do aumento de nutrientes, principalmente fósforo e nitrogênio. Esses nutrientes provocam o aumento exagerado no crescimento da vegetação. As atividades agrícolas colaboram muito para esse processo e trazem várias consequências aos corpos lagunares, como o aumento exagerado de plantas aquáticas superficiais que cobrem a superfície da água, impedindo a penetração de oxigênio e de luz solar.

Com a desativação desses canais ocorre a diminuição do aporte de nutrientes provenientes das lavouras. Como consequência, a vegetação, que protegia os sedimentos que se depositavam no ambiente deltaico foi diminuindo deixando a mostra apenas as areias subjacentes.

O processo de eutrofização é rápido, como é possível de se observar comparando as imagens de satélite dos anos de 2007 e 2009. Em dois anos de reativação da atividade de orizicultura nas adjacências do delta, já foi possível identificar um aumento significativo no crescimento vegetal na área do Delta das Capivaras. Esse fato mostra que a atividade antrópica causada pelo cultivo de arroz na Lagoa Mangueira modifica bastante as características naturais desse corpo hídrico, podendo causar uma rápida eutrofização e causando impactos na vida e dinâmica da lagoa.

Esta intensa eutrofização da lagoa acaba gerando uma quantidade significativa de matéria orgânica podendo ser preservada no registro geológico. Esse fato pode auxiliar na diferenciação de deltas gerados por canais artificiais e canais naturais, visto que a tendência é que os canais naturais não apresentem grandes quantidades de matéria orgânica.

A matéria orgânica preservada em um testemunho de um delta formado por um canal de origem antrópica, como é o caso estudado neste trabalho, foi observada nas amostras do testemunho 1 (T1), que apresentou duas camadas de turfas bem preservadas, possivelmente de épocas de intensa eutrofização da lagoa devido ao cultivo de arroz.

É importante salientar que a influência do nível de água da lagoa pode representar uma limitação da análise da imagem de satélite, porém cabe ressaltar que no ano de 1991, pode ser observado como um ano de baixo nível de água com a visualização do Pontal do Norte e do Sul totalmente emersos. Porém, observando a

linha de costa no local do delta para este ano, não é possível identificar a mesma quantidade de areia que é apresentada nos anos de 2007 e 2009.

Segundo as descrições dos testemunhos foi proposto que a sedimentação da área em estudo é representada por um sistema do tipo deltaico prográdante. Nas análises dos testemunhos, não foi possível verificar nenhuma estrutura de retrabalhamento representativa. As estruturas são predominantemente associadas a correntes unidirecionais. Ao analisar os depósitos de frente deltaica, mais susceptíveis a retrabalhamento por ondas, as amostras do testemunho 2 (T2), não apresentam tais feições, indicando que a sucessão deltaica estudada foi construída por progradações fluviais do canal artificial.

Esse fato já era esperado devido às feições arenosas que protegem o delta das ações das ondas, aliado ao resultado encontrado nos cálculos das descargas líquidas e sólidas, que mostraram que o canal transporta grandes quantidades de sedimentos e, por isso, foi considerado como o principal formador do delta.

Vale ressaltar que a ação de marés na Lagoa Mangueira é pouco representativa, não podendo ser um agente de grande interferência na formação do Delta das Capivaras. A ação das ondas, que seguem direção preferencial NE para SW, com velocidades médias de 3 até 8 m/s, poderiam interferir de forma mais ativa na formação do delta, mas com a proteção das feições arenosas, pouco atuam na sua formação. Mesmo para épocas de nível de água elevado, onde os pontais e as outras feições arenosas encontram-se submersas, a diferença da coluna de água entre o nível da lagoa e o topo dos pontais é inferior a meio metro. Ou seja, mesmo que o nível de água esteja alto a influência das ondas no Delta das Capivaras é pequena porque ele continua protegido.

Com base no que foi descrito acima, foi possível concluir que o principal agente formador do Delta das Capivaras é o canal artificial devido ao elevado aporte de sedimentos carregados para o interior da lagoa.

Segundo o modelo proposto por Cowell e Thom (1994), para classificação de deltas quanto a escala espacial e temporal, o Delta das Capivaras é classificado como um delta em escala de engenharia. Essa classificação é baseada sob as seguintes condições: o Delta das Capivaras se desenvolveu em um local inferior a 1 km (escala espacial); o desenvolvimento do delta ocorreu em um intervalo de tempo de décadas (escala temporal); e, por fim, a gênese foi controlada principalmente pelo aporte de sedimentos e, secundariamente, pela ação das ondas.

A classificação no modelo supracitado é condizente com as características da Bacia Hidrográfica do Arroio do Delta das Capivaras, que é plana e pequena, não podendo, portanto, gerar uma feição do tamanho do Delta das Capivaras, em um curto espaço de tempo. Com base nessa classificação e analisando as observações referente a BHADV, confirma-se que o delta trata-se de uma feição artificial de escala de engenharia e não geológica.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas. 2001. NBR 6.484 - Solo - Sondagens de simples reconhecimentos com SPT - Método de ensaio. ABNT/CB-002 Construção Civil. 17 p.

ANTIQUEIRA, J. A. F. 2003. **Evolução Morfológica de um Pontal Arenoso na Extremidade Sul da Laguna dos Patos – RS.** 2003. 150 f. Dissertação (Mestrado) - Oceanografia Física, Química e Geológica, Área de Oceanografia Geológica, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS.

ARAÚJO Jr., R. J. 2009. **A evolução temporal dos níveis Trópicos do açude e Epitácio Pessoa, semi-árido paraibano.** 2009. 70 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Ciências e Tecnologia Ambiental, Universidade Estadual da Paraíba, Campina Grande, PB.

BARRELL, J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, v. 23, p. 377-446. 1912.

BELTRAME, L.F.S. & TUCCI, C.E.M (org.) 1998. Estudo para avaliação e gerenciamento da disponibilidade hídrica da Bacia da Lagoa Mirim. Instituto de pesquisas Hidráulicas, UFRGS, Porto Alegre. 128p.

BATES, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. **Bull. Ams. Ass. Petrol. Geol.**, v. 37, p. 2119-2162. 1953.

BIRD, E.C.F., 1969. **Coasts: an introduction to systematic geomorphology.** Cambridge, Massachusetts: The M.I.T. Press, 245 p.

BOGÁRDI, J. L. 1972. Advances in Hydrosciense. University of Illinois, Urbana, Illinois, v.8. 1972.

BUCHMANN F. S. de C. 1997. **Banhado do Taim e Lagoa Mangueira. Evolução holocênica da Paleoembocadura da Lagoa Mirim.** 1997. 160 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

CAMARGO, J. M. 2012. **Evolução morfodinâmica e análise da estabilidade do canal do rio Itaguapé em Bertioga – SP.** 2012. 98 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, Curso de Oceanografia Geológica, Univerisade de São Paulo, São Paulo, SP.

CARTER, R. W. G., 1988. **Coastal Environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines**. London: Academic Press, 617 p.

COIMBRA, A. M.; GÓES, A. M.; YAMASOTO, J. K. 1991. Análise Granulométrica de Sedimentos. In: Apointamentos de Sedimentologia, Instituto de Geociências - USP, São Paulo.

COLEMAN, J. M. & WRIGHT, L. D. 1975. **Modern river deltas: Variability of processes and sand bodies**, in Broussard, M.L. (ed.) 1975, Deltas: Models for Exploration. Houston Geological Society, Houston Tex., p. 99-149.

COLEMAN, J. M., 1976. Deltas of Deposition and Models for Exploration. Continuing Education Publication Co., Champaign, Ill., 102 p.

COOPER, J. A. G. 1994. Lagoons and Microtidal Coasts. In: CARTER, R.W.G. and WOODROFFE, C.D. (Ed), **Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge University Press. UK, p. 219 – 266. 1994.

CORDEIRO, A. P. A. 2010. **Tendências climáticas das variáveis meteorológicas originais estimadas e das derivadas do balanço hídrico seriado do Rio Grande do Sul**. 2010. 273 f. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Agronomia, Programa de Pós-Graduação em Fitotecnia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

CORRÊA, I.C.S.; BAITELLI, R.; KETZER, J M.; MARTINS, R. 1992. Translação horizontal e vertical do nível do mar sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul nos últimos 17.500 anos A.P. **Anais. III Congresso Abequa**, Belo Horizonte, MG. p. 225-240.

COWELL P. J. and THOM, B. G., 1994. Morphodinamics of coastal evolution. In: CARTER, R. W. G and WOODROFFE, C. D. (org.), 1994. **Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodinâncics**. Cambridge: Cambridge Universite Press. p. 33 – 86. 1994.

CRÓSTA, A. P. 1992. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. Campinas: IG/UNICAMP, 170 p.

DAVIS Jr., R. A. 1992. **Depositional system: an introduction to sedimentology and stratigraphy**. Prantice Hall, Englewood Cliffs. New Jersey. Second Edition. 604 p.

DEAN R. G.; DALRYMPLE R. A. 2002. **Coastal Processes with Engineering Applications**. Cambridge University Press. 475 p.

DIAS, G.T.M., SILVA, C.G., MALSCHITZKY, I.H. & PIRMEZ, C. 1984. A planície deltáica do Rio Parnaíba do Sul- Seqüências sedimentares subsuperficiais. **Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**, RJ: v. 1. p. 98-104.

DILLENBURG, S. R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J. & TOMAZELLI, L.J. 2000. Influence of Influence Of Antecedent Topography On Coastal Evolution As Tested By The Shoreface Translation-Barrier Model. **Journal of Coastal Research**, West Palm Beach, Florida - USA, v. 16, n. 1, p. 71-81, 2000.

ESTEVES, F.A. 1998. Lagoas Costeiras: Origem, Funcionamento e Possibilidade de Manejo. In: **Ecologia das Lagoas Costeiras do Parque da Restinga de Jurubatiba e do Município de Macaé (RJ)**. Núcleo de Pesquisas de Macaé - UFRJ, Rio de Janeiro, 1998.

FIGUEIREDO JR., Alberto G.; BREHME, I. 2000. Amostragem geológica na pesquisa mineral. **Rev. Bras. Geof.** [online]. vol. 18, n. 3, p. 260-280. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2000000300006>> . Acesso em: 10 ago. 2010.

FIGUEIRÊDO, M. C. B.; TEIXEIRA, A. S.; ARAÚJO, L. F. P.; ROSA, M. F.; PAULINO, W. D.; MOTA, S.; ARAÚJO, J. C. 2007. Avaliação da vulnerabilidade Ambiental de Reservatórios à Eutrofização. **Eng. Sanit. Ambient.** Vol. 12, n. 4 – out/dez 2007. P. 399-409.

FISHER, W.L. & MCc GOWEN, J.H., 1969. **Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas**. Amer. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 53:30-54.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27. p. 3-7.

FONTOURA, J.A.S. 2004. **Hidrodinâmica Costeira e Quantificação do Transporte Longitudinal de Sedimentos não coesivos na Zona de Surfe das Praias adjacentes aos Molhes da Barra do Rio Rrande, RS, Brasil**. (Aplicação às praias do Cassino, Mar Grosso e adjacências dos Molhes Leste e Oeste da embocadura do estuário da Lagoa dos Patos). 2004. 281 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

FRITZ W.J. & MOORE J.N. 1988. Transport and Deposition by Sediment Flows. In: FRITZ, W. J. & MOORE, J. N. 1988. **Basics of physical stratigraphy and sedimentology**, John Wiley & Sons Inc., 337 p.

FRYBERGER, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. *In*: MC KEE, E.D. 1979. **A study of global sand seas**. U.S. Geological Survey, v. 1052: , p. 83-134.

GALLOWAY, W.E., 1975. **Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems**, in Broussard, M.L. (ed.), *Deltas Models for Exploration*. Houston Geological society, Houston, Tex., p. 87-98.

GALLOWAY, W.E., HOBDDAY, D.K. 1996. **Terrigenous Clastic Depositional Systems**, Springer Verlag, New York. 345 p.

GILBERT, B.K. 1885. **The topographic features of lake shores**. U.S. Geological Survey, 5th Annual Report, p. 69-123.

GODOY, J. M.; PADOVANI, C.R.; GUIMARAES, J. R. D. ; PEREIRA, J. C. A. ; VIEIRA, L. M.; CARVALHO, Z.I. ; GALDINO, S. 2002. Evaluation of the Siltation of River Taquari, Pantanal, Brazil, through 210Pb Geochronology of Floodplain Lake Sediments. **Journal Brazilian Chemistry Society**, São Paulo, v. 13, n. 1, p. 71-77. 2002

GRAF, W. H. Hydraulics of Sediment Transport. **Water Res. Publ. Ft Collins**, Colorado, 1984.

GUIMARÃES, L. S., FORNARI, M., ALMEIDA, L.E.S.B, TOLDO Jr. E., MOTTA, D.M. 2005. Distribución de los sedimentos de fondo del Lago Mangueira asociado a su evolución paleogeográfica, RS-Brasil: un estudio preliminar. In: XI Congreso Latinoamericano de Ciencias del Mar y XXV Congreso de Ciencias del Mar de Chile, 2005, Viña Del Mar. **Anais ... Viña Del Mar**, Chile. CD-ROM.

HASENACK, H. & FERRARO, L.W. 1989. Considerações sobre o clima na região de Tramandaí. **Pesquisas em Geociências**, v. 22, p. 53-70. 1989.

HILU, A. 2003. **Erosão hídrica na Bacia Hidrográfica do Rio Marumbi no Estado do Paraná**. 2003. 118 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.

HORN, F. N.O. 1988. **Geologia das folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné, Nordeste do Rio Grande do Sul.** 1988. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS..

INMAN, D.L., & NORDSTRON, C.E., 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **Journal Geol.**, v. 79, p. 1 -21. 1971.

ISLA, F. I. 1995. Coastal Lagoons. In: PERILLO, G. M. E. (Ed.) **Geomorfology and Sedimentology of estuaries.** Amsterdam: Elsevier Science , 1995. v. 53, p. 241-272. (Developments in Sedimentology).

JACKSON, N. L., NORDSTRON K. F., ELIOT, I., MASSELINK, G. 2002. “**Low Energy**” sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. *Geomorphology*, v.48, p. 147-162.

JAKOB, A. A. E. 2002. A Krigagem como Método de Análise de Dados Demográficos. In: XIII Encontro da Associação Brasileira de Estudos Populacionais. **Anais...** Ouro Preto, MG.

KJERFVE, B., & MAGILL K. 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. **Marine Geology.** v. 88, p. 187-199. 1989.

KOMAR, P.D., 1976. **Beach Processes and Sedimentation.** Englewood Cliffs, New Jersey. Prentice-Hall.

Krumbein WC. 1934. Size frequency distributions of sediments. **Journal of Sedimentary Petrology.** v.4, p. 65–77. 1934.

LA FOND, E. C. & DIETZ, R. S. 1948. New snapper type sea floor sampler. **Jour. Sed. Petrology**, v. 18, p.34-37. 1948.

LANDIM, P. M. B. 2003. **Análise estatística de dados geológicos.** 2.ed. São Paulo, SP: Editora UNESP. 253 p.

LIMA, L.G. 2004. **Perfil topo-batimétrico da Lagoa Mangueira e adjacências e a sua estratigrafia.** 2004. 115 f. Monografia (Graduação) - Curso de Oceanografia, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, RS, 115 p.

MAGLIOCCA, A. & KUTNER, A. S. 1965. Sedimentos de fundo da enseada do Flamengo, Ubatuba. **Boletim do Instituto Oceanográfico.** Universidade de São Paulo, v. 8, p. 1-15. 1965.

MANNING, R. 1891. On the flow of water in open channels and pipes. **Trans. Institution Civil Engineers of Ireland**, v. 20, p. 161-207. 1981.

MELLO, C.R.; LIMA, J.M.; SILVA, A.M.; MELLO, J.M.; OLIVEIRA, M.S. 2003. Krigagem e inverso do quadrado da distância para interpolação dos parâmetros da equação de chuvas intensas. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**. v. 27, p. 925-933. 2003.

MEYER-PETER, E., FAVRE, H., AND EINSTEIN, H. A. 1934. Neuere Versuchsergebnisse über den Geschiebetrieb. **Schweizerische Bauzeitung**, Zürich, Switzerland, v. 103, n. 13, Zürich, Switzerland, p. 147-150. 1934.

MEYER-PETER, E., AND MÜLLER, R. 1948. **Formulas for bed-load transport**. Proc., 2nd Meeting, IAHR, Stockholm, Sweden, p. 39-64. 1948.

MILLER, D.D., MCPHERSON, J. G., & COVINGTON, T.E. 1990. Fluviodeltaic reservoir, South Belridge Field, San Joaquin Valley, Califórnia. In: Barrwiss, J.H., Mcpherson, J. G., & Studlick (Eds.), **Sanstone Petroleum Reservoirs**, Springer-Verlag, New York, p. 109-130. 1990.

MIRANDA, R. B. 2011. **A influência do assoreamento na geração de energia hidrelétrica: estudo de caso na usina hidrelétrica de Três Irmãos-SP**. 2011. 117 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação e Área de Concentração em Ciências da Engenharia Ambiental, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, SP.

MIRANDA, J. I. 2010. **Fundamentos de Sistemas de Informações Geográficas**. 2. Ed. Brasília: Embrapa Informações Tecnológicas, 2010.

MOTTA MARQUES, D. TUCCI, C., CALAZANS, D., CALLEGARO, V.L., VILLANUEVA, A. 2002. O sistema Hidrológico do TAIM. In: (ed) SEELIGER, U., CARDOZZO, C., BARBOSA, F. **Os sites e o programa brasileiro de pesquisas ecológicas de longa duração**. 2002. 184 p. Belo Horizonte, MG..

NIMER, E. 1977. Clima. In: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro, p: 35-79. 1977.

OKAWA, C. M. P; MANASSÉS, E. J; NAGASHIMA, E. S. 1997. **Projeto Floresta Atlântica. Relatório Referente a Cálculo de Descarga Sólida Total Baseada em Dados Sedimentométricos**. SUDERHSA, Curitiba, PR. 1997

OLIVEIRA, L.I.M; CHAVES, J.M.; FRANÇA-ROCHA, W.J.S. 2005. Discriminação de vegetação no município de Lençóis Chapada Diamantina – Bahia. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 12., 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 4193-4200.. Disponível em: <<http://martem.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.21.19.51/doc/4193.pdf>>. Acesso em: 23 de novembro de 2011.

OTTMAN, F.C., 1967. **Introducción a la geología marina y litoral**. Buenos Aires: Editorial Universidad de Buenos Aires. 287 p.

PAZ, R.S.1985. Fatores Meteorológicos e sua influência ecológica: um exemplo no sistema estuarial da Lagoa dos Patos, RS. In: III Encontro Brasileiro de Gerenciamento Costeiro. **Anais,..** Fortaleza. CE. p. 301-311. 1985.

PHLEGER, F. B. (1969) Some general features of coastal lagoons. In Ayala-Castañeres, A. (ed.), **Lagunas Costeras, un Simposio**. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., p. 5–26.

PINTO, R. C. A. 2012. Percepção de impactos ambientais: o caso da Lagoa do Fundão no município de Formiga – Minas Gerais. 2012. 45 f. Monografia (Graduação) - Curso de Geografia (EAD), Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG.

PORTO, R.M. 2003. **Hidráulica Básica**. São Carlos, SP: EESC-USP, 4ª Edição. 519 p.

RODRIGUES, M. T.; MONTE, B. E. O.; FIALHO, W. M. B.; DINIZ, M. A.; AMORIM, R. F. C.; SILVA JUNIOR, R. S.; FRAGOSO JR, C. R. 2011. Utilização de métodos de interpolação para análise espacial pluviométrica na bacia hidrográfica do paraíba do meio: Alagoas e Pernambuco. In: V Simpósio Internacional de Climatologia. 2011. **Anais...** SIC. João Pessoa, PB.

ROSEN, P.S. 1975. Origin and processes of cusped spit shorelines. In: Cronin, L.E. (ed). 1975. **Estuarine Research**, v.2. Academic Press, New York, p. 77-92.

SANTOS, I.; FILL, H.D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. C. 2001. **Hidrometria Aplicada**. LACTEC – Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, Curitiba, PR, v. 1, 372 p.

SANTOS, I. R.; NIENCHESKI, F.; BURNETT, W.; PETERSON, R.; CHANTON, J.; ANDRADE, C. F. F.; MILANI, I. B.; SCHIMIDT, A.; KNOELLER, K. 2008. Tracing anthropogenically driven groundwater discharge into a coastal lagoon from Southern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 353, Issues 3-4, p. 275-293. 2008.

SHEPARD, F.P. 1954. Nomenclature based on silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 9, p. 62-76. 1954.

SILVA, C.G. 1987. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. 1987. 160 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.

SILVA, C.G., PATCHINEELAM, S.M., NETO, J.A.B., PONZI, V.R.A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: NETO, J.A.B., PONZI, V.R.A., SICHEL, S.E. 2004. **Introdução a Geologia Marinha**. Rio de Janeiro, RJ: Interciência, p 174-218.

SILVA, H. D. B., 2009. **Estudo do Índice de Vegetação no Município de Floresta - PE, utilizando técnicas de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto**. Universidade Federal de Rural de Pernambuco – UFRPE. Recife-PE, 2009.

SIMONS, D.B. & SENTURK, F. 1992. **Sediment Transport Technology: water and sediment dynamics**. Colorado, US: Water Resources Publications, 897 p.

SUGUIO, K. 1973. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, SP: Edgard Blucher, 317 p.

SUGUIO, K., 1992. **Dicionário de Geologia Marinha**. São Paulo, SP: T. A. Queiroz. 171 p.

TOLDO Jr., E.E. & MEDEIROS, R.K. 1986. Programa interpolador em linguagem básica para análise estatística e propriedades texturais de amostras sedimentares em computador. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, RS, v.18, p. 91-100. 1986.

TOLDO Jr., E.E., 1989. **Os Efeitos do Transporte Sedimentar na Distribuição dos Tamanhos de Grão e Morfodinâmica da Lagoa dos Patos**. 1989. 137 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

TOLDO Jr., E. E. 1994. **Sedimentação, Predição do Padrão de Ondas, e Dinâmica Sedimentar da Antepraia e Zona de Surfe do Sistema Lagunar, da Lagoa dos Patos, RS**. 1994. 178 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

TOLDO Jr., E. E. & DILLENBURG, S. R., 2000. Swash Bar Migration at the Onlet of the Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. **Journal of Coastal Research** (ICS Proceedings), p. 489-492. 2000.

TOLDO Jr., E. E.; DILLENBURG, S. R. ; CORRÊA, I. C. S.; ALMEIDA, L. E. S. B. 2000. Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Coastal Research**, West Palm Beach, FL, USA, v. 16(3), p. 816-822. 2000.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J. A. 1989. Processos Erosivos na Costa do Rio Grande do Sul, Brasil: Evidências de uma Provável Tendência Contemporânea de Elevação do Nível Relativo do Mar. In: II CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, RJ: p. 16.

TOMAZELLI, L.J. 1990. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico.** 1990. 270 f. – Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J. A., 2000. **O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira.** In: Holz, M.; De Ros, L. F. 2000. **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre, RS: CIGO/UFRGS, 444p.

TOMAZELLI, L.J. 2000. **Ambientes de Sedimentação.** Notas de aula. Curso de Geologia - UFRGS. Gráfica da UFRGS.

COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER. 1977, **Shore Protection Manual.** 3ª ed., v. 1. U. S. ARMY. Washington, D.C., USA. 485p.

VIEIRA, E.F., RANGEL, S.R.S., 1988. **Planície costeira do RS.** Porto Alegre, RS: Sagra. 256 p.

VIEIRA, S.R. 2000. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ V., V.H. & SCHAEFER, C.E.G.R. 2000. **Tópicos em ciência do solo.** Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 1-54.

VILLANUEVA, A. O. N. 1997. **Simulação de áreas de inundação dinâmicas: canais compostos e wetlands.** 1997. 125 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

VILLANUEVA, A. O. N.; MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M.; LOUZADA, J. A. 1998. Determinação de critérios de irrigación para preservação do banhado do Taim. In: XVII CONGRESO NACIONAL DEL AGUA, 1998, Santa Fe. Anais... Santa Fe, Argentina.

VILLANUEVA A. O. N., MOTTA MARQUES D., TUCCI C. E. M. 2000 The Taim wetland conflict: A compromise between environment conservation and irrigation. **Internacional Water Resources Association**, v. 25(4): p. 610–616. 2000.

VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L.J. 1989. Sea-Level changes and Holocene evolution in the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil. **Special Publ. International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary: Past-Present- Future**, São Paulo, ABEQUA, v. 1, p. 192-196. 1989.

VILLWOCK, J. A. 1994. **A Costa Brasileira: Geologia e Evolução**. Notas Técnicas v. 7, p. 38-49.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J., 1995. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul**. Notas Técnicas, n. 8, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre RS.

VON SPERLING, E. 1994. **Avaliação do Estado Trófico de Lagos e Reservatórios Tropicais**. Bio-Engenharia Sanitária e Ambiental. Encarte Técnico. Ano 11. 1994. p. 68 – 76.

WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments, **Journal Geology**. v. 30, p. 377-392. 1922.

WRIGHT, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mounts: A synteses. **Geol. Soc. Amer. Bull**, v. 88, p. 837-868. 1977.

ZENKOVITCH, V.P. 1959. On the genesis of cusplate spits along lagoon shores. **Journal of Geology**, v. 67, p. 267-277. 1959.

ZENKOVICH, V.P. 1967. **Processes of Coastal Development**. London, UK: Oliver and Boyd. 739 p.

Anexo 1:
Tabela de pontos de amostragem de
sedimentos de fundo e obtenção de cotas
batimétricas

Amostra	Fuso	X (m)	Y (m)	Cota Batimétrica (m)	Classe sedimentológica (Shepard)
P1F10	22	352219	6365443	3,7	Lama com Areia
P1F2	22	346660	6365007	1,4	Areia
P1F9	22	352064	6365444	3,8	Areia com Lama
P1F1	22	346587	6365063	1	Areia
P1F6	22	347919	6365003	2,4	Areia
P1F8	22	350913	6365351	2,55	Areia
P1F7	22	348888	6365093	2,2	Areia
P1F4	22	346746	6365037	2,5	Areia
P1F3	22	346745	6365037	0,5	Areia
P1F5	22	346847	6365056	1,1	Areia
P2F1	22	346255	6363191	0,8	Areia
P2F2	22	346457	6364891	1	Areia
P2F3	22	346513	6364669	1,3	Lama
P2F4	22	346602	6364441	1,6	Areia com Lama
P2F5	22	346807	6364393	1,3	Areia
P2F6	22	346897	6364384	0	Areia
P2F7	22	347055	6364463	1,5	Areia
P2F8	22	347366	6364271	2,2	Areia
P2F9	22	347702	6364079	2,2	Areia
P2F10	22	348610	6363699	3,1	Areia
P2F11	22	350488	6363659	3,1	Areia
P2F12	22	351367	6363777	4,8	Areia
P3F1	22	347221	6365133	1,25	Areia
P3F3	22	346682	6365556	1,9	Areia
P3F4	22	346924	6365761	1,7	Areia
P3F5	22	347083	6366002	1,8	Areia
P3F6	22	347274	6366272	1,5	Areia
P3F8	22	347737	6366482	1,8	Areia
P3F9	22	348223	6367715	1,8	Areia
P3F10	22	348445	6369263	2,3	Areia
P3F12	22	348612	6368863	1,9	Areia
P4F2	22	346488	6365358	1,5	Areia
P4F7	22	347583	6366265	0,7	Areia
P4F11	22	348881	6369049	2,7	Areia
P4F1	22	346701	6365007	1	Areia com Lama
P4F2	22	346736	6363608	1,2	Areia
P4F3	22	346465	6362254	1,2	Areia
P4F4	22	345980	6361525	0,4	Areia
P4F5	22	345964	6361486	0	Areia
P4F6	22	345978	6361422	1	Areia
P4F7	22	346959	6361522	0,8	Areia
P4F8	22	347014	6361142	0,4	Areia
P4F9	22	347202	6361346	0	Areia
P4F10	22	346979	6364250	0,2	Areia
P4F11	22	346997	6364267	0	Areia
P4F12	22	347060	6364289	0,4	Areia

ANEXO I

Título: MORFODINÂMICA DE UM DELTA ARTIFICIAL NA MARGEM OESTE DA LAGOA MANGUEIRA-RS

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: Lisiane Silva Guimarães

Orientador: Prof. Dr. Luiz Emílio Sá Brito de Almeida

Examinador: Profa. Dra. Amanda Cristina Pires

Data: 11 de fevereiro de 2014

Conceito: A - Excelente

PARECER

Esta tese consiste numa boa contribuição aos estudos de deltas artificiais, cada vez mais frequentes devido às demandas da nossa sociedade.

A caracterização da morfodinâmica do delta artificial das Capivaras e seu enquadramento constituem um trabalho inédito a partir dos dados de sedimentologia, de vazões líquidas e sólidas, de batimetria, de ondas e de ventos produzidos pela primeira vez neste sistema.

A fundamentação teórica é condizente com os dados obtidos e tudo é retomado na interpretação, assim como os objetivos, que foram plenamente atingidos a partir da metodologia adequadamente proposta. A estrutura do texto é boa na forma como é apresentada a metodologia juntamente com resultados obtidos, facilitando a leitura, que se deve também a boa linguagem, boa redação do texto.

Algumas considerações que poderiam ter deixado o trabalho ainda melhor podem ser levantadas.

Na caracterização do uso do solo se faz necessário um mapa a fim de compreender a área de cultivo de pinus e eucalipto.

Alguns dados das fórmulas empíricas utilizadas não estão bem apresentados, como por exemplo, o coeficiente de rugosidade de Manning, constante que foi determinada neste trabalho com a fórmula da vazão líquida ($Q_{líquida}$); e a velocidade média de escoamento (U), que foi determinada a partir da fórmula da rugosidade do leito.

A parte das ondas (item 7.5) é de difícil compreensão, levanta-se algumas considerações:

- A obtenção de muitos dados não está clara no texto, como da velocidade de propagação da energia de massa líquida (C_g);
- O período de coleta de dados dos ventos é de 2003 a 2008, e não até 2007. Há uma superposição justamente neste ano, quando também foram obtidos dados diretos de ondas. Isso deveria ter sido melhor discutido.
- A altura da onda está representada de três formas diferentes no texto e nas fórmulas empíricas: H , H_s e h , assim como o período significativo da onda: T_s , t .
- Por fim, os dados das direções preferências dos ventos não estão na tese e o exemplo escolhido para apresentação no texto não é o mais importante (direção SE);

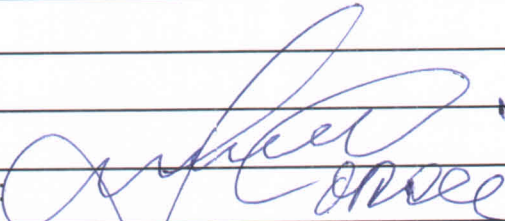
Algumas discussões um pouco extensas principalmente aquelas que demandam a

exposição de alguma ilustração deveriam ter sido apresentadas ainda juntamente com os resultados. Isso deixou o capítulo das discussões finais e conclusões extenso e inadequado, com a apresentação de dados (ilustrações).

Observações ao longo do texto:

1. No resumo, página 1 (último parágrafo, penúltima linha) e nas conclusões, página 100 (3º parágrafo, 5ª linha), o cultivo de arroz é a atividade antrópica, e não o cultivo de arroz causa a atividade antrópica;
2. A descrição de um local, na 1ª linha da página 2, item resumo, deveria ser em área, ao invés de uma unidade linear;
3. Na página 36, primeiro parágrafo, 6ª linha, no lugar de esgoto residência, lê-se efluentes domésticos;
4. Na página 39, no 1º parágrafo do item 5.1, a referência Villwock, 1994 deve ser feita logo depois de sistemas lagunares, pois este trabalho referido posteriormente é da Lisiane Guimarães;
5. Na página 45, 1º parágrafo, 3ª linha, no lugar de “Bacia Hidrografia do Arroio do Delta das Capivaras” a sugestão é “Microbacia do Arroio das Capivaras”;
6. Na página 61, figura do fluxograma, lê-se ϕ no lugar de f.

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“MORFODINÂMICA DE UM DELTA ARTIFICIAL NA MARGEM OESTE DA LAGOA MANGUEIRA – RS”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: LISIANE SILVA GUIMARÃES	
Orientador: Prof. Dr. Luiz Emilio Sá Brito de Almeida Co-Orientador: Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.	
Examinador: Iran Carlos Stalliviere Corrêa	
Data: 11 de fevereiro de 2014	
Conceito: B (BOM)	
PARECER:	
A Tese encontra-se bem elaborada, necessitando apenas de uma boa correção ortográfica. Muitas das citações bibliográficas do texto não aparecem nas referências bibliográficas e vice-versa.	
Foi-me enviada uma lista de correções relacionadas a número das figuras, as quais não farei menção neste parecer.	
Pag.13 – A referência (Bird,2000) não consta da bibliografia;	
Pag.15 – A referência (Villwock et al. 1995) não consta da bibliografia;	
Pag.20 – Na legenda da Fig.4 falta referência ao perfil A-A1;	
Pag.25 - A referência (Fiscer et al, 1969) não consta da bibliografia;	
Pag.29 – O termo correto é Suguio e não Suguuiu;	
Pag.34 – Quinta linha em vez de figura 15 deve ser figura 16;	
Pag.37 - A referência (Sperling, 1994) não consta da bibliografia;	
Pag.39 – No último parágrafo é representadas as coordenadas em UTM. Toda vez que se fizer referência a uma coordenada UTM deve-se informar a qual meridiano central está referenciada;	
Pag.40 – No quinto parágrafo a referência deve ser Corrêa et al (1992);	
Pag.42 – A figura 19 não informa o Meridiano Central das Coordenadas;	
Pag.43 – A figura 20 não apresenta coordenadas de localização;	
Pag.44 – A figura 21 não informa o Meridiano Central;	
Pag.46 e 47 – A figura 23 e 24 não apresenta coordenadas;	
Pag.50 e 55 - A referência (Vieira,1988) e (Jacok, 2002) não constam da bibliografia;	
Pag.58 - A referência (Figueiredo Jr. Et al,2000) não consta da bibliografia;	
Pag.66 – O valor do comprimento do T1 deve ser 2,49m e não centímetros;	
Pag.76 - A referência (Meyer-Peter, 1934) não consta da bibliografia;	
Pag.77 – Na figura 45, no texto da legenda, diz que o mesmo se localiza na figura 38 o que está incorreto. Deveria ser figura 43;	

Pag.80 - A referência (Guimarães, 2005) não consta da bibliografia;	
Pag.80 – Na quarta e quinta linha deve-se indicar os quadrantes das coordenadas “S” e “W”;	
Pag.84 – A tabela 12 apresenta dados médios, no que suponho. Seria bom apresentar a tabela com os dados de campo para se saber quantas medidas foram efetuadas e se foram iguais em todas as datas. Na última linha da página corrigir figura 46 para figura 52;	
Pag.86 – Seria bom apresentar todas tabelas de todas as direções para se ter uma ideia melhor dos resultados; No último parágrafo “as ondas são geradas por ventos SW-NE” não seriam NE-SW?	
Pag.92 a 94 – Em referência as figuras 58,59 e 60, seria bom indicar o mês em que as imagens foram obtidas, pois com a falta desta informação é difícil correlacionar uma imagem com as outras, pois estas poderiam estar relacionadas a período de verão e a outra a de inverno.	
Pag.97 – No quinto parágrafo é dito que o delta das Capivaras é protegido por um banco de areia, um espigão e dois pontais. Qual a origem destas formações?	
Pag.103 - Nas referências bibliográficas são citados autores que não aparecem no texto tais como: Antiquera (2003); Fischer & Gowen (1969); Godoy et al (20020); Manning (1981); Santos et al (2001); Toldo & Dillenburg (2000); Tomazelli & Villwock (1989); Vieira & Rangel (1988) e Von Sperling (1994).	
A tese apresenta-se bem desenvolvida. Os objetivos propostos foram plenamente atingidos, desenvolvendo o modelo evolutivo do delta das Capivaras, bem como sua sedimentologia, o padrão de ondas e correntes e sua classificação como um delta artificial. Entretanto a autora podia ser mais audaz propondo uma origem e desenvolvimento dos bancos, espigões e pontais presentes na desembocadura de dito delta.	
Com base na leitura e informações obtidas da tese, considero a candidata aprovada na defesa de sua TESE.	
O conceito final da Tese de Doutorado é “B” (Conceito BOM)	
Assinatura: 	Data: 11/02/2014
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I

Título: **MORFODINÂMICA DE UM DELTA ARTIFICIAL NA MARGEM OESTE DA LAGOA MANGUEIRA - RS**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **LISIANE SILVA GUIMARÃES**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Emilio de Sá Brito de Almeida

Examinador: **Cristine Lenz**

Data: 11.02.2014

Conceito: **A**

A tese é de grande qualidade científica, apresentando vários resultados acerca da morfodinâmica de formação de um delta artificial e impactos causados pela atividade arroseira na região de estudo. Os objetivos foram plenamente atingidos.

Cristine Lenz

Profa. Dra. Cristine Lenz
UFS