



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**TESE DE DOUTORADO**

**MORFOLOGIA E ANÁLISE DA SUCESSÃO DEPOSICIONAL DO  
VALE INCISO QUATERNÁRIO DE MARAPANIM, NORTE DO  
BRASIL**

---

**Tese apresentada por:**

**CLÉA ARAÚJO DA SILVA**

**BELÉM  
2009**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

S586m Silva, Cléa Araújo da  
Morfologia e análise da sucessão deposicional do vale inciso  
Quaternário de Marapanim, Norte do Brasil / Cléa Araújo da Silva. –  
2009  
xvi, 157 f. : il.

Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em  
Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Pará, Belém, 2009.

Orientador: Pedro Walfir Martins e Souza Filho.

1. Geologia estratigráfica - Quaternário. 2. Morfologia. 3.  
Preenchimento de vale inciso. 4. Estuário de Marapanim (Pará). I.  
Universidade Federal do Pará. II. Souza Filho, Pedro Walfir Martins  
e, *orient.* III. Título.

CDD 21. ed.: 551.7098115

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**MORFOLOGIA E ANÁLISE DA SUCESSÃO  
DEPOSICIONAL DO VALE INCISO QUATERNÁRIO DE  
MARAPANIM, NORTE DO BRASIL**

TESE APRESENTADA POR

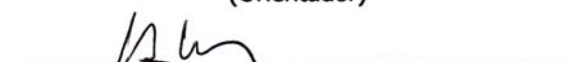
**CLÉA ARAÚJO DA SILVA**

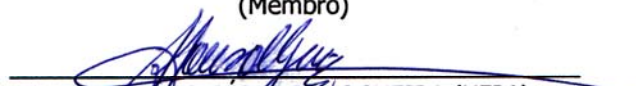
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em  
Ciências na Área de GEOLOGIA.


Data de Aprovação **03/11/2009**

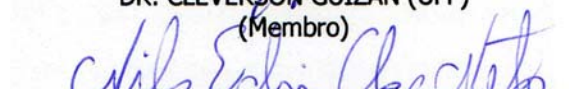
Comitê de Tese:

  
DR. PEDRO WALFIR M. E SOUZA FILHO (UFPA)  
(Orientador)

  
DR. HELENICE VITAL (UFRN)  
(Membro)

  
DR. AFONSO CÉSAR R. NOGUEIRA (UFPA)  
(Membro)

  
DR. CLÉVERSON GUIZAN (UFF)  
(Membro)

  
DR. NILS EDVIN ASP NETO (UFPA)  
(Membro)

Belém

*Aos meus pais e irmãos,  
Amilcar e Ian  
Por compartilharem esta vida comigo.*



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por dar sentido à minha existência.

Gostaria de expressar minha gratidão a todos que contribuíram com o presente trabalho: corpo administrativo das instituições, pesquisadores, professores, bolsistas de iniciação científica, técnicos de laboratório e campo, enfim colegas que tornaram este trabalho menos árduo e mais prazeroso.

Devo agradecimentos às instituições que viabilizaram a realização deste trabalho:

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pela oportunidade em desenvolver o presente trabalho e pela infra-estrutura laboratorial disponibilizada, bem como, aos docentes pelo conhecimento e experiência compartilhados no transcorrer do doutorado.

À CAPES e ao CNPq pela concessão de bolsa de doutorado que possibilitou a dedicação exclusiva ao desenvolvimento da tese, além da concessão de auxílio de taxa de bancada que permitiu a manutenção das atividades necessárias ao pleno desenvolvimento do projeto de tese.

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, nas pessoas do Dr. Werner Trunckenbrodt, Dr. Afonso Nogueira, Dr. Rômulo Angélica e Dr. Pedro Walfir Souza Filho, por disponibilizar a infra-estrutura dos laboratórios de Sedimentologia, Difração de Raios X e Análise de Imagem do Trópico Úmido.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi através de seus diretores Dr. Peter Mann de Toledo e Dra. Ima Célia Vieira pelo apoio no desenvolvimento deste trabalho através de parcerias em projetos de pesquisa, suporte aos trabalhos de campo e acesso aos laboratórios de Microscopia Eletrônica de Varredura (Dr. Hilton Costi), Unidade de Análises Espaciais (MSc. Jorge Gavina), Sedimentologia (MSc. Amilcar Mendes) e Microscopia (Dra. Maria Inês Ramos).

À Petrobras pelo suporte financeiro ao projeto PIATAM mar que tornou possível a execução de trabalhos de campo e análises laboratoriais.

À Rede Petrorisco (CT-PETRO/FINEP-CNPq) através dos pesquisadores Dr. Venerando Amaro e Dra. Helenice Vital, que não mediram esforços para viabilizar a vinda de equipamentos geofísicos para a realização de trabalho de campo.

Ao Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá, Centro de Pesquisas Aquáticas pelo empréstimo de equipamentos utilizados no levantamento batimétrico.

Ao projeto “Ecosistemas Costeiros Amazônicos” (PNOPG/CNPq), coordenado pela Dra. Maria Thereza Prost, pelo suporte financeiro para a realização das primeiras coletas de informações utilizadas no presente trabalho.

Às pessoas que não mediram esforços para contribuir para o êxito deste trabalho:

Ao Prof. Dr. Pedro Walfir M. e Souza Filho que se prontificou em orientar o projeto de doutorado e, especialmente, pelo apoio e respeito na minha escolha do tema e área geográfica de trabalho. Além de valioso auxílio em trabalhos de campo e discussões que suscitaram questões que tentamos responder no presente trabalho e aprendizados que serão levados para a minha vida profissional. Agradeço, ainda, pelas oportunidades de pesquisa, críticas, elogios e amizade demonstrados ao longo dos últimos 22 anos.

Ao Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa (UFBA/Laboratório de Estudos Costeiros), co-orientador deste trabalho, pelas sugestões durante a fase de preparação do projeto de tese, bem como pela valiosa revisão na redação final dos trabalhos submetidos para publicação.

Aos Membros da Banca de Exame de Qualificação, Dra. Helenice Vital (UFRN), Dr. Afonso Nogueira (UFAM, UFPA) e Dr. Werner Truckenbrodt (UFPA), bem como ao Dr. Cléverson Guizan (UFF/LAGEMAR) e Dr. Nils Edvin Asp Neto (UFPA), que se juntaram ao comitê de avaliação final da tese. Agradeço por terem aceitado em contribuir para a melhoria deste trabalho.

Meu especial agradecimento ao Professor Dr. Werner Truckenbrodt, exemplo de dedicação à formação acadêmica e de que ciência se faz com muito trabalho, ética e partilha do conhecimento. Obrigada pelas correções minuciosas e considerações ao meu trabalho, bem como, por suas aulas que despertaram o interesse de muitos pela geologia sedimentar. Minha reverência!!

Ao Dr. José Augusto Corrêa e Dr. Jean Michel Lafon, coordenadores do PPGG, pelo empenho na viabilização deste trabalho. Bem como, à Cleida Freitas pelo carinho e dedicação.

Ao Dr. Marcelo Cohen pelo empréstimo de equipamentos de sondagem que permitiu a coleta de testemunhos, além de treinamento para preparação de amostras, identificação e interpretação de dados palinológicos.

Ao Dr. Karl Statteger (Christian Albrecht Universität zu Kiel, Institute of Geosciences, Kiel) e Dr. P. M. Grootes (Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung Christian-Albrechts-Universität, Kiel) por viabilizarem as datações por radiocarbono.

Aos pesquisadores MSc. Márcio Sousa (IEPA/Centro de Pesquisas Aquáticas), Dr. José Gouvêa Luiz e MSc. Alberto Leandro (UFPA/Instituto de Geofísica) pelo empenho nos levantamentos e auxílio na interpretação de dados geofísicos.

Aos companheiros imprescindíveis em todas as etapas de campo: Afonso Quaresma (UFPA), Lucivaldo (MPEG), Josué Monteiro (morador de Algodual) e Nilton (barqueiro em Marudá). Agradeço a dedicação, por não medirem esforços em tornar possível o levantamento de dados para este trabalho. Os agradecimentos são extensivos também aos geólogos Suzan Rodrigues, Fabrício Gonçalves e Ronaldo Paiva, bem como ao oceanógrafo Gustavo Miranda.

Aos amigos da Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia do Museu Goeldi. Agradeço pela oportunidade em participar de projetos de pesquisa, em compartilhar seus laboratórios, salas, equipamentos, livros, conhecimentos e amizade. Meu mais sincero carinho aos meus amigos Dona Maria, Seu Oscar, Paulo Sarmento, Márcia Reis, Josie Santos, Lourdes Ruivo, Jorge Gavina, Marcelo Thalês, Arlete Almeida, Dilce Rossetti (INPE), Heloisa Moraes, Silvia França (CETEM), Dirse Kern, Rafael Nascimento (*in memoriam*), Amilcar Mendes, Bia Sales e Francisco Berrêdo. Em especial à Dra. Maria Thereza Prost pela oportunidade na pesquisa em seu grupo de estudos costeiros, por acreditar na minha competência, por suas palavras encorajadoras, seu carinho e amizade.

Aos parceiros de laboratório, Priscilla Almeida, Clarisse Smith, Socorro Progene, Josiane Torres e Silvio Eduardo, pela colaboração nas análises laboratoriais.

Aos companheiros do Laboratório de Análise de Imagens do Tropicó Úmido (LAIT/UFPA): Paulo, Francisco Costa, Carlos Bessa, Glenda e Karla. E aos colegas de laboratório, escritório e copa do CCTE/Museu Goeldi: Jackson, Emídio, Otílio, Aderson, Maridalva, Sue e Messiana, pelas conversas e troca de experiências.

Finalmente, sou eternamente grata aos meus amigos e familiares pelo encorajamento e apoio sem os quais não conseguiria concluir mais essa jornada.

*“Quem, de três milênios,  
Não é capaz de se dar conta  
Vive na ignorância, na sombra,  
À mercê dos dias, do tempo.”*

Johann Wolfgang von Goethe

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	viii
SUMÁRIO	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xiii
RESUMO	1
ABSTRACT	2

<b>CAPÍTULO 01. CONSIDERAÇÕES INICIAIS</b>	3
1.1. INTRODUÇÃO	4
1.2. OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE	5
1.3. ÁREA DE ESTUDO	5
1.4. SISTEMA DEPOSICIONAL ESTUARINO	7
1.4.1. Características morfológicas e sedimentológicas	8
1.4.2. Processos físicos dominantes	9
1.4.2.1. Estuários dominados por maré	12
1.4.2.2. Estuários dominados por onda	15
1.5. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS DEPOSICIONAIS COSTEIROS E MARINHOS	19
1.5.1. Hierarquia dos ciclos estratigráficos	19
1.5.2. Fisiografia da bacia	21
1.5.3. Nível do mar	22
1.5.4. Espaço de acomodação	22
1.5.5. Arquitetura estratigráfica costeira	23
1.5.5. Incisão fluvial	24
1.5.6. Tratos de sistemas deposicionais	25

<b>CAPÍTULO 2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO</b>	28
2.1. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA	29
2.2. EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES	31
2.3. VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO	34

<b>CAPÍTULO 3. MORFOLOGIA E DEPÓSITOS SEDIMENTARES DO RECENTE</b>	38
---	----

**Morphology and modern sedimentary deposits of a macrotidal estuary: Marapanim river, northern brazil.** Special Issue Continental Shelf Research – Proceedings Mud Deposit in coastal Areas, 13-17 November 2006 Porto Alegre, Brazil

1. Introduction	39
2. Study area	40
3. Material and methods	41
4. Hydrodynamic regime	41

4.1. Nearshore wave regime.....	41
4.2. Tidal regime.....	41
<b>5. Morphologic patterns.....</b>	<b>41</b>
5.1. Coastal plain dominion.....	41
5.1.1. Paleodune unit.....	41
5.1.2. Beach ridge strandplain unit.....	41
5.1.3. Recent coastal dune unit.....	42
5.1.4. Macrotidal sandy beach unit.....	42
5.1.5. Small lake unit.....	42
5.2. Estuarine plain dominion.....	42
5.2.1. Estuarine channel.....	42
5.2.2. Tidal creeks.....	44
5.2.3. Estuarine floodplain.....	44
5.3. Alluvial plain dominion.....	45
5.3.1. Meandering channel.....	45
5.3.2. Channel deposits.....	45
5.3.3. Overbank deposits.....	45
5.3.4. Channel-fill deposits.....	45
<b>6. Morphostratigraphic units and sedimentary facies distribution patterns.....</b>	<b>45</b>
6.1. Coastal plain.....	45
6.1.1. Beach ridge strandplain unit / Ripple bedding and tabular cross-bedding sand facies.....	45
6.1.2. Paleodune unit / Planar bedding and tabular cross-bedding sand facies.....	45
6.1.3. Recent Dune Unit / Tangencial tabular cross-bedding sand facies.....	45
6.1.4. Macrotidal Sandy beach unit/ Wave-ripple bedding and longitudinal cross-bedding sand facies.....	45
6.2. Estuarine funnel segment.....	45
6.2.1. Salt marsh unit / Flaser and lenticular bedding sand/mud interlayer facies.....	45
6.2.2. Tidal sandflat unit / Ripple bedding and tabular cross-bedding sand facies.....	45
6.2.3. Tidal mudflat unit / Parallel lamination mud facies.....	45
6.2.4. Tidal sand bar unit / Wavy and flaser bedding sand facies.....	47
6.2.5. Tidal mud bar unit / Lenticular and tidal bedding mud facies.....	48
6.3. Meandering segment.....	48
6.3.1. Sand point bar unit / Ripple bedding and wavy bedding sand facies.....	48
6.3.2. Mud point bar unit / Tidal bedding mud facies.....	48
6.4. Upstream tidal channel.....	48
6.4.1. Paleochannel unit / Bioturbation mud facies.....	48
6.4.2. Freshwater marsh unit / Parallel lamination clay/silt facies.....	48
6.5. Alluvial plain.....	49
6.5.1. Floodplain unit / Massive mud facies.....	49
<b>7. Sedimentary processes and facies distribution patterns.....</b>	<b>49</b>
<b>8. Conclusions.....</b>	<b>50</b>
<b>Acknowledgements.....</b>	<b>50</b>
<b>References.....</b>	<b>50</b>

**CAPÍTULO 4. MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE FUNDO EM AMBIENTE DE ENERGIA MISTA ENTRE ONDAS E MACROMARÉS..... 52**

**Estuarine funnel morphology and distribution of sediments in a mixed-energy coastal environment at Marapanim, on the Brazilian Amazon Coast.** Artigo submetido à Revista Marine Geology

<b>Abstract</b> .....	54
<b>1. Introduction</b> .....	56
<b>2. Regional setting</b> .....	57
<b>3. Study area</b> .....	60
3.1. <i>The Marapanim Estuary</i> .....	63
<b>4. Methods</b> .....	66
<b>5. Results</b> .....	67
5.1. <i>Bottom Morphology and Sediments</i> .....	67
5.1.1. <i>Inner estuarine funnel</i> .....	68
5.1.2. <i>Middle estuarine funnel</i> .....	69
5.1.2. <i>Outer estuarine funnel</i> .....	70
5.2. <i>Sediment Mineralogy</i> .....	75
5.2.1. <i>Heavy minerals</i> .....	75
5.2.2. <i>Clay minerals</i> .....	79
<b>6. Discussion</b> .....	80
6.1. <i>Spatial distribution and provenance of minerals</i> .....	80
6.2. <i>Morphology and surface sedimentary deposits</i> .....	81
<b>7. Conclusions</b> .....	84
<b>Acknowledgements</b> .....	85
<b>References</b> .....	85

## **CAPÍTULO 5. MODELO DE FÁCIES E SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DO VALE INCISO DO ESTUÁRIO DE MARAPANIM** 92

**Modelo deposicional de preenchimento de um vale inciso Quaternário, estuário de Marapanim, Norte do Brasil.**

Artigo será reformulado e submetido à revista especializada

<b>Resumo</b> .....	93
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	93
<b>2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO</b> .....	95
<b>3. VARIACÃO QUATERNÁRIA DO NÍVEL RELATIVO MAR</b> .....	97
<b>4. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	98
<b>5. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	99
<b>6. ASSOCIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO FACIOLÓGICA</b> .....	103
6.1. <i>DESCRIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES</i> .....	103
6.1.1. <i>Canal fluvial (CF)</i> .....	103
6.1.2. <i>Duna e interduna (D/I)</i> .....	106
6.1.3. <i>Baía estuarina (BE)</i> .....	106
6.1.4. <i>Meandros de maré/barra em pontal (MM/BP)</i> .....	109
6.1.5. <i>Barra arenosa de submaré (BAS)</i> .....	109
6.1.6. <i>Planície aluvial/pântano de água doce (PA/PAD)</i> .....	113
6.1.7. <i>Planície de maré (PM)</i> .....	113
6.1.8. <i>Planície lamosa/manguezal (PL/M)</i> .....	113
6.1.9. <i>Praia de macromaré /dunas (PM/D)</i> .....	114
6.2. <i>INTERPRETAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES</i> .....	114
<b>7. MODELO DE PREENCHIMENTO DO VALE INCISO DE MARAPANIM</b> .....	118
<b>8. ANÁLISE DA SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA</b> .....	123
<b>9. CONCLUSÕES</b> .....	125

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	127
<b>REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....</b>	127
<b>CAPÍTULO 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	136
<b>CAPÍTULO 7. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....</b>	139



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	p.
<b>CAPÍTULO 1</b>	
Figura 1 - Imagem Landsat-7 ETM+ da área de estudo.....	6
Figura 2 - Classificação dos estuários (Reinson, 1992).....	9
Figura 3 - Classificação de ambientes costeiros associados a estuários segundo Dalrymple et al. 1992).....	10
Figura 4 - Modelo evolutivo de canais costeiros mostrando diferentes padrões de preenchimento para sistemas dominados por onda e maré..	11
Figura 5 - Características físicas de estuários dominados por maré.....	13
Figura 6 - Distribuição dos ambientes sedimentares em estuários dominados por maré.....	13
Figura 7 - Transporte sedimentar em estuários dominados por maré .....	14
Figura 8 - Características físicas de estuários dominados por onda.....	16
Figura 9 - Distribuição dos ambientes sedimentares em estuários dominados por ondas.....	17
Figura 10 - Modelo conceitual da dinâmica sedimentar em estuários dominados por onda	18
Figura 11 - Hierarquia dos ciclos estratigráficos.....	20
Figura 12 - Arquitetura deposicional em função do volume de acomodação e da taxa de suprimento sedimentar.....	24
Figura 13 - Seção longitudinal para um sistema de vale inciso mostrando a distribuição dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas.....	26
<b>CAPITULO 2</b>	
Figura 1 - Arcabouço tectônico da Margem Equatorial Norte Brasileira.....	29
Figura 2 - Coluna estratigráfica da costa norte do Brasil.....	32
Figura 3 - Fisiografia e arcabouço geológico da costa norte brasileira.....	34
Figura 4 - Carta geoidal do Brasil.....	35
Figura 5 - Modelo evolutivo do sistema de barreiras transgressivas da planície costeira de Bragança.....	37
Figura 6 - Curvas para o nível do mar (NM) para os últimos 6.000 anos na costa atlântica da América do Sul.....	37

### **CAPÍTULO 3**

Figura 1 - Morphologic realms of the Marapanim River (coastal, estuarine and alluvial plains) and the sampling positions of the cores.....	40
Figura 2 - Morphologic units identified in the coastal plain realm.....	42
Figura 3 - Estuarine plain realm, morphologic units and subunits.....	43
Figura 4 - Alluvial plain realm and morphologic units.....	44
Figura 5 - Cross-sectional traverses showing relationships between morphologic units and elevation along the Marapanim River.....	46
Figura 6 - Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation cross-section C–D.....	46
Figura 7 - Cores showing the distribution of the morphostratigraphic units/sedimentary facies along the elevation cross-section A–B. ....	47
Figura 8 - Cores showing the distribution of the morphostratigraphic units/sedimentary facies along the elevation and bathymetric cross-section E–F.....	47
Figura 9 - Cores showing the distribution of the morphostratigraphic units/sedimentary facies along the elevation and bathymetric cross-section G–H.....	47
Figura 10 - Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation and bathymetric cross-section I–J.....	48
Figura 11 - Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation cross-section K–L.....	48
Figura 12 - Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation cross-section M–N. ....	49
Figura 13 - Sediment distribution patterns in the Marapanim Estuary.....	49

### **CAPÍTULO 4**

Figura 1 - Physiographic and geological framework of the northern Brazilian coast.....	59
Figura 2 - Heavy-mineral assemblages and distribution of clay minerals on the Amazon Continental Shelf.....	60
Figura 3 - (A) Location of the Amazon Coast in South America. (B) Digital elevation	

model processed from SRTM data. (C) Radarsat map and bathymetric model with isobaths on the continental shelf. ....	61
Figura 4 - Longitudinal variation in tidal range and the depth and width of the Marapanim estuary. ....	65
Figura 5 - Landsat TM image showing the different sectors in the Marapanim estuarine funnel zone. ....	68
Figura 6 - Depth distribution in the Marapanim estuary.....	71
Figura 7 - Echo-sounding records of subaqueous dunes and cross-section that reveal the variation in the thalweg along the Marapanim estuary.....	72
Figura 8 - Surface sediment distribution within the Marapanim estuary.....	73
Figura 9 - Types of subaqueous dunes observed in the Marapanim estuarine funnel.....	74
Figura 10 - SEM microphotographs showing morphology and surface features of zircon (A), staurolite (B), tourmaline (C), kyanite (D) and rutile (E). ....	77
Figura 11 - Spatial distribution of major heavy-mineral in grain percentages along the Marapanim estuarine funnel. ....	78
Figura 12 - Spatial distribution of clay minerals in percentages along the Marapanim estuarine funnel. ....	79
Figura 13.- The two facies models proposed by Dalrymple et al. (1992) for the definition of wave- (A) and tide-dominated (B) estuarine.....	83

## **CAPÍTULO 5**

Figura 1 - Localização da costa amazônica brasileira a partir de modelo digital de elevação (dados SRTM), destacando as incisões estuarinas na costa Pará-Maranhão.....	100
Figura 2 - (A) Sistema de coleta por vibração, (B) percussão (RKS) e macaco hidráulico para recuperação do testemunho (C).....	101
Figura 3 - Idades obtidas através de datação pela técnica AMS para os depósitos quaternários do Estuário de Marapanim.....	102
Figura 4 - Imagem de testemunhos representativos das associações de depósitos que preenchem o vale inciso de Marapanim.....	104
Figura 5 - Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a relação entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção F-F'. ....	105

Figura 6 - Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção A-A' .....	107
Figura 7 - Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção B-B' .....	108
Figura 8 - Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção C-C' .....	110
Figura 9 - Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção D-D' .....	111
Figura 10. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção E-E' .....	112
Figura 11 - Seção estratigráfica longitudinal mostrando a geometria dos depósitos que preenchem o vale inciso de Marapanim.....	119
Figura 12 - Evolução do preenchimento no vale inciso do estuário de Marapanim segundo o modelo de Dalrymple et al. (1992) .....	120
Figura 13 - Distribuição das idades calibradas (BP) verificadas nos depósitos que preenchem o vale inciso de Marapanim.....	125

## RESUMO

O setor costeiro situado a leste da foz do rio Amazonas é caracterizado por diversos sistemas estuarinos, que abrigam amplas áreas de manguezal, com aproximadamente 7.600 km<sup>2</sup>. O estuário do rio Marapanim é influenciado pelo regime de macromarés, com moderada influência de ondas. Os aspectos morfológicos e morfoestratigráficos foram definidos mediante a utilização de imagens de sensores remoto (i.e, Landsat-7 ETM +, RADARSAT-1 Wide e SRTM), integradas com dados batimétricos e de depósitos superficiais. A faciologia dos depósitos sedimentares quaternários foi caracterizada a partir de testemunhos coletados através dos sistemas *vibracore* e *rammkersonde*. A datação dos depósitos foi realizada pelo método AMS radiocarbono (<sup>14</sup>C). Morfologicamente o estuário foi subdividido em foz, funil e curso superior. A foz e o funil estuarino (interno, médio e externo) são influenciados por uma energia mista, onde ondas e macromarés desempenham um papel importante no controle hidrodinâmico e no transporte e distribuição dos sedimentos. A integração dos dados reflete um modelo evolutivo de preenchimento de vale inciso, definido por uma superfície basal que limita depósitos quaternários e terciários, os quais se encontram recobertos por areia fluvial, que constitui o trato de sistema de mar baixo. O estágio inicial da última transgressão propiciou o trapeamento de sedimentos fluviais no interior do vale. Posteriormente, esses sedimentos foram recobertos por depósitos lamosos transgressivos que migraram em direção ao continente. Em condições de nível de mar estável ocorreu amplo desenvolvimento e progradação de planícies lamosas (pântano de água doce e manguezais) em direção à foz estuarina, concomitante a pulso transgressivo responsável pelo recobrimento desses depósitos por outros, arenosos (praias e dunas) e a migração de depósitos de intermaré para níveis topográficos mais elevados, representando a configuração atual. O modelo evolutivo proposto se aplica ao setor costeiro nordeste do estado do Pará, caracterizado pela profusão de sistemas estuarinos originados durante a última transgressão holocênica.

## ABSTRACT

The coastal sector located eastward of the Amazon river mouth is characterized by several estuarine systems, that harbor large mangrove areas with approximately 7600 km<sup>2</sup>. The Marapanim Estuary is influenced by macrotidal regime with moderate waves influence. The morphological and morphostratigraphic aspects were investigated by using remote sensing images (i.e., Landsat-7 ETM+, RADARSAT- 1 Wide and SRTM) integrated with bathymetric and surface sediments data. Facies analysis of quaternary deposits was studied based on cores collected by vibracore and rammkersonde systems. These deposits were dating by AMS-radiocarbon. The estuary was compartmentalized into estuary mouth, estuary funnel, and upstream estuary. The open-mouthed estuary (inner, middle and outer) is influenced by a mixed-energy in which both waves and macrotides play an important role in the hydrodynamic control, and transport and sediment. The data integration reflects an evolutive model of estuarine incised valley fill, defined by a basal surface that limits Quaternary deposits from Tertiary one, which are recovered by fluvial sands that constitute the lowstand system tract. The initial stage of the last transgression provided the trapping of fluvial sediments within the valley. Later, a transgressive mud deposits migrated over fluvial sediments to landward. Under stillstand sea level occurs wide development of mud flat (freshwater swamp and mangroves), as well as its progradation toward the estuary mouth. Also, occur a transgressive pulse responsible for sandy deposits (beaches and dunes) that recover muddy deposits and provide the migration of this deposit to the elevated topographic level. The geological model proposed has application for the northeast coast of Pará, characterized by estuarine systems resulted by the last Holocene transgression.

# **CAPÍTULO 1:**

## **CONSIDERAÇÕES INICIAIS**

## 1.1. INTRODUÇÃO

Os sistemas de vales incisos quaternários foram produzidos pela incisão fluvial atribuída à queda no nível relativo do mar, ocorrido no Pleistoceno Tardio, e subsequente afogamento durante o aumento do nível do mar no Holoceno (Allen e Posamentier, 1991; Zaitlin et al., 1994). Nos últimos 6.000 anos, com a permanência do nível do mar relativamente estável, estes estuários têm sido preenchidos por sedimentos provenientes da interação entre fontes marinhas e continentais (Fairbanks, 1989).

Dalrymple et al. (1992) estabeleceram um modelo faciológico para estuários a partir do prisma tridimensional, baseado no processo físico dominante (ondas e marés) e na distribuição longitudinal das fácies sedimentares. A utilização deste modelo padronizado nos estudos de sistemas estuarinos modernos (Dalrymple et al., 1994 ; Allen e Posamentier, 1993, 1994; Chappell e Woodroffe, 1994; Lessa e Masselink, 1995; Wolanski e Chappell, 1996; Lesourd et al., 2003; Kapsimalis et al., 2004; Deloffre et al., 2005) tem contribuído para o refinamento do modelo (Dalrymple e Choi, 2007; Yoshida et al., 2007) e excelência das comparações com os sistemas estuarinos antigos.

Contudo, alguns sistemas estuarinos documentados na literatura apresentam evidências de estarem submetidos a um regime de energia mista, envolvendo a ação de ondas e marés (Allen e Posamentier, 1994; Yang et al., 2005; Yoshida et al., 2007; Abraham et al., 2008), o que tem suscitado discussão sobre o modelo existente e apresentação de outros critérios a serem considerados, tais como possíveis mudanças nos processos dominantes ao longo do tempo e do espaço, arcabouço fisiográfico e tectônica regional, variações na morfologia local e batimetria, responsáveis pela atenuação ou amplificação da ação de ondas e marés, que resultarão na variação dos processos deposicionais e consequente distribuição longitudinal dos depósitos sedimentares (Yoshida et al., 2007; Yang et al., 2007).

Na costa norte brasileira existe um número expressivo de estuários submetidos à atuação de processos oceanográficos e atmosféricos peculiares, com grande amplitude de maré associada à elevada taxa de deriva litorânea de sedimentos. Importantes trabalhos foram realizados em diferentes setores da costa amazônica, relacionados aos aspectos morfoestratigráficos da planície costeira (Costa, 1996; Santos, 1996; Silva, 1996; Costa e Silveira, 1998; Silva Júnior, 1998; Silveira, 1998; Vital e Stattegger, 2000; Cohen e Lara, 2003; Souza Filho et al., 2006; Souza



Filho et al., 2009; Silva et al., 2009), mas sem trazer em seu escopo o modelo evolutivo de preenchimento estuarino.

Neste contexto, o presente trabalho pretende contribuir para o entendimento da evolução quaternária na costa norte do Brasil, através da proposição de modelo de preenchimento sedimentar para o vale inciso do estuário do rio Marapanim, associado aos eventos de variação do nível relativo do mar ocorridos durante o Quaternário.

## 1.2. OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE

Os objetivos propostos neste trabalho são: (1) a caracterização morfológica e faciológica dos depósitos sedimentares recentes; (2) a identificação das formas de fundo e avaliação da distribuição dos sedimentos para a compreensão da natureza e padrão de sedimentação no funil estuarino; e (3) reconstrução paleoambiental dos depósitos quaternários.

A tese está organizada em sete capítulos que integram três artigos científicos. O Capítulo 1 apresenta a área geográfica de estudo, bem como a fundamentação teórica sobre o sistema deposicional estuarino e a aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências em sistemas deposicionais costeiros e marinhos. O Capítulo 2 é composto pela descrição do arcabouço geológico regional e as variações do nível do mar durante o Quaternário na costa norte do Brasil. O Capítulo 3 se constitui na caracterização morfológica e faciológica dos depósitos sedimentares recentes, que ocorrem nas planícies costeira, estuarina e fluvial. O Capítulo 4 apresenta a morfologia do leito do funil estuarino, bem como as características texturais, mineralógicas e distribuição espacial dos sedimentos de fundo. O Capítulo 5 consiste da descrição e interpretação das associações faciológicas, apresentação de modelo de preenchimento do vale inciso de Marapanim e análise de sucessões estratigráficas quaternárias. No Capítulo 6 é realizado um resumo dos resultados e conclusões e, finalmente, no Capítulo 7 é listada a referência bibliográfica citada na tese.

## 1.3. ÁREA DE ESTUDO

O estuário do Rio Marapanim está situado no nordeste do Estado do Pará, 50 km a leste do complexo da Baía de Marajó e foz do Rio Amazonas (Figura 1).

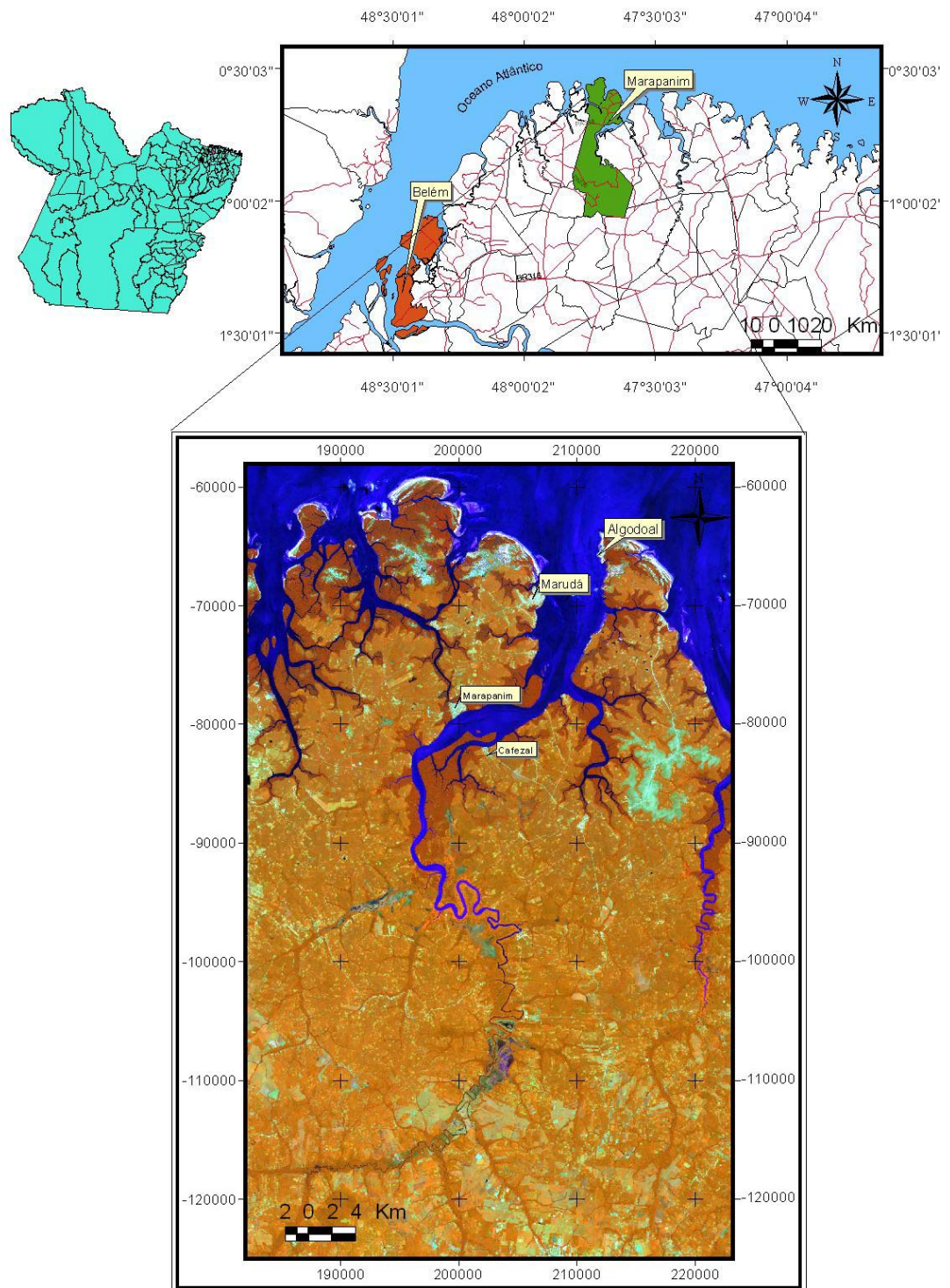


Figura 1. Imagem Landsat-7 ETM+ da área de estudo.

Está inserido na Plataforma Bragantina, limitada ao norte pela Bacia do Pará-Maranhão e, ao sul, pelo Graben Vigia-Castanhal. Encontra-se inciso em depósitos da Formação Barreiras (Neógeno) e Pós-Barreiras (Quaternário).

Este setor da costa amazônica, entre as baías de Marajó e Pirabas, é caracterizado por planície costeira estreita e vales incisos no planalto costeiro, que atingem a linha de costa e apresentam falésias ativas (Souza Filho, 2000).

O Estuário do rio Marapanim é influenciado por macromarés semidiurnas (5 m) e ondas que alcançam a planície costeira com a altura média de 1m. O clima é governado por mudanças sazonais na posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) e por linhas de instabilidade. A posição da ZCIT varia sazonalmente, de aproximadamente 14° N em agosto e setembro, para aproximadamente 2° S em março e abril. A média anual de precipitação aumenta de leste (2.300 mm) para oeste (2.800 mm) ao longo da costa. As estações climáticas são bem definidas, sendo que a chuvosa ocorre entre janeiro e abril, quando ocorrem 73% da precipitação anual; e a estação seca, entre setembro e novembro, com a precipitação média próxima a zero (Moraes et al., 2005). Os ventos apresentam direção predominante de nordeste e leste, com velocidade média de 6 m/s, porém são mais fortes entre dezembro e março, quando são reforçados pelos ventos de sudeste.

#### 1.4. SISTEMA DEPOSICIONAL ESTUARINO

Estuário é definido por Dalrymple et al. (1992) como uma porção litorânea de um sistema de vales afogados que recebe sedimentos de origem marinha e fluvial, com fácies influenciada por marés, ondas e processos fluviais. Sua extensão é definida, para o interior, pelo limite continental da fácies de maré, e como limite externo, a presença de fácies costeira em sua desembocadura. Ocupa uma área que se estende desde a desembocadura do rio, com salinidade entre 30-35, até a parte interna onde a salinidade da água atinge cerca de 0,1.

Nos últimos anos surgiram vários modelos conceituais para caracterizar o ambiente estuarino (Dalrymple et al., 2006; Yang et al., 2005; Yoshida et al. 2007). Os mais difundidos na literatura internacional, com aplicação na interpretação de sequências estuarinas antigas, tomam como base a interação entre o prisma de maré, ondas e a descarga fluvial, responsáveis pela geração dos diferentes tipos de circulação, morfologia e sedimentação (Yoshida et al., 2007).

#### **1.4.1. Características morfológicas e sedimentológicas**

Reinson (1992) propôs uma classificação para estuários de planície costeira com base na morfologia e sedimentologia, para a identificação de fácies características que pudessem ser utilizados para a interpretação de sequências estuarinas antigas. Baseou-se na premissa que a interação entre o prisma de maré (volume total de água salgada) e a descarga de água doce são responsáveis pela geração dos diferentes tipos de circulação e padrões sedimentares. Portanto, o prisma de maré que circula em um estuário submetido a micro e mesomaré aumentaria de acordo com a área superficial do estuário; enquanto que naqueles dominados por macromaré, os efeitos da descarga fluvial seriam contidos.

Foram descritos quatro tipos estuários a partir das características retrocitadas (Figura 2): (a) Lagunar, típicos de costas com micromaré, rasos, quase que completamente fechados por uma ilha barreira, tanto o prisma de maré quanto a entrada de água doce são pequenos; (b) Parcialmente Fechado, a contribuição da água doce é suficiente para formar um padrão de circulação parcialmente a altamente estratificado; (c) Foz Aberta, ocorrem em costas submetidas a meso e macromaré, com alta contribuição de água doce e salina. Em estuários do tipo lagunar e de foz aberta ocorre um domínio deposicional tripartite (marinho, marinho-fluvial misturado e fluvial), onde o marinho corresponde à foz, com areia proveniente do oceano; o marinho-fluvial (bacia central) caracterizado por sedimentos lamosos; e o domínio fluvial representado por delta de cabeceira ou estuário de curso superior, constituído por areias e cascalhos (Zaitlin e Shultz 1990). (d) de Maré, ocorre em áreas dominadas por macromaré, com amplo prisma de maré. Não chegam a desenvolver uma zonação; as barras arenosas ocupam a foz e em direção ao continente são observadas planícies arenosas de alta energia e extensas planícies lamosas (Zaitlin e Shultz 1990, Dalrymple et al. 1992). Os estuários do tipo lagunar e de maré corresponderiam aos estuários dominados por onda e maré descritos por Dalrymple et al. (1992), enquanto que os tipos parcialmente fechado e de foz aberta seriam correlacionáveis àqueles submetidos ao regime de energia mista entre onda e maré, apresentados por Allen & Posamentier (1994), Yang et al. (2005), Yoshida et al. (2007) e Abraham et al. (2008).

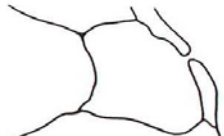
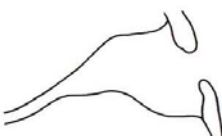
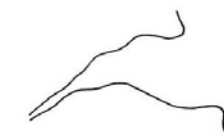
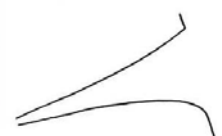
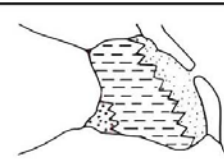
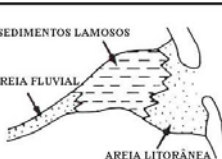
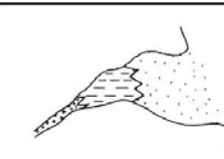
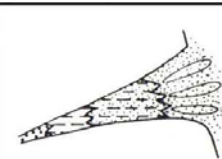
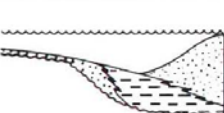
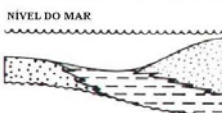
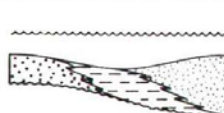
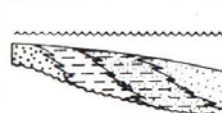
ESTUÁRIOS DE PLANÍCIE COSTEIRA				
← DOMINADO POR ONDA →			← DOMINADO POR MARÉ →	
	LAGUNAR	PARCIALMENTE FECHADO	FOZ ABERTA	MARÉ
CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA	FECHADO, PARCIALMENTE ABERTO PARALELO A LINHA DE COSTA 	PARALELO OU NORMAL A LINHA DE COSTA 	NORMAL A LINHA DE COSTA 	NORMAL A LINHA DE COSTA 
AMPLITUDE DE MARÉ	MICROMARÉ	MICROMARÉ A MESOMARÉ	MESOMARÉ A MACROMARÉ BAIXA	MACROMARÉ ALTA (AMPLITUDES DE MARÉ EXTREMAS)
PADRÃO DE CIRCULAÇÃO	PARCIALMENTE MISTURADOS	PARCIALMENTE MISTURADO A BEM ESTRATIFICADO (DEPENDENTE DA DESCARGA FLUVIAL)		HOMOGÊNEO (VERTICALMENTE E LATERALMENTE)
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS		SEDIMENTOS LAMOSOS AREIA FLUVIAL AREIA LITORÂNEA 		
SEÇÃO AXIAL		NÍVEL DO MAR 		
EXEMPLOS	GREAT SOUND, NEW JERSEY	MIRAMICHI, NEW BRUNSWICK	GIRONDE	BROAD SOUND, AUSTRALIA

Figura 2. Classificação dos estuários baseada em parâmetros morfológicos, sedimentológicos e oceanográficos (Reinson, 1992).

#### 1.4.2. Processos físicos dominantes

Esta classificação avalia a evolução da planície costeira ao longo do tempo em função dos principais processos físicos (correntes fluviais, ondas e marés). O resultado é um prisma triangular que representa os diferentes ambientes associados aos três principais parâmetros (Figura 3). No ápice do triângulo, onde ocorre o domínio das correntes fluviais, limitam-se os deltas, enquanto que as planícies de crista de praia e as planícies de maré estão posicionadas na base do triângulo, onde ocorre o domínio de ondas e marés.

Dalrymple et al. (1992) individualizaram dois tipos principais de estuários e propuseram modelos faciográficos diferenciados entre si pela dominância de ondas ou marés (Figura 4). Os ambientes dominados por onda ou maré representam diferentes estágios evolutivos, que são contínuos, dependendo da história de variação do nível do mar regional e da quantidade de sedimentos disponíveis.

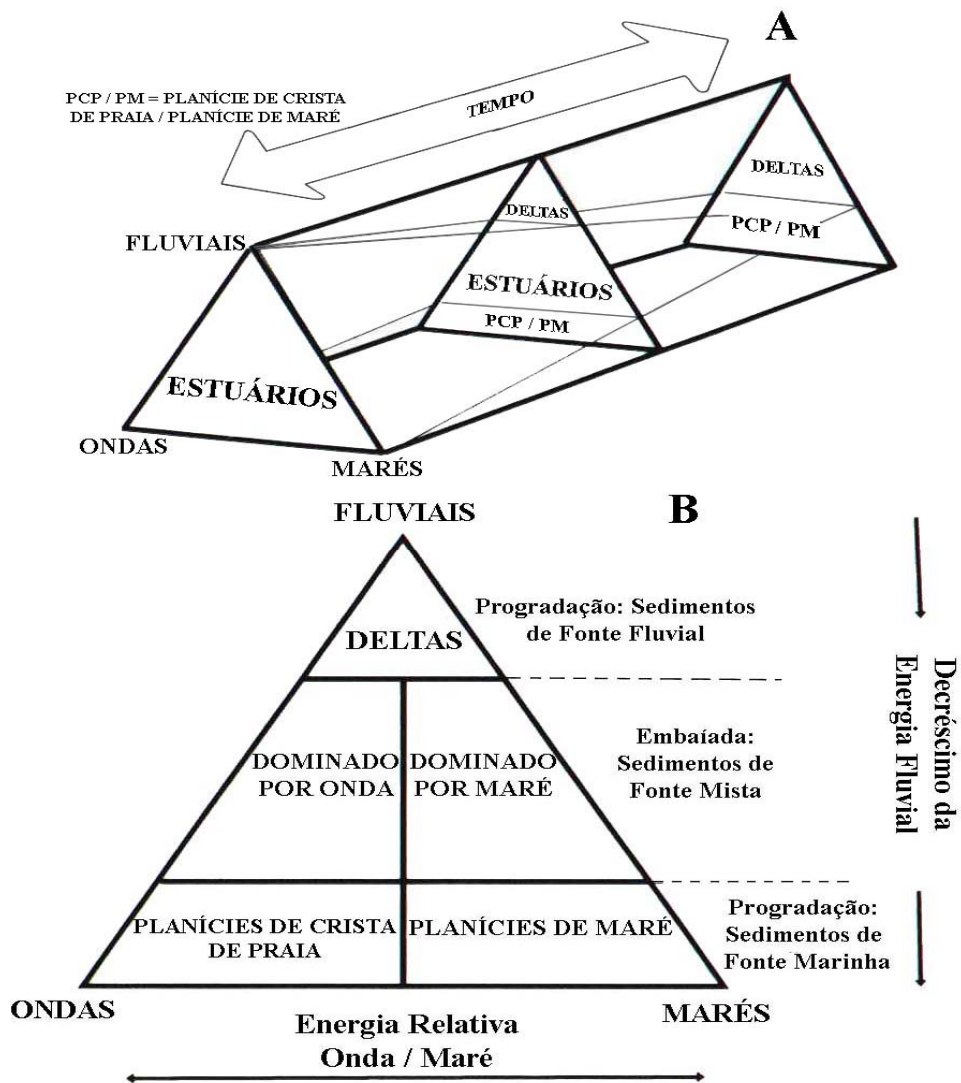


Figura 3. Classificação de ambientes costeiros associados a estuários segundo Boyd et al. (1992). (A) classificação considerando a energia fluvial, processos de onda e marés e suas variações no tempo (mudanças no nível do mar); (B) seção do prisma mostrando a classificação de estuários de acordo com a dominância da onda ou maré.



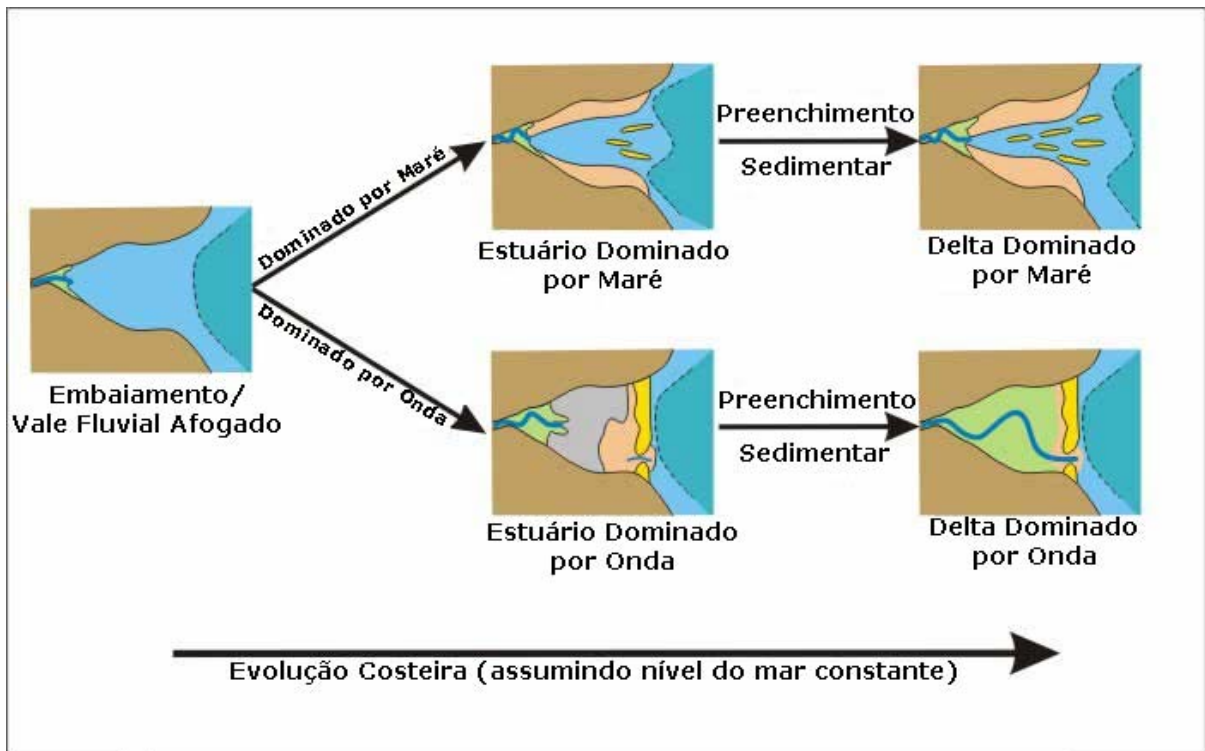


Figura 4. Modelo evolutivo de canais costeiros mostrando diferentes padrões de preenchimento para sistemas dominados por onda e maré (modificado de Ryan et al. 2003).

Os embaixamentos ou vales fluviais afogados em linha de costa dominadas por marés tornam-se gradualmente preenchidos por sedimentos, originando um estuário dominado por maré. As planícies de intermaré vegetadas retêm os sedimentos terrígenos e marinhos até tornarem o estuário completamente preenchido. A partir de então, tem início a progradação em direção ao mar, tornando-se um delta dominado por maré (Figura 4).

Em linhas de costa dominadas por ondas, em condições de nível de mar estável e suprimento sedimentar constante e estabilidade tectônica, tendem a desenvolver corpos arenosos paralelos à linha de costa, os quais podem fechar a entrada gerando uma bacia central e restringindo a interação entre águas marinhas e fluvial. Quando este corpo arenoso eleva-se acima do nível do mar, passam a ser denominados de barreiras e o canal costeiro torna-se um estuário dominado por onda. A entrada contínua de sedimentos terrígenos resulta no preenchimento da bacia central e o canal fluvial estabelece uma conexão direta com o oceano. Com o transporte dos sedimentos em direção ao mar aberto, o canal costeiro torna-se um delta dominado por onda onde a maior parte dos sedimentos é transferida para o oceano (Figura 4).

Na escala de tempo geológico, os estuários são sistemas efêmeros que se desenvolvem durante o período de subida lenta ou de nível de mar estável. A subida do nível do mar favorece a formação de estuários, embaiamentos e vales afogados, enquanto que a descida do nível do mar favorece o desenvolvimento de deltas (Harris et al., 2002). Portanto, a subida do nível do mar pode induzir um estuário dominado por onda a fazer o caminho inverso do sistema evolutivo (Figura 4). Outrossim, sua barreira pode ser afogada ou erodida e a distribuição dos ambientes sedimentares ser completamente alterada.

#### 1.4.2.1. Estuários dominados por maré

Ocorrem em costas com baixo gradiente; onde, na foz, a energia das correntes de maré excede a das ondas (Figura 5.1). Desenvolvem barras arenosas alongadas que dissipam a energia das ondas. Na foz, a energia total é alta, dada pela somatória da energia alta da maré e moderada da onda (Figura 5.2). Nos setores internos, a energia da onda é reduzida pelos extensos bancos arenosos, propiciando um decréscimo na energia total (Figura 5.3), que torna a aumentar em direção ao continente, em decorrência da amplificação da onda de maré devido ao afunilamento no interior do vale (Figura 5.4). Em direção à cabeceira estuarina, a energia volta a decrescer devido ao atrito provocado pelas barras (Figura 5.5), para em seguida, aumentar devido à energia hidráulica total alta associada ao fluxo fluvial (Figura 5.6) (Dalrymple et al. 1992, Heap et al. 2004). Portanto, o fato da energia total ser praticamente constante ao longo do estuário, permite a distribuição dos sedimentos arenosos ao longo do canal, com maior concentração na foz e redução nos setores internos (Figura 5.1).

Estudos realizados na Austrália demonstraram que não ocorre mudança significativa na distribuição de ambientes sedimentares, durante o processo de preenchimento do estuário. Os sedimentos retidos no ambiente estuarino propiciam a expansão das barras arenosas e planícies de intermaré (Harris, 1988). A vegetação típica de manguezais e pântanos salinos desempenha papel importante na determinação da forma do estuário durante o estágio de evolução recente, dada sua grande capacidade na retenção de sedimentos finos (Woodroffe, 1992; Woodroffe et al., 1993).

Os modelos conceituais descrevem associações de vários ambientes sedimentares: barras de maré, deltas de enchente e vazante, planícies de intermaré, manguezais, pântanos salinos, canais de maré (Figura 6). A distribuição e abundância desses ambientes variam de acordo com a latitude e os diferentes tipos de costa (Saenger et al. citados por Ryan et al., 2003).



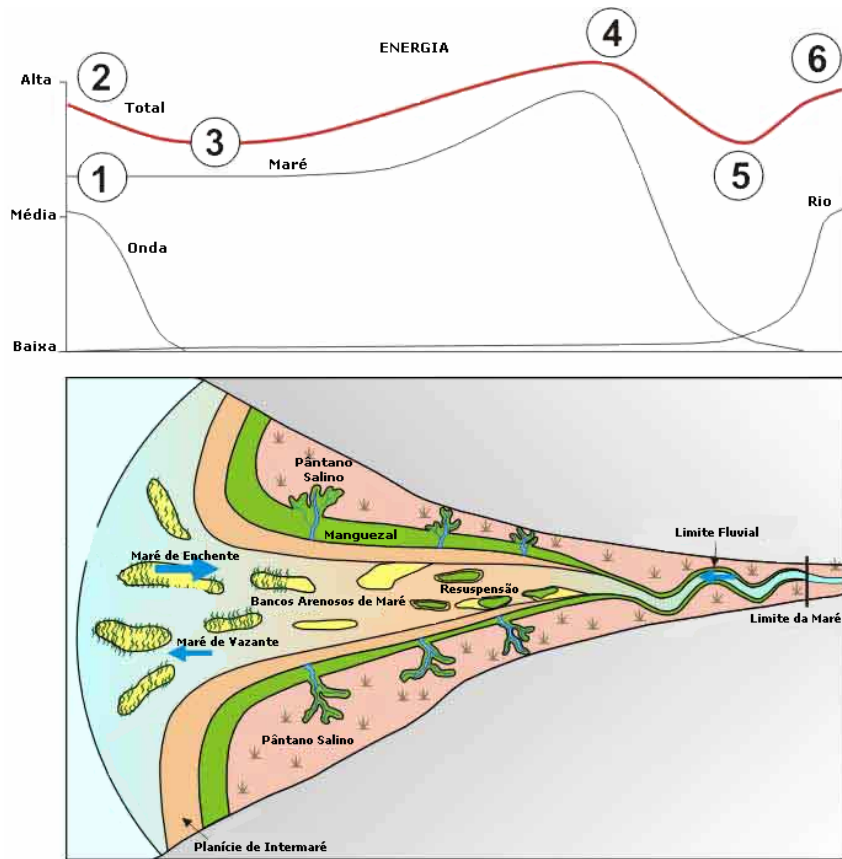


Figura 5. Características físicas de estuários dominados por maré (Heap et al., 2004; Ryan et al., 2003).

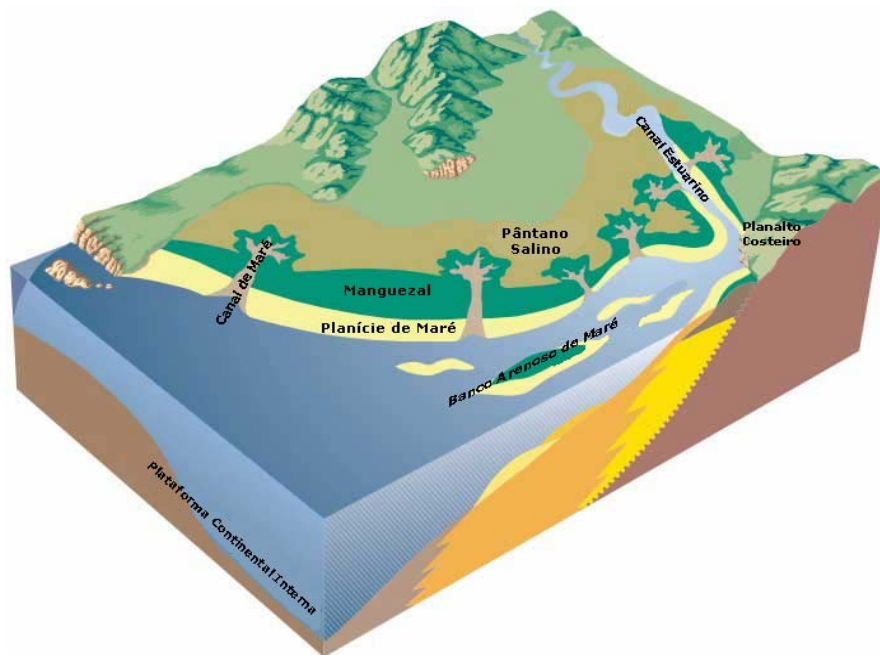


Figura 6. Esquema ilustrativo da distribuição dos ambientes sedimentares em estuários dominados por maré (Ryan et al., 2003).

A quantidade de sedimentos finos e grossos que entram no estuário varia regionalmente, dependendo das condições da(s) área(s) de proveniência, clima e o volume de entrada de água doce.

Normalmente, a quantidade de sedimentos terrígenos que entra em estuários dominados por maré é relativamente grande (Figura 7). Os sedimentos são depositados na área onde o fluxo fluvial e as correntes de maré se encontram e se anulam. Este material é transportado pelas correntes de maré, evitando o desenvolvimento de um delta fluvial (delta de cabeceira), comum em estuário dominado por onda. A turbidez é alta devido a forte turbulência induzida pelas marés que coloca uma grande quantidade de sedimentos em suspensão. A zona denominada de “turbidez máxima” varia em função do ciclo de maré (sizígia e quadratura) e velocidade do fluxo fluvial (Harris e Heap, 2003).

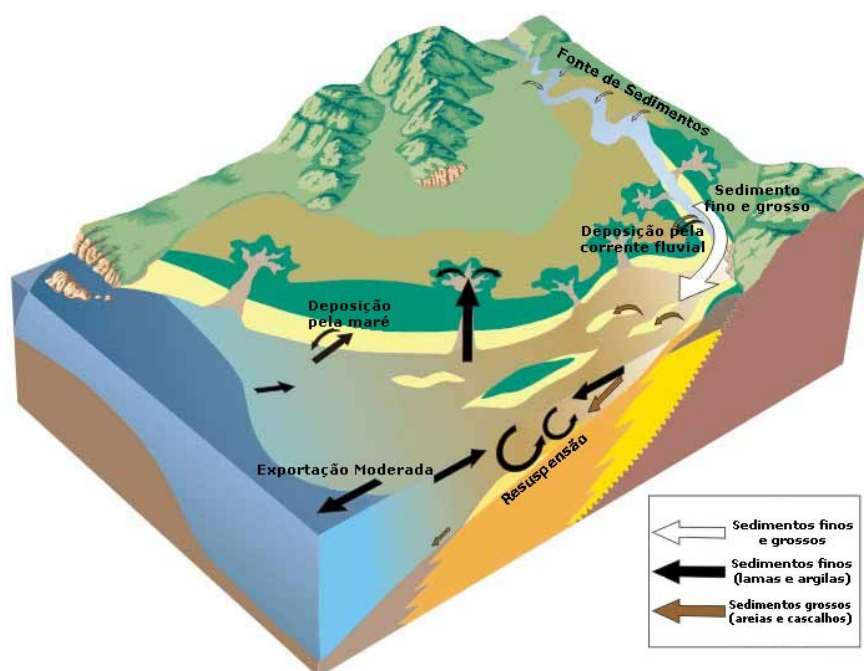


Figura 7. Esquema ilustrativo do transporte sedimentar em estuários dominados por maré (Ryan et al., 2003).

A eficiência da retenção sedimentar em estuários dominados por maré é moderada, por serem altamente energéticos e devido a perda de sedimentos em suspensão para o oceano (Harris e Heap, 2003). Os sedimentos grossos são redistribuídos pelas marés e permitem a expansão de depósitos de intermaré e o preenchimento dos canais por barras arenosas. O balanço sedimentar

exportado é significativo nos períodos de grande descarga fluvial, quando grande quantidade de sedimentos é transportada para a plataforma.

#### 1.4.2.2. Estuários dominados por onda

Este tipo de estuário é caracterizado pela energia de onda relativamente alta na foz (Figura 8.1), responsável pelo transporte litorâneo e desenvolvimentos de barreiras de supramaré que fecham parcialmente a entrada do estuário. A influência da maré pode ser observada na manutenção do canal (*inlet*), tornando-se praticamente nula em direção a cabeceira, onde as correntes fluviais são dominantes. Na foz, a energia total é alta, pois a soma das energias de onda e maré também são altas (Figura 8.2). No setor central do estuário, essa energia é dissipada pelos deltas (Figura 8.4) e pela ampla bacia central, que também reduz a velocidade do fluxo fluvial pela diferença de gradiente hidráulico, resultando em energia total mais baixa (Figura 8.3). Próximo à cabeceira, a energia total é novamente alta devido ao forte influxo da corrente fluvial (Heap et al., 2004).

Os estuários dominados por onda apresentam uma diversidade de ambientes (Figura 9), constituídos por areias grossas a finas na barreira e depósitos de canal; lamas orgânicas e arenosas na bacia central; cascalhos, areias e lamas em delta de cabeceira fluvial (Nichol et al., 1997).

Na foz ocorre um sistema barreira, canal, deltas de enchente e vazante e leques de lavagem. A barreira, também denominada como barra, esporão arenoso, ilha barreira ou planície crista de praia, está comumente associada aos ambientes de praia, dunas e canais rasos. Na parte interna da barreira ocorrem leques de lavagem, que consistem de sedimentos transportados para o interior do estuário durante as tempestades. Os deltas de maré são dunas encontradas em zonas de submaré e supramaré e estão associados ao canal de entrada do estuário, adjacentes ao sistema de ilha barreira; são formados pela redistribuição de sedimentos devido ao movimento de enchente e vazante da maré, tornando-se, portanto, indicadores da orientação da maré.

No setor central ocorrem planícies de maré, manguezais e pântanos salinos. A bacia central, denominada de laguna ou bacia lamosa devido a deposição predominante de sedimentos finos, abriga ambientes de baixa energia e profundos.

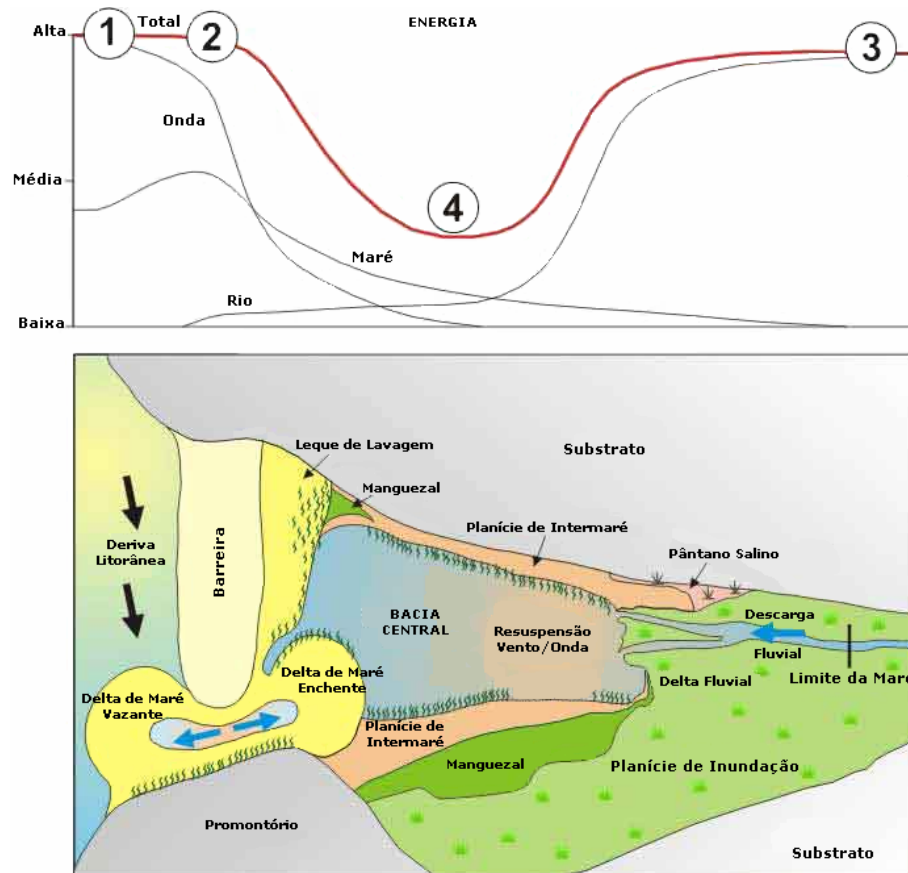


Figura 8. Características físicas de estuários dominados por onda (Heap et al., 2004; Ryan et al., 2003).

O delta fluvial de cabeceira é constituído por barras de desembocadura que ocorrem na foz do canal fluvial devido a baixa capacidade energética de retrabalhamento e distribuição dos sedimentos (Perillo, 1995). Nesse setor, a velocidade do fluxo é abruptamente reduzida quando a água fluvial desemboca na água parada do lago (bacia central). As formas de fundo são pobremente desenvolvidas, devido a fatores como a variação na energia fluvial e a baixa energia da maré. Diques marginais e zonas de supramaré, ocupadas por pântanos salinos e/ou manguezais são comuns (Nichol et al., 1997).

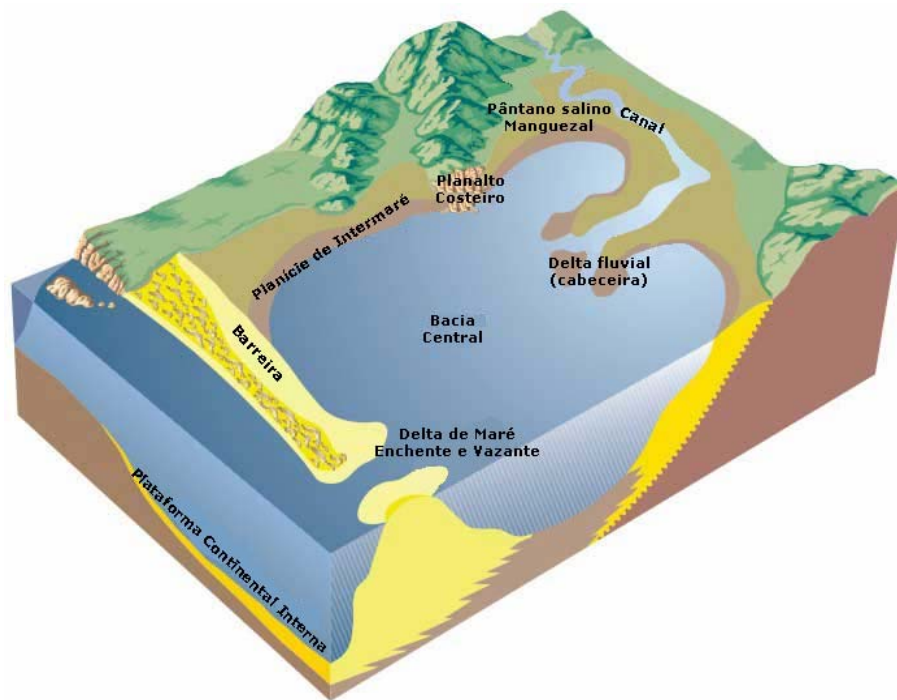


Figura 9. Esquema ilustrativo da distribuição dos ambientes sedimentares em estuários dominados por onda (Ryan et al., 2003).

A quantidade de sedimentos que chega ao estuário varia regionalmente, dependendo das condições da bacia, clima, volume de entrada de água doce (Ryan et al., 2003). Os sedimentos finos (siltes, argilas e material orgânico) são depositados nas margens da bacia central e são retidos nesses ambientes (pântanos salinos e manguezais) com o auxílio da vegetação. Os sedimentos em suspensão são transportados e depositados em ambientes de baixa energia.

O principal processo de sedimentação é a floculação e as microalgas bentônicas ajudam na estabilização de sedimentos finos. A turbidez geralmente é baixa, mas pode ocorrer a resuspensão de sedimentos finos quando a bacia central for muito rasa ou carente de vegetação estabilizante (Ryan et al., 2003) ou, ainda, durante a ação extrema dos ventos ou grande escoamento fluvial provocado por chuvas.

Os sedimentos marinhos, de granulometria grossa, são conduzidos ao longo da costa pela ação de ondas, marés, ventos e depositados como uma barreira de supramaré e deltas de maré. Durante as tempestades, grandes ondas podem lançar sedimentos sobre a barreira e formar leques de lavagem, que se estendem dentro da bacia central. O canal de acesso (*inlet*) permite tanto a entrada de sedimentos grossos provenientes de ambiente marinho em direção ao continente, como

a exportação de sedimentos, principalmente, nas marés de sizígia e no período chuvoso (Boyd et al., 1992).

A eficiência de retenção de sedimentos em estuário dominado por onda é, portanto, muito alta, porque os sedimentos marinhos e aqueles provenientes da bacia de drenagem são retidos na bacia central, podendo capturar cerca de 80% dos sedimentos finos (Patchineelam et al., 1999; Roy et al., 2001) (Figura 10).

A evolução deste tipo de estuário é caracterizada pelo preenchimento do vale, principalmente da bacia central. Desenvolvem-se através da progradação do delta de cabeceira fluvial em direção ao mar ou através da regressão do delta de maré de enchente em direção ao continente, bem como pela expansão das planícies de intermare (Roy et al., 1980).

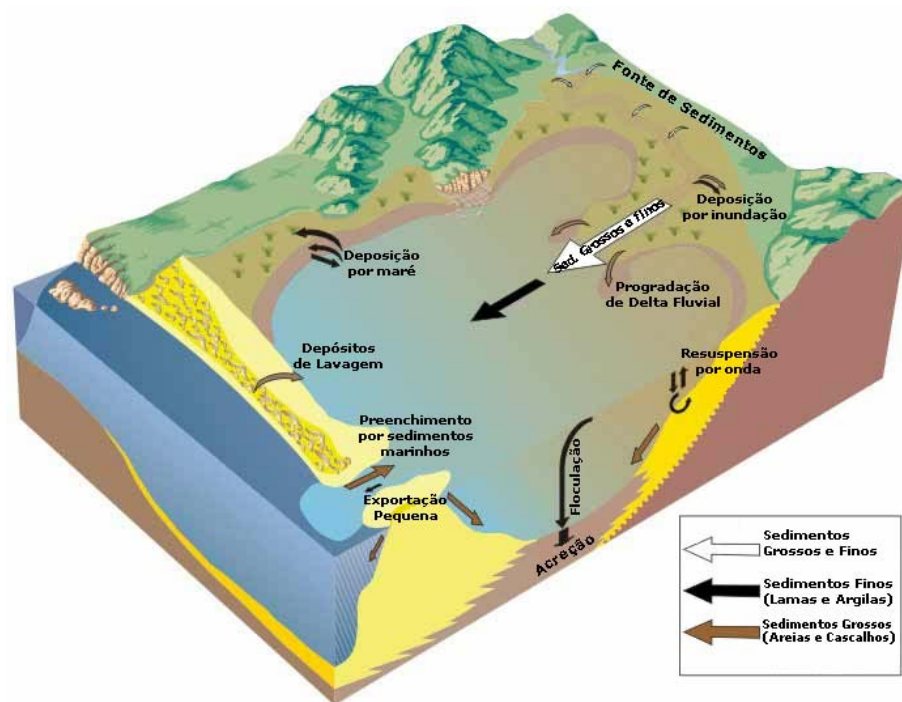


Figura 10. Modelo conceitual da dinâmica sedimentar em estuários dominados por onda (Ryan et al., 2003).

## 1.5. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS DEPOSICIONAIS COSTEIROS E MARINHOS

### 1.5.1. Hierarquia dos ciclos estratigráficos

Uma sequência deposicional representa um ciclo completo de deposição limitado, no topo e na base, por discordâncias erosivas ou suas conformidades correlativas (Mitchum Jr. et al., 1977). A duração de uma sequência sedimentar será determinada pelo evento que controla a criação e a destruição do espaço de acomodação, tais como a subsidência tectônica ou a eustasia (Emery e Myers, 1996).

Os ciclos tectônicos de subsidência e soerguimento e os ciclos eustáticos de subida e queda do nível do mar podem operar sob diferentes períodos de tempo. Esses ciclos são usados para classificar as sequências em termos de sua ordem de duração, comumente chamados de ciclos de primeira, segunda, terceira, quarta e quinta ordens (Figura 11). O preenchimento da bacia pode ser dividido numa hierarquia de sequências, cada uma representando o produto de uma ordem de ciclo tectônico ou eustático particular (Emery e Myers, 1996).

Quatro ordens de ciclos estratigráficos foram definidas por Duval et al. citados por Emery e Myers (1996) (Figura 11). O ciclo de separação continental é definido por ciclos sedimentares de *onlap* e *offlap* dos supercontinentes de maior escala (> 50 milhões de anos). Há somente dois destes ciclos no Fanerozóico: o primeiro, do Proterozóico Superior ao Permiano e o segundo, do Triássico ao Recente (Vail et al., 1991).

Os ciclos de primeira ordem seriam controlados pela tectono-eustasia, como o caso de mudanças no volume das bacias oceânicas relacionadas com os ciclos tectônicos (Pitman apud Emery e Myers, 1996). A evolução de uma bacia sedimentar é interpretada como um ciclo de primeira ordem, onde a própria bacia é sua assinatura estratigráfica (Vail et al., 1991).

Os eventos tectônicos de segunda ordem (3-50 milhões de anos) são controlados por mudanças na taxa de subsidência tectônica na bacia ou por mudanças na taxa de soerguimento na área-fonte dos sedimentos (Vail et al., 1991).

Os ciclos de terceira ordem (0,5-3 milhões de anos) são identificados pelo reconhecimento de ciclos individuais de criação e destruição do espaço de acomodação. Segundo Vail et al. (1991), estes ciclos seriam controlados por flutuações climáticas.



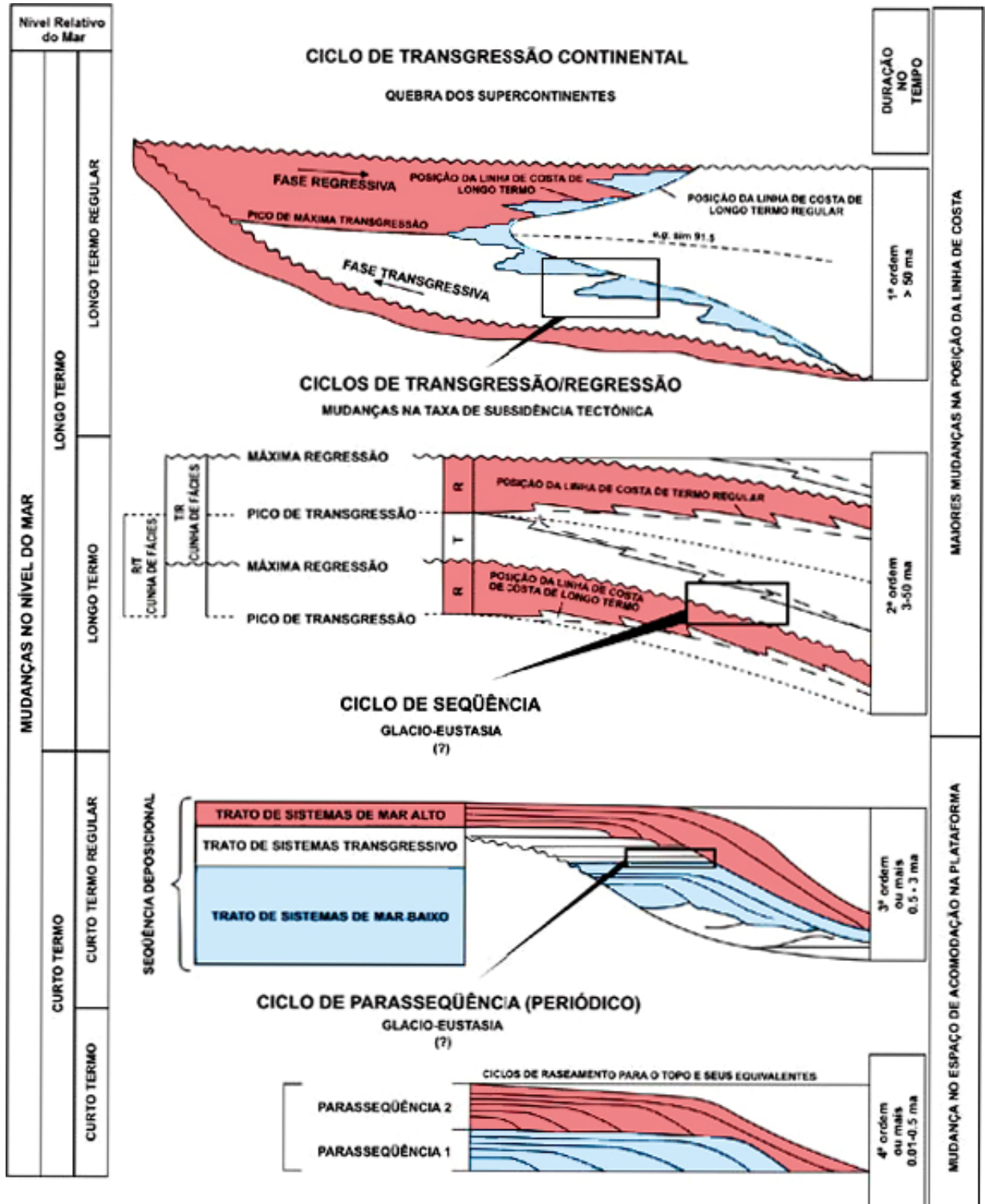


Figura 11. Hierarquia dos ciclos estratigráficos (modificado de Duval et al. citados por Emery e Myers, 1996).



Os ciclos de quarta (0,08-0,5 milhões de anos), quinta (0,03- 0,08 milhões de anos) e sexta (0,01- 0,03 milhões de anos) ordens são explicados pelas perturbações cíclicas da órbita e da inclinação da Terra (Ciclos de Milankovitch). Os Ciclos de Milankovitch estão relacionados com as mudanças na excentricidade da órbita da Terra ao redor do sol (entre 400 e 100 mil anos), mudanças na obliquidade ou inclinação do eixo da Terra (41 mil anos) e no movimento de precessão em torno do eixo terrestre (21 mil anos). Estes ciclos representariam as oscilações menores do nível do mar, causadas por variações climáticas determinadas por estas perturbações e que são registradas na forma das parassequências (Plint et al, 1992).

Deste modo a formação e o preenchimento de vales incisos quaternários estariam relacionados aos ciclos de quinta a sexta ordem que representariam às oscilações do nível do mar, as quais geraram parassequências.

Van Wagoner et al. (1988) definem parassequência como uma sucessão de camadas ou conjuntos de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas. A superfície de inundação marinha separa estratos mais antigos de mais jovens, na qual existem evidências de um abrupto aumento na profundidade da água. As parassequências, em geral, estão abaixo da resolução sísmica, sendo identificadas em perfis, testemunhos e afloramentos.

### **1.5.2. Fisiografia da bacia**

A planície costeira estende-se da linha de baía, setor a partir do qual desaparece a influência marinha, até a linha de costa. É caracterizada por sedimentação parálica e representa o segmento emerso do prisma sedimentar costeiro, que pode ser depositado por (1) sistemas costeiros alimentados perpendicularmente à linha de costa por rios (leques costeiros e deltas), por correntes de maré (planícies de maré) ou por ambos (estuários); (2) sistemas costeiros alimentados paralelamente à linha de costa por correntes marinhas litorâneas (planície de cordões e ilha-barreira/laguna) (Assine e Perinotto, 2001).

A plataforma estende-se do limite inferior da antepraia até a quebra que define o limite superior do talude. Os sistemas deposicionais de plataforma são marinhos rasos e caracterizados em função do agente geológico dominante: ondas, tempestades, correntes de marés ou correntes oceânicas (Assine e Perinotto, 2001).

### **1.5.3. Nível do mar**

Representa o nível de base para a sedimentação em tratos de sistemas deposicionais costeiros e marinhos. O nível do mar apresenta variações globais de subida e descida ao longo do tempo geológico. A eustasia é um fenômeno em escala global e decorrente de duas causas distintas, mas que podem ocorrer simultaneamente: (1) variação no volume de água dos oceanos devido a causas climáticas (glaciações e deglaciações); (2) variação na capacidade cúbica dos oceanos devido ao surgimento e desaparecimento de cadeias mesoceânicas, em decorrência da dinâmica das placas litosféricas (Assine e Perinotto, 2001). Entretanto, em períodos de mar estacionário, uma margem continental pode experimentar elevação relativa do nível do mar quando ocorre subsidência tectônica do continente, e queda relativa quando ocorre soerguimento.

Em caso de sistemas deposicionais costeiros atuais é possível reconhecer se a variação do nível do mar é eustática ou relativa. Se a variação é reconhecida em várias partes do mundo, obviamente a causa é eustática. Quando a movimentação vertical é observada em apenas uma margem continental, sem correlação com outras áreas do globo, a causa é de natureza tectônica. Portanto, é apropriado considerar variações do nível relativo do mar (NRM) (Assine e Perinotto, 2001).

### **1.5.4. Espaço de acomodação**

Sedimentos em trânsito são depositados e preservados quando atingem locais situados abaixo do nível de base. O volume entre o nível de base e a superfície deposicional constitui o espaço disponível para a sedimentação, ou seja, espaço de acomodação (Jervey, 1988).

Em regiões costeiras, o nível de base é definido pelo nível do mar. Dessa forma, o espaço de acomodação é uma variável controlada pelo produto da interação entre as taxas de oscilação eustática e de subsidência da bacia.

A elevação relativa do nível do mar causa aumento no espaço de acomodação e deslocamento da linha de costa em direção ao continente (transgressão marinha), ao passo que queda relativa do nível do mar provoca diminuição no espaço de acomodação e deslocamento da linha de costa em direção ao mar (regressão marinha) (Emery e Myers, 1996).

### 1.5.5. Arquitetura estratigráfica costeira

O preenchimento sedimentar em sistemas siliciclásticos costeiros é lateral, seja no sentido do mergulho deposicional ou paralelamente à linha de costa. Neste tipo de preenchimento, as superfícies deposicionais são inclinadas em direção ao oceano, delineando formas sigmóides (clinoformas) (Emery e Myers, 1996).

Superfícies deposicionais são as superfícies subaéreas (interface ar/sedimento) e subaquosas (interface água/sedimento) onde a sedimentação se processa. Uma superfície deposicional representa a morfologia do lugar de sedimentação em um determinado instante do tempo, constituindo um horizonte cronoestratigráfico (Emery e Myers, 1996).

A relação entre taxa do suprimento sedimentar e a taxa de variação do nível relativo do mar controla a arquitetura do preenchimento do espaço de acomodação. Portanto, o empilhamento dos estratos será agradacional, progradacional ou retrogradacional (Emery e Myers, 1996) (Figura 12).

A *agradação* ocorre quando o suprimento de sedimentos e a geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio. Os sucessivos conjuntos de fácies empilham-se verticalmente e não há migração de fácies (nem no sentido do continente, nem no sentido da bacia deposicional).

A *progradação* de fácies é caracterizada por um empilhamento estratigráfico vertical típico, que consiste de fácies marinhas recobertas por fácies litorâneas, que, por sua vez, são recobertas por fácies de ambientes parálicos. A velocidade com que a progradação ocorre depende das taxas de suprimento sedimentar e de acomodação na plataforma.

A *progradação com regressão normal* consiste de regressão marinha deposicional, onde há progradação contínua de clinoformas sedimentares, sem erosão do prisma costeiro (Posamentier et al., 1992). Pode ocorrer com quando o nível do mar permanece constante ou com nível do mar em lenta elevação.

A *progradação com regressão forçada* ocorre quando há queda acentuada do nível relativo do mar, exposição e erosão do prisma costeiro e de parte da plataforma, transporte dos sedimentos bacia adentro e redeposição por progradação a partir da nova linha de costa, definida pela posição mais baixa atingida pelo nível do mar (Posamentier et al., 1992).

A *retrogradação* pode ocorrer quando houver regressão marinha com nível do mar em elevação, desde que a taxa de suprimento seja suficientemente alta para compensar o incremento

na acomodação. Entretanto, se a taxa de suprimento for baixa e a taxa de elevação do nível do mar for alta, ocorrerá uma transgressão marinha.

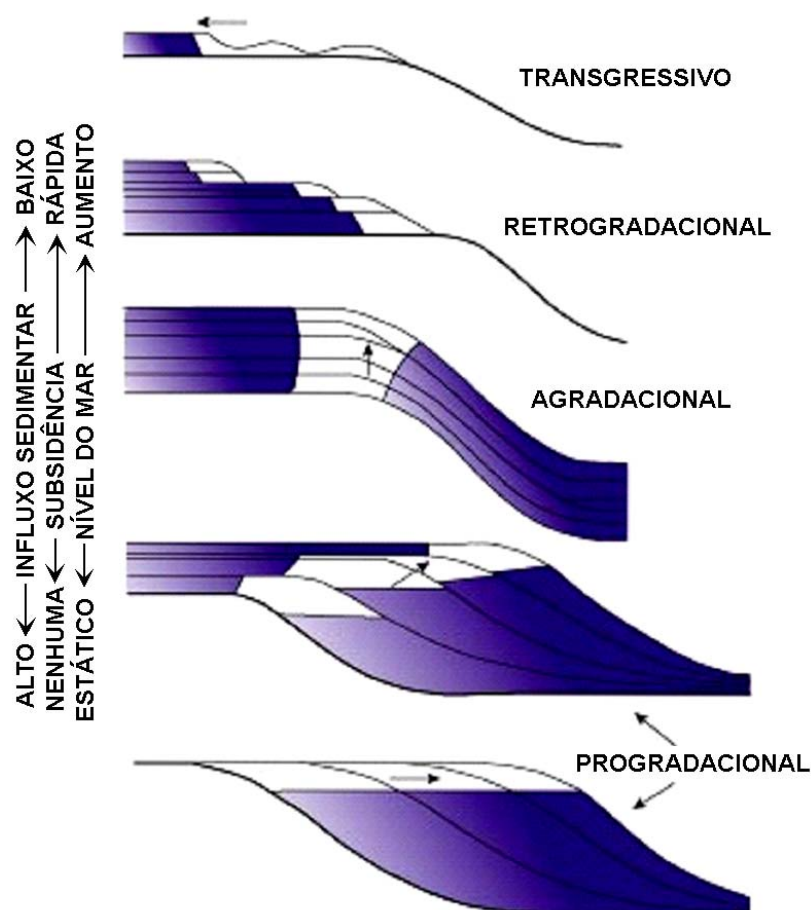


Figura 12. Arquitetura deposicional em função do volume de acomodação e da taxa de suprimento sedimentar (Emery e Myers, 1996 modificado de Galloway, 1989).

### 1.5.6. Incisão fluvial

Discordâncias de borda de bacia formam-se quando há queda do nível relativo do mar e a linha de costa desloca-se em direção ao centro da bacia. O perfil de equilíbrio dos rios sofre rebaixamento e o prisma costeiro é exposto, passando a sofrer erosão fluvial (Assine e Perinotto, 2001).

Caso a queda do nível relativo do mar seja grande e rápida, os rios são rejuvenescidos e aprofundam rapidamente seus talwegues em função do novo perfil de equilíbrio, dando origem a vales incisos (Van Wagoner et al., 1990; Allen e Posamentier, 1994).

Os vales incisos quaternários podem ser observados em todas as regiões costeiras do mundo, inclusive no litoral norte do Brasil. Foram gerados durante o último período glacial, quando o nível do mar esteve cerca de 130 metros abaixo do nível atual, expondo praticamente toda a plataforma continental. Muitos dos vales incisos alcançaram a borda da plataforma, conectando-se, em alguns casos, com canions submarinos existentes no talude continental (Assine e Perinotto, 2001).

Incisão fluvial é um fenômeno característico de margens de bacia em que há plataforma e talude, porque a superfície deposicional marinha tem gradiente maior que a superfície da planície costeira/aluvial. Se o gradiente da superfície deposicional marinha for menor que o gradiente da planície costeira/aluvial não haverá erosão (bacias tipo rampa), mas sedimentação fluvial por agradacão, devido à geração de espaço de acomodação subaéreo no continente à medida que a linha de costa migra em direção ao oceano (Zaitlin et al., 1994).

#### **1.5.6. Tratos de sistemas deposicionais**

Termo proposto por Brown e Fisher (1977) para descrever sistemas deposicionais contemporâneos e geograficamente interligados. Posamentier et al. (1988) ampliaram o conceito para conjunto de sistemas deposicionais geograficamente interligados, cuja migração de fácies no tempo compreendido entre duas superfícies-chave produz um empilhamento estratigráfico típico.

*Trato de sistemas de mar baixo* (TSMB) ocorre quando o gradiente da plataforma é maior que o do perfil de equilíbrio dos rios na planície aluvial/costeira, fazendo com que com a queda do nível relativo do mar ocorra erosão com incisão fluvial. A linha de costa desloca-se em direção ao mar, independente da taxa de suprimento sedimentar. O TSMB superpõe a sequência sotoposta em discordância na borda e em conformidade no interior da bacia (Zaitlin et al., 1994; Allen e Posamentier, 1994; Emery e Myers, 1996) (Figura 13).

*Trato de sistemas transgressivo* (TST) tem como limite inferior um grupo de superfícies de ravinamento por onda, que constituem superfícies transgressivas (Zaitlin et al., 1994; Allen e Posamentier, 1994; Emery e Myers, 1996).

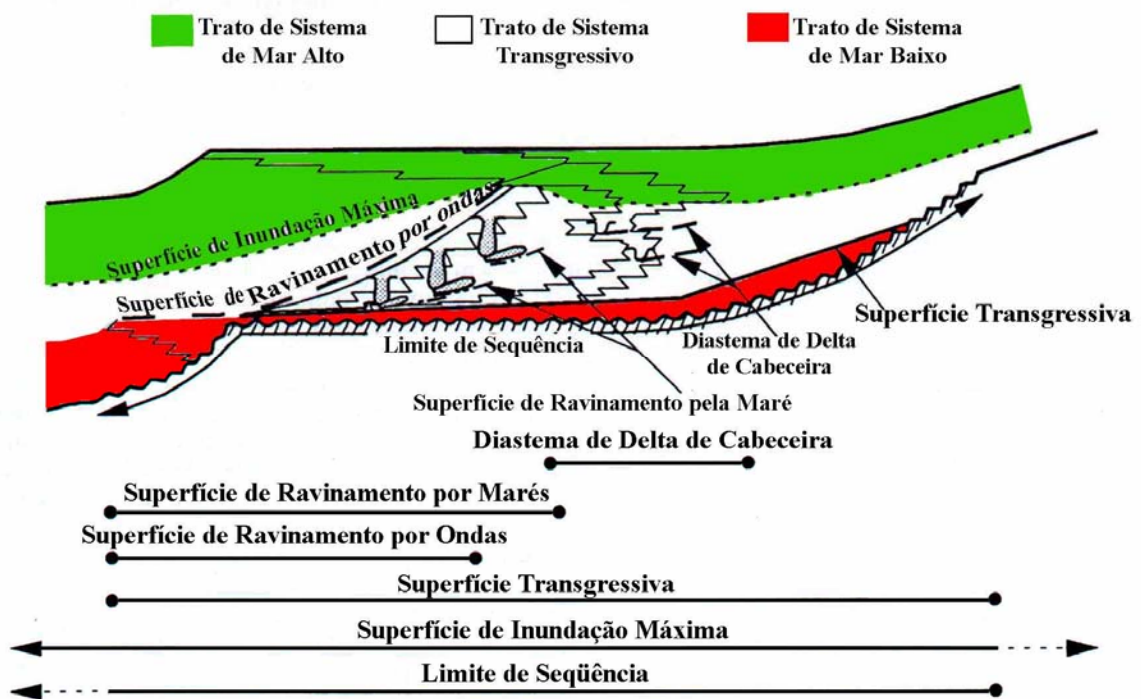


Figura 13. Seção longitudinal idealizada para um sistema de vale inciso mostrando a distribuição dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas (Zaitlin et al., 1994).

As *superfícies de ravinamento* são superfícies de erosão marinha formadas pela ação de ondas durante as transgressões. No processo de ravinamento pode ocorrer o *winnowing* (peneiramento/separação) dos sedimentos do fundo, principalmente por tempestades. A fração mais fina tende a ser transportada no sentido costa afora e a fração grossa é redepositada sobre a superfície de ravinamento, permanecendo como depósitos residuais transgressivos (*transgressive lags*) (Zaitlin et al., 1994; Allen e Posamentier, 1994; Emery e Myers, 1996) (Figura 13).

Os depósitos subaéreos do TSMB são recobertos com a transgressão e retrabalhados, podendo ser removidos em até 20 m de espessura dos depósitos. A linha de costa se desloca em direção ao continente e o sistema de plataforma externa passa a ocupar o lugar dos tratos deposicionais costeiros. Os vales incisos são afogados, desenvolvendo sistemas estuarinos; ocorre a redução do suprimento terrígeno, devido ao afogamento dos vales fluviais. O padrão de empilhamento é retrogradacional com granodecrescência ascendente e em direção ao centro da bacia (Zaitlin et al., 1994; Allen e Posamentier, 1994; Emery e Myers, 1996).

A *superfície de inundação máxima* separa o TST do TSMA e corresponde à superfície deposicional no momento da máxima transgressão da linha de costa, em direção ao continente. Como resultado, sedimentos marinhos transgressivos podem sobrepor depósitos aluviais proximais (Figura 12).

*Trato de sistemas de mar alto* (TSMA)   composto por sistemas fluviais, costeiros e marinhos que apresentam empilhamento progradacional, denotando regressão marinha normal por progradac o de sistemas costeiros em direção ao centro da bacia. Apresenta padrão de granocrescência ascendente a partir da superfície de inundação máxima (Zaitlin et al., 1994; Allen e Posamentier, 1994; Emery e Myers, 1996) (Figura 13).

# **CAPÍTULO 2:**

## **ARCABOUÇO GEOLÓGICO**



## 2.1. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

A história evolutiva da costa norte do Brasil está vinculada à formação do Oceano Atlântico, causada pela fragmentação do super continente Gondwana, que propiciou a atual compartimentação estrutural da Margem Equatorial Brasileira (Figura 1).

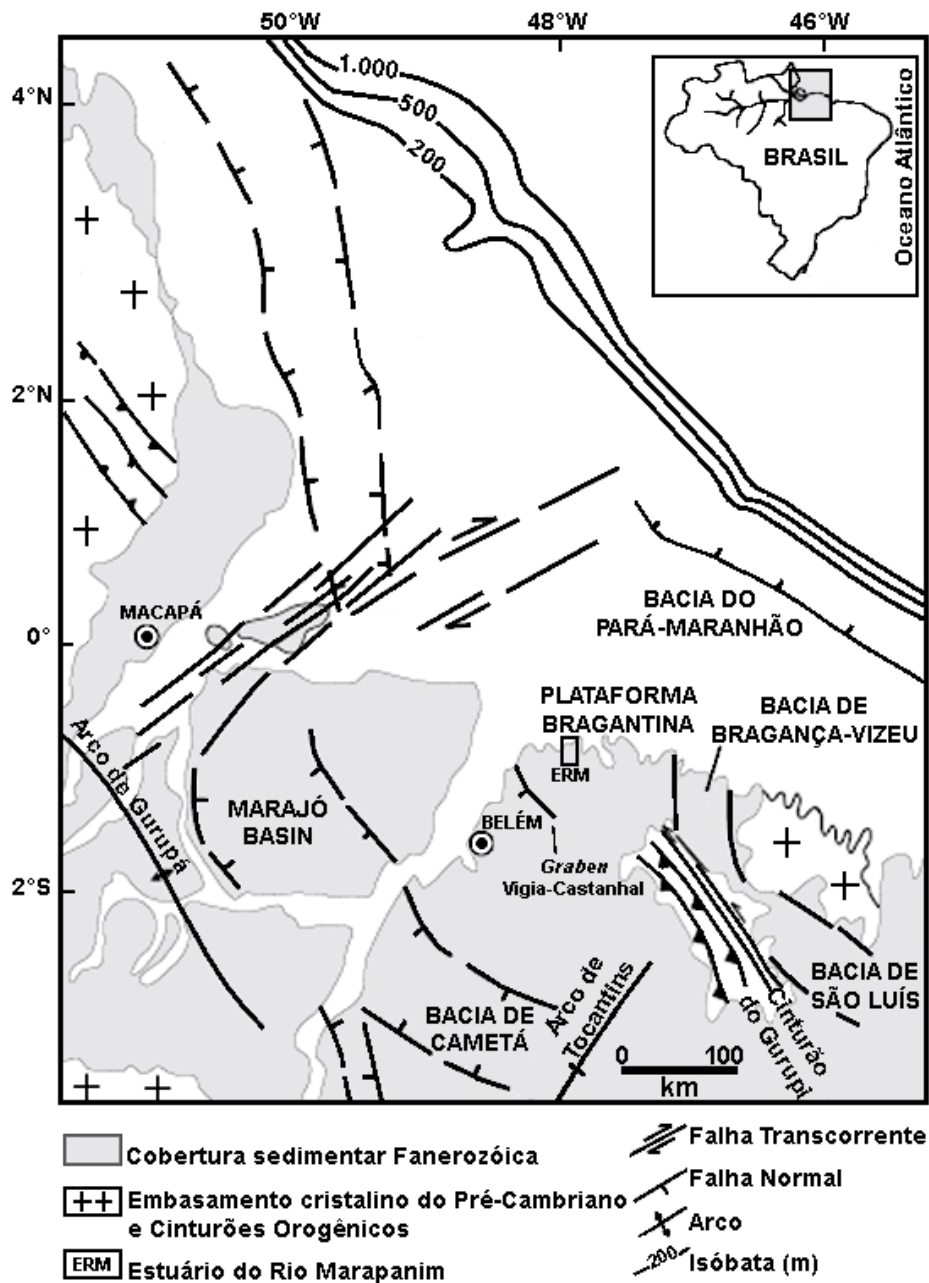


Figura 1. Arcabouço tectônico da Margem Equatorial Norte Brasileira (modificado de Costa et al., 2004).

A Margem Equatorial Brasileira se formou a partir de três eventos distensivos ocorridos durante o Mesozóico, os quais proporcionaram a formação de três conjuntos de bacias sedimentares com evolução diferenciada no espaço e no tempo (Soares Júnior et al., 2008).

O primeiro episódio de fragmentação está ligado à formação do Oceano Atlântico Central (Neojurássico/Eocretáceo) (Szatmari et al. 1987, Villegas, 1994; Costa et al., 2002) e formação do Graben Calçoene, da Bacia da Foz do Amazonas. O segundo está vinculado a processos distensivos que geraram o Oceano Atlântico Equatorial, com sentido de rifteamento NW-SE, que formou o Graben Cassiporé, da Bacia da Foz do Amazonas e as bacias de Marajó, Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. O terceiro episódio está relacionado à evolução do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial a partir do extremo leste da Placa Sul-Americana, com sentido de movimentação de SE para NW, que propiciou a formação das bacias Potiguar e do Ceará e, através da conexão com o Sistema de Grabens Gurupi, as bacias de Barreirinhas e Pará-Maranhão, culminando com a ruptura continental.

Os processos tectônicos permaneceram ativos durante o Cenozóico através de falhas transcorrentes E-W e NE-SW, além de falhas normais NW-SE (Hasui, 1990; Igreja, 1992; Costa et al., 1996), que resultaram na reativação de falhas pré-existentes que permanecem ativas até o Recente (Hasui, 1990; Costa et al., 1993) e tem controlado a morfologia atual (Rossetti, 2003; Souza Filho, 2000). São exemplos desse quadro o paleovale estuarino do Arari, com gênese relacionada à tectônica (Rossetti et al., 2007); o baixo curso do Rio Tocantins, capturado por falha transcorrente dextral NE-SW, reativada durante o Pleistoceno-Holoceno (Costa et al., 1996, 2002; Rossetti e Valeriano, 2007). A incisão de diversos vales observados ao longo da costa paraense, instalados em depósitos do Neógeno, com orientação predominante NE-SW, que coincide com a orientação das falhas transcorrentes mesozóicas reativadas durante o Quaternário (Hasui, 1990; Costa et al., 1993).

O Estuário do rio Marapanim está inserido na Plataforma Bragantina, limitada ao norte pela Bacia do Pará-Maranhão e, ao sul, pelo Graben Vigia-Castanhal (Figura 1). A Plataforma Bragantina corresponde a uma área do embasamento que permaneceu estável tectonicamente. O setor leste corresponde a áreas planas, limitadas a leste pela Bacia de Bragança-Viseu e, a oeste, pelo prolongamento da Fossa Vigia-Castanhal. O embasamento pouco aflorante é representado por rochas ígneas e metamórficas, além de arenitos paleozóicos recobertos por depósitos terciários (Rossetti e Góes, 2004).

A Bacia do Pará-Maranhão está posicionada na faixa oceânica, defronte dos estados homônimos. Encontra-se submersa e constitui uma área total de 48.000km<sup>2</sup> (Brandão e Feijó, 1994), que abrange dois depocentros separados pelo Alto Estrutural do Gurupi (Igreja, 1992). O depocentro leste, distensivo, é alongado segundo NW-SE e possui dois sistemas de falhas normais (NW-SE e NNW-SSE); o depocentro oeste, denominado de Graben de Ilha de Santana, é controlado por falhas normais (E-W e NNW-SSE).

O preenchimento desta bacia é representado por duas sequências estratigráficas (Brandão e Feijó, 1994b): de rifte, representada pelo Grupo Canárias (Eo-Mesoalbio); e de margem passiva, composta pelos grupos Caju (Neoalbio) e Humberto de Campos (do Cenomaniano ao Recente) (Brandão e Feijó, 1994b; Milani e Thomaz Filho, 2000).

## 2.2. EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES

Os depósitos do Cenozóico Superior, nos quais está inciso o vale do rio Marapanim, foram individualizados por Rossetti (2000, 2004) e Rossetti et al. (2001, 1989) em três sucessões estratigráficas, limitadas por discordâncias regionais (Figura 2).

A Sequência A corresponde à Formação Pirabas e parte inferior da Formação Barreiras. Datada do Oligoceno Superior/Mioceno Inferior, é de ocorrência restrita a lentes na área estudada, constituídas por calcários, folhelhos negros carbonáceos e arenitos calcíferos interdigitados com argilitos e arenitos variegados, representativos de um sistema marinho marginal progracional (plataforma externa, plataforma restrita/laguna e mangues/planícies de lama).

A Sequência B, de idade miocênica média, corresponde à porção intermediária da Formação Barreiras. Constituída de argilitos e arenitos variegados depositados em ambientes que variam de leques aluviais a marinho transicional dominado por maré, com características estuarinas (canal de maré, planície de maré e mangue).

A Sequência C inclui depósitos pliocênicos e quaternários denominados de Sedimentos Pós-Barreiras, depositados após o rebaixamento do nível relativo do mar no final do Mioceno-Plioceno Inferior. Esses depósitos foram individualizados por Rossetti et al. (2001) em três unidades (Figura 2).


IDADE	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	ESTRATIGRAFIA			
		BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAU	ZONA BRAGANTINA		
		Rossetti (2000)	Rossetti (2001)	Rossetti & Góes (2001)	Rossetti <i>et al.</i> (2001)
PLIOCENO/ QUATERNÁRIO	 Pós-Barreiras	Sem estudo	C	Unid. 4	Unid. 3
				SB 4	Unid. 2
MIOCENO	SUP (paleossolo laterítico)	SB3	SB3	SB3	
	MÉDIO Fm. Barreiras (média/superior)	Unid. 3	B	Unid. 2	B
	INF Fm. Barreiras (Inferior)	SB2	SB2	SB2	SB2
		Unid. 2	A	Unid. 1	A
	RS				
OLIGOCENO SUPERIOR	Fm. Pirabas (paleossolo laterítico/ bauxítico)	Unid. 1		Sem dado	
CRETÁCEO	Grupo Itapecuru	Sb1	SB1		

Figura 2. Coluna estratigráfica da costa norte do Brasil (Rossetti et al., 2004).

A unidade 1 é constituída por sedimentos lamosos e arenosos depositados em embaiamentos associados a um evento transgressivo ocorrido no Plioceno Superior, o que resultou no preenchimento de depressões topográficas e deposição de uma delgada sucessão estuarina sobre a discordância marcada por paleossolo laterítico do topo da Formação Barreiras (Mörner et al., 2001). Um novo rebaixamento do nível de base proporcionou a erosão do topo da Unidade 1, resultando em uma segunda superfície de descontinuidade (S4). Durante este período de queda do nível do mar, ocorreu a instalação de canalizações, o desenvolvimento de dunas eólicas de grande porte que preencheram a topografia negativa e, possivelmente, a progradação de planícies de maré (Unidade 2). Durante o Holoceno Médio, segundo registro cronológico de 5.100 e 2.800 AP., obtidos para a planície de Bragança (Souza Filho et al., 2006), o nível do mar tornou a subir. Rossetti et al. (2001) admitem que, pelo menos, mais uma queda do nível de base

ocorreu, evidenciada pela superfície de descontinuidade (S5) verificada entre as Unidades 2 e 3. A Unidade 3 corresponderia aos depósitos holocênicos recentes, constituídos por depósitos eólicos interdigitados com depósitos lamosos (manguezais), intersectados por canais de maré.

A evolução dos depósitos costeiros quaternários na costa norte do Brasil está relacionada, sobretudo, aos processos geológicos associados à variação quaternária no nível do mar, amplo suprimento sedimentar fluvial e retrabalhamento de sedimentos reliquiais sobre a plataforma continental (Souza Filho et al., 2009).

Souza Filho (2000) compartimentou a costa paraense em dois setores, baseado nas características geomorfológicas (Figura 3). O Setor 1, onde está inclusa a área de estudo, localizado entre as baías do Marajó e Pirabas, é caracterizado por uma planície costeira estreita e o planalto costeiro atingindo a linha de costa, na forma de falésias ativas. O Setor 2 se estende em direção a leste, entre as baías de Pirabas e Gurupi, onde o planalto costeiro encontra-se recuado (falésias inativas), coincidindo com um horst que delimita a margem norte da Bacia Bragança-Viseu (Souza Filho et al., 2009).

A plataforma continental adjacente à área estudada apresenta cerca de 300 km de extensão e encontra-se recoberta por sedimentos predominantemente terrígenos, além de depósitos carbonáticos (Figura 3). A plataforma externa é caracterizada por cascalhos carbonáticos e areias, bem como recifes datados de 17.000 anos AP (Milliman e Barreto, 1975). A plataforma interna é constituída por areias siliciclásticas transgressivas de origem marinha e areia relictas, associadas a um paleovale fluvial afogado (Palma, 1979). Em frente à Baía do Marajó, a plataforma é coberta por uma cunha de lama fluvial que recobre areias siliciclásticas transgressivas (Milliman, 1979).

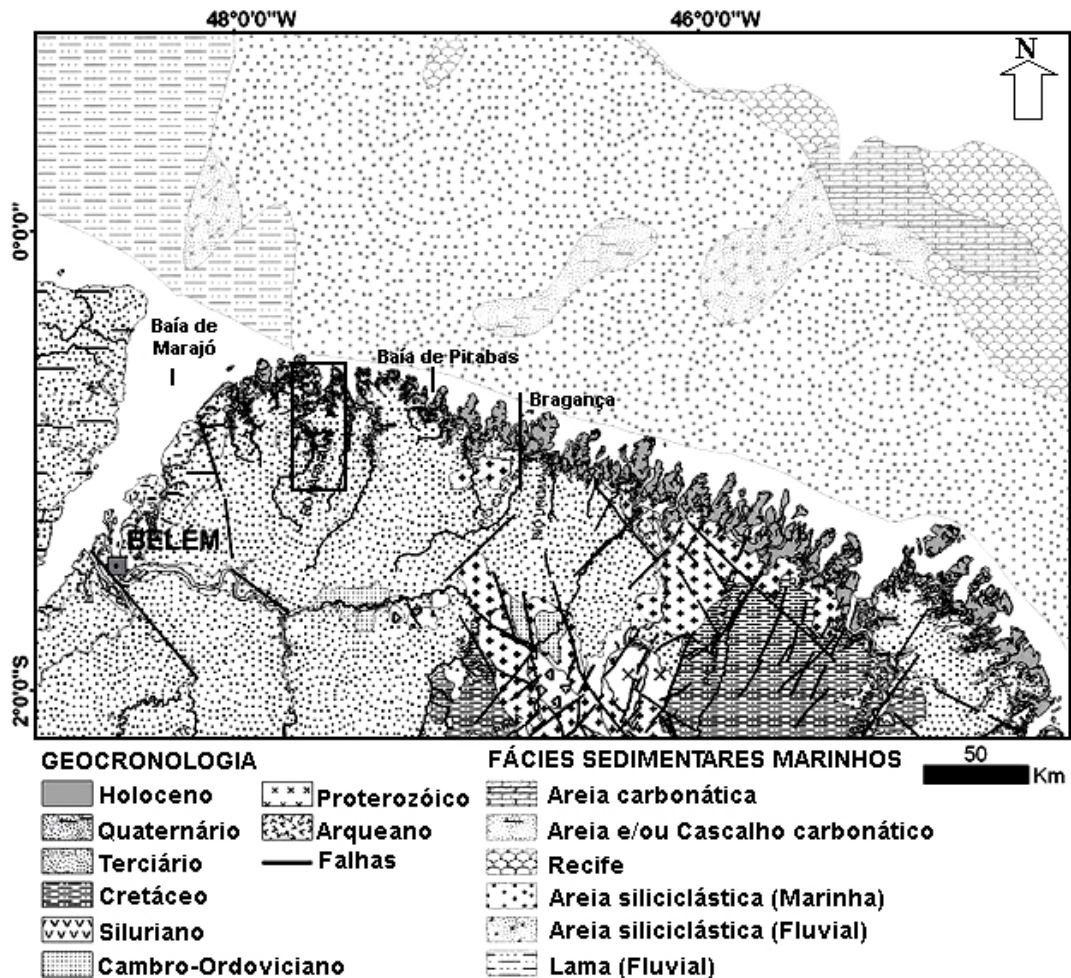


Figura 3. Fisiografia e arcabouço geológico da costa norte brasileira (CPRM, 2001; Souza Filho et al., 2009). O estuário de Marapanim está localizado pelo retângulo.

### 2.3. VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO

A variação no nível do mar propicia importantes mudanças ambientais e evolutivas na região costeira.

Vários estudos sob e a história do nível do mar no Holoceno foram realizados na costa sul, sudeste e nordeste do Brasil (Suguio et al., 1985; Dominguez et al., 1990; Angulo e Suguio, 1995; Martin et al., 1996; Angulo e Lessa 1997; Angulo et al., 1999; Lessa e Angulo, 1998; Angulo et al., 2002; Martin et al., 2003; Angulo et al. 2006) e demonstram que as elevações do nível do mar no Holoceno variaram de um mínimo de 2.1 m, em Laguna/Santa Catarina (Angulo et al., 1999), a 5 m em Pernambuco (Dominguez et al., 1990). Tal diferença é justificada devido à

variação do relevo geoidal (Martin et al., 1985; Suguio et al., 1985; Angulo et al. 2006) (Figura 4). Portanto, diferença na tendência da curva de variação do nível do mar no Brasil, somente ocorre em áreas localizadas em subsidências tectônicas, como é o caso do estado do Pará (Angulo et al. 2006; Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005; Souza Filho et al., 2009).

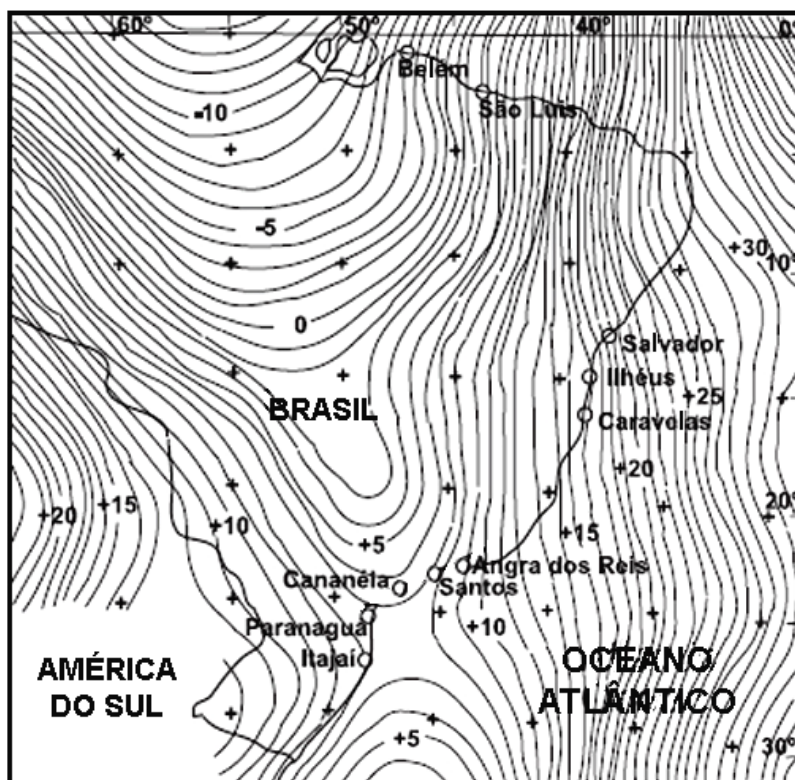


Figura 4. Carta geoidal do Brasil (Angulo et al., 2006).

A zona costeira norte do Brasil, durante o Quaternário, tem sido submetida a eventos regressivos e transgressivos que controlam a sedimentação e a morfologia costeira.

Milliman e Barreto (1975), com base em datação de oolitos lagunares, sugeriram que em 17.000 anos AP quando o nível do mar encontrava-se entre 80 e 90 m abaixo do nível atual, a plataforma continental ficou exposta e, conseqüentemente, a linha de costa estava posicionada próximo à quebra da plataforma continental.

Alterações climáticas globais influenciaram o progressivo degelo das calotas glaciais e a conseqüente elevação do nível do mar, a taxa média de um metro por século (Miranda et al., 2002).

Milliman e Emery (1968) consideram que o nível do mar começou a subir a partir de 17.400 anos AP e a linha de costa arenosa migrou em direção ao continente, ocasionando erosão e recobrando parte do planalto costeiro. A última transgressão marinha (Transgressão Flandriana) ocorreu entre 15.000 e 7.000 anos AP. e foi interrompida por estabilizações de curta duração, correspondentes às cotas batimétricas atuais de 110 e 60 m (Kowsmann et al. 1977). Segundo esses autores, ao final da transgressão (7.000-2.000 anos AP), quando o mar atingiu aproximadamente o nível atual, as planícies costeiras e os vales dos rios foram gradativamente inundados, originando estuários, enseadas, baías e lagunas costeiras.

Em condições de mar estável ou de baixo aumento do nível relativo, ocorreu a progradação lamosa da linha de costa, o que marcou o início do desenvolvimento dos manguezais de intermarés (Souza Filho e El-Robrini, 1996; Souza Filho et al., 2009).

Vital e Stattegger (2000) propuseram três estágios evolutivos para a foz do rio Amazonas, ocorridos entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno: (i) queda no nível do mar relacionada ao Último Máximo Glacial (20.000-18.000 anos), onde se instalaram canais incisos em substratos antigos das formações Barreiras (Terciário Superior) e Alter do Chão (Cretáceo) (Figura 6A); (ii) deposição e consolidação de lama transgressiva entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno Médio, associado às amplas planícies de inundação da Amazônia; (iii) em condições de nível de mar estável (6.000 anos AP), ocorreu a mudança no padrão de deposição e erosão controlada pela interação de processos oceânicos e fluviais, os quais propiciaram a ampliação da rede de drenagem, além da reativação de falhas transcorrentes E-W associadas à instalação do canal de Estreitos, que passou a ligar o rio Amazonas ao Sistema Pará/Tocantins e isolou a Ilha de Marajó.

A história transgressiva da costa norte brasileira apresenta diferenças em relação à do restante do país, conforme demonstrado em Behling et al. (2001); Souza Filho et al. (2006, 2009) e Cohen et al. (2005a, 2005b). Esses autores admitem a ocorrência de dois pulsos transgressivos datados de 5.900 cal yr BP e 2.800 cal yr BP, associados à geração de ilhas-barreiras (Figuras 5 e 6). Entre 1.800 e 1.400 cal yr BP houve uma queda de 1m no nível do mar em relação ao nível atual, seguida por uma subida gradual até alcançar o nível atual (1.000 cal yr BP). Segundo Cohen et al. (2005), entre 5.100 e 1.000 cal yr BP, a subida do nível médio do mar ultrapassou cerca de 0,60 m acima do nível atual (Figura 6B).



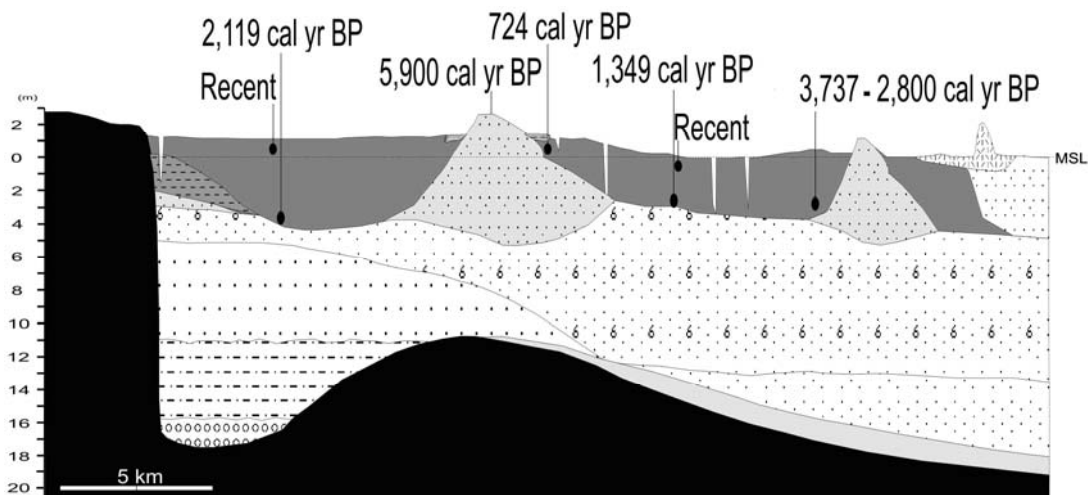


Figura 5. Modelo evolutivo do sistema de barreiras transgressivas da planície costeira de Bragança, entre o planalto costeiro e a linha de costa (Souza Filho et al., 2009).

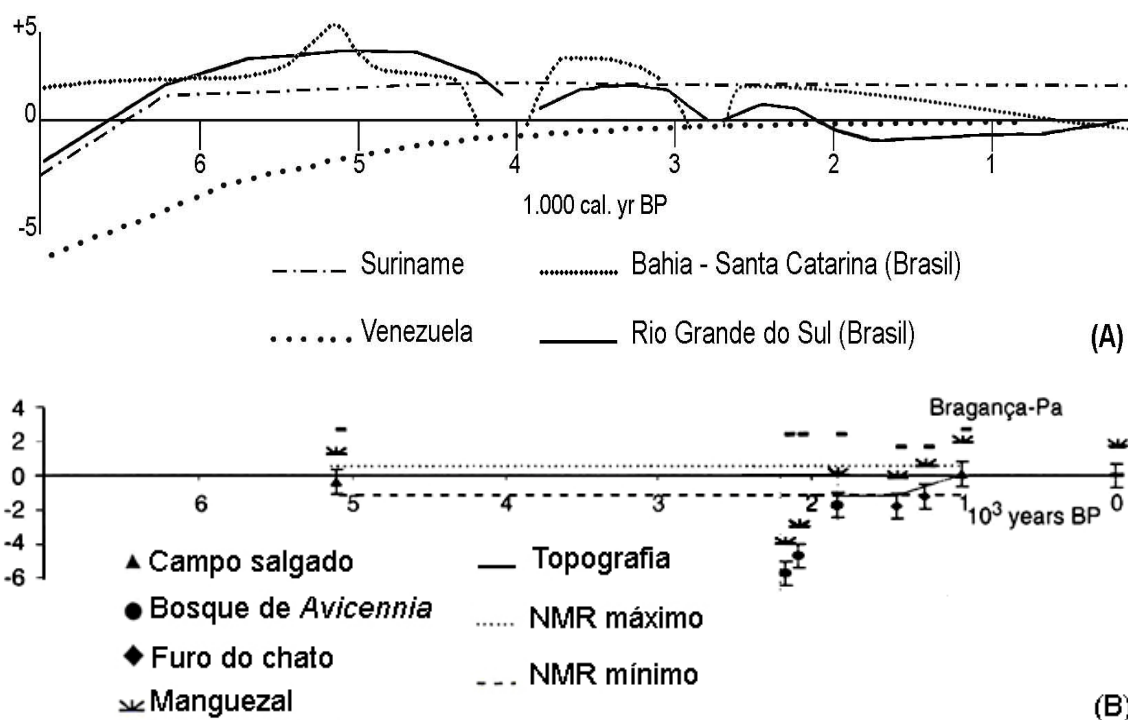


Figura 6. Curvas para o nível do mar (NM) para os últimos 6.000 anos na costa atlântica da América do Sul (modificado de Angulo e Lessa, 1997 e Cohen et al., 2005). As curvas para setores mais ao sul do Hemisfério Sul apresentam uma tendência de elevação similar e gradual declínio após atingir a inundação máxima. As curvas para os setores próximos ao Equador (Venezuela e Suriname) apresentam mesma tendência na subida do NM e se mantiveram estável após alcançarem o nível máximo. A curva proposta para a Venezuela apresenta tendência similar àquela proposta por Cohen et al. (2005) para a planície costeira de Bragança (Pará) (B).

**CAPÍTULO 3:**

**MORFOLOGIA E DEPÓSITOS  
SEDIMENTARES SUPERFICIAIS**



Contents lists available at ScienceDirect

## Continental Shelf Research

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/csr](http://www.elsevier.com/locate/csr)

## Morphology and modern sedimentary deposits of the macrotidal Marapanim Estuary (Amazon, Brazil)

Cléa Araújo da Silva<sup>\*</sup>, Pedro Walfir M. Souza-Filho, Suzan W.P. Rodrigues

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Campus Universitário do Guamá, s/n, PO Box 1611, 66075-110 Belém, Pará, Brazil

## ARTICLE INFO

Available online 11 October 2008

## Keywords:

Geomorphology  
Morphostratigraphy units  
Recent sedimentary facies  
Macrotidal Estuary  
Amazon coast

## ABSTRACT

The northern Brazilian coast, east of the Amazon River is characterized by several macrotidal estuarine systems that harbor large mangrove areas with approximately 7600 km<sup>2</sup>. The Marapanim Estuary is influenced by macrotidal regime with moderate waves influence. Morphologic units were investigated by using remote sensing images (i.e., Landsat-7 ETM+, RADARSAT- 1 Wide and SRTM) integrated with bathymetric data. The modern sedimentary deposits were analyzed from 67 cores collected by Vibracore and Rammkersonde systems. Analysis of morphology and surface sedimentary deposits of the Marapanim River reveal they are strongly influenced by the interaction of tidal, wave and fluvial currents. Based on these processes it was possible to recognize three distinct longitudinal facies zonation that reveals the geological filling of a macrotidal estuary. The estuary mouth contain fine to medium marine sands strongly influenced by waves and tides, responsible for macrotidal sandy beaches and estuarine channel development, which are characterized by wave-ripple bedding and longitudinal cross-bedding sands. The estuary funnel is mainly influenced by tides that form wide tidal mudflats, colonized by mangroves, along the estuarine margin, with parallel laminations, lenticular bedding, root fragments and organic matter lenses. The upstream estuary contains coarse sand to gravel of fluvial origin. Massive mud with organic matter lenses, marks and roots fragments occur in the floodplain accumulates during seasonal flooding providing a slowly aggrading in the alluvial plain. This morphologic and depositional pattern show easily a tripartite zonation of a macrotidal estuary, that are in the final stage of filling.

© 2008 Published by Elsevier Ltd.

### 1. Introduction

Numerous studies have been carried out in modern estuarine systems to understand the relationship between sedimentation processes and coastal morphology evolution (e.g., Nichol, 1991; Woodroffe et al., 1993; Costa and Silveira, 1998). In this context, Dalrymple et al. (1992) proposed a conceptual framework for estuarine classification and an evolutive facies model for wave and tide-dominated estuaries. According to Abraham et al. (2008), this model has proven a robust summary of estuarine stratigraphy and evolution, and provided a framework to explain cases that differ from the model.

In particular, macrotidal estuarine systems have been documented around the world, such as the Ord, South Alligator and Mary Rivers, and Louisa creek, Australia (Wright et al., 1975; Woodroffe et al., 1989, 1993; Chappell and Woodroffe, 1994; Lessa and Masselink, 1995; Wolanski and Chappell, 1996); Severn River, England (Harris and Collins, 1985; Allen, 1990); Cobequid Bay and

Salmon Rivers, Canada (Dalrymple et al., 1990, 1992); Gironde and Seine Rivers, France (Allen, 1991; Allen and Posamentier, 1993; Lesourd et al., 2003; Kapsimalis et al., 2004; Deloffre et al., 2005). These authors discuss about morphology, facies model and sequence stratigraphy of macrotidal estuaries. In this paper we present additional evidence of the control of estuarine valley morphology on modern facies model and morphostratigraphy of estuarine deposits in a macrotidal located in the Amazon Brazilian coast.

The Brazilian macrotidal mangrove coast extends from Tubarão Point (Maranhão State) to the Marajó Bay (Pará State), situated eastward of the Amazon River mouth (Fig. 1). This coastline is irregular and jagged with 23 estuaries and 30 catchment areas that drain an area of 330 million square kilometers (Martins et al., 2007). However, only a few papers have been published on these estuaries and coastal plains relate the estuarine hydrological, environmental changes and sedimentary processes (Behling and Costa, 2001; Kjerfve et al., 2002; Cohen et al., 2005; Souza Filho et al., 2006, 2008).

The objectives of this paper are to investigate the morphology and facies pattern relationship. The major focus will be on the

<sup>\*</sup> Corresponding author.

E-mail address: [clea@museugoldi.br](mailto:clea@museugoldi.br) (C. Araújo da Silva).

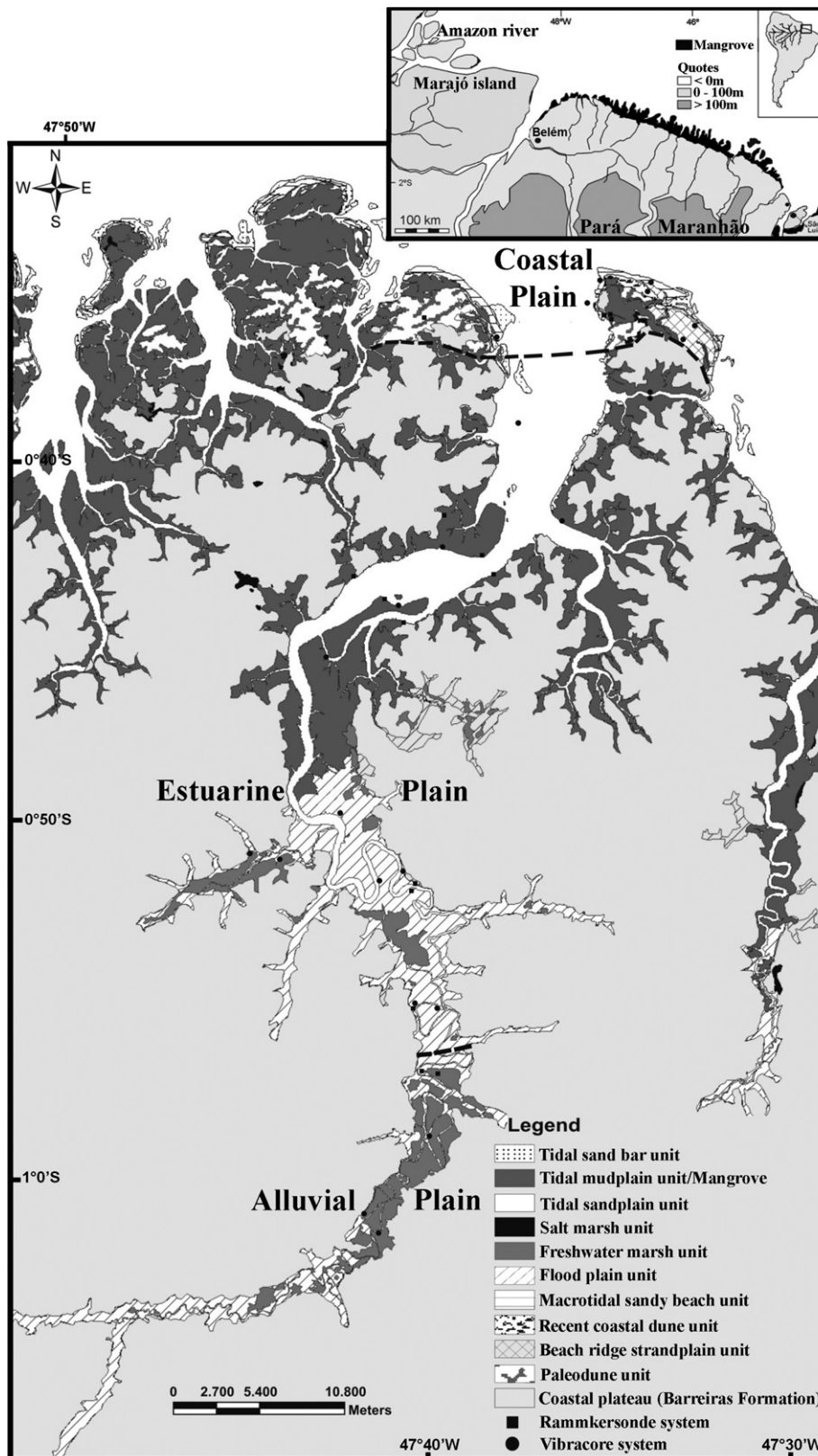


Fig. 1. Morphologic realms of the Marapanim River (coastal, estuarine and alluvial plains) and the sampling positions of the cores collected by Vibracore and Rammkersonde systems.

formulation of a general facies model morphology and facies model in the modern macrotidal Marapanim Estuary at the eastward of the major fluvial drainage basin in the world, the Amazon River.

## 2. Study area

The Quaternary sedimentation of the northeast coast has been controlled by the structural-sedimentary evolution of

Pará-Maranhão, Bragança-Viseu and São Luís Equatorial coastal basins (Souza Filho, 2000). The geological control associated with Quaternary sea-level changes, large fluvial sediment supply and the reworking of relict sediments on the continental shelf have controlled the Amazon coastal evolution (Souza Filho et al., 2008).

The Marapanim Estuary is situated in the northeast coast of the Pará, North Brazil. It is characterized by an embayed coastline sustained by Neogene and quaternary deposits of the Barreiras formation and post-Barreiras sediments, respectively. The Marapanim catchment extends about 2500 km<sup>2</sup>, and the Marapanim Estuary is bounded northward by the Coastal Plain, where marine processes are dominant and, while southward; it is bounded by the Alluvial Plain that represents the landward limit of tidal oscillation. This system is dominated by macrotidal regimes with semidiurnal tides; their amplitude ranges from 3.5 m during neap tide to over 6 m during spring tides. Waves reach the coastal plain with a mean height of about 1 m from a northeast direction. The climate is rainy humid tropical (Martorano et al., 1993), with NE and E trade winds reaching a mean speed of 6 m/s, being strongest in December and March when they reinforce the SE trade winds.

### 3. Material and methods

Remote sensing images (Landsat-7 ETM+ and RADARSAT- 1 Wide), shuttle radar topographic data (SRTM) and bathymetric data were used to identify and define the distribution of the different morphologic units along the Marapanim Estuary. Digital image processing techniques were applied, such as radiometric and geometric corrections and linear contrast enhancement. The morphologic mapping was carried out on the basis of landform, sedimentary patterns, vegetation recognition and the dominant processes in operation related to historical processes. These coastal parameters were largely extracted from remote sensed data from a GIS environment, whose coastal map is illustrated in Fig. 5.

The modern sedimentary facies of the Marapanim River Estuary were defined in terms of their surface and subsurface geometry as well as their sedimentary characteristics according to morphostratigraphic units (Frye and Willman, 1962; Woodroffe et al., 1989) and sedimentary facies concepts (Walker and James, 1992; Reading, 1996).

Stratigraphic characteristics were investigated from 67 cores collected using a Vibracore and Rammkersonde systems, with locations established using a global positioning system (GPS). Cores were photographed and analyzed in terms of textural, color, compositional and structure, leading to the recognition of sedimentary facies. They were finally codified according to Miall (1990). The grain-size analysis was done according to Folk (1974), using the software Granulometric Analysis System (SAG) developed by Marine Geology Laboratory of Fluminense Federal University (Brazil). The organic sample was taken for radiocarbon dating by the accelerator mass spectrometry (MAS) method in the Laboratory for Age Determination and Isotopic Research of Kiel University.

### 4. Hydrodynamic regime

#### 4.1. Nearshore wave regime

Waves have a significant influence on sediment dispersal along the coast and in the mouth of Marapanim River. Wave measurements are not available in the area. However, oceanic predictions could be obtained from Centro de Previsão de Tempo e Estudos

Climáticos (CPTEC) in the National Institute for Space Research (INPE). Waves from the northeast mainly occur from June to November and their height may exceed 1.5 m. From December to May wave heights reach about 0.5 m.

#### 4.2. Tidal regime

The northern coast of Brazil has semidiurnal macrotides, with spring ranges between 4 and 8 m. The coast of Pará is strongly influenced by macrotidal regimes with tides that reach maximum flood current velocity in June–July and maximum ebb current velocity in March–April, when fresh water discharges are more important. During spring tides, the maximum tidal current velocity reaches about 144 cm/s, whereas the minimum is less than 113 cm/s. During neap tides, the maximum tidal current velocity reaches about 76 cm/s and minimum is about 59 cm/s (Diretoria de Hidrografia e Navegação, 1994).

Tidal data were acquired during spring tides in April 2004. The spring tide range is around 6 m at the mouth (Marudá) of the Marapanim River and around 7 m upstream (Marapanim village), due to the narrowing of the estuary valley landward. Tidal currents can be detected 150 km upstream from the mouth, while the salt wedge intrusion extends 70 km upstream at spring tides in the warmest season (October).

The salinity at low and high fluvial discharge varies from 24 to 3 in the estuarine funnel and from 8 to 0.5 in the sinuous meandering segment. However, the salinity remains constant around 35 at the mouth, without any significant influence of fluvial discharge (Berredo et al., 2003).

### 5. Morphologic patterns

The estuary of the Marapanim River can be subdivided into three morphologic realms on the basis of landform, sediment patterns and the dominant processes. These realms will be referred to as coastal plain, estuarine plain and alluvial plain (Fig. 1). The estuarine plain straddles the tidal river, from near the mouth of the estuarine funnel to the landward limit tidal influence.

A number of morphologic units are recognized within each dominion. These are described below and mapped in semi detail at a 1:50,000 scale (Fig. 1).

#### 5.1. Coastal plain realm

The coastal plain extends along the west and east margins of the Marapanim River. It is limited southward by the coastal plateau and covers an area about 30 km<sup>2</sup> (Fig. 2). Within the coastal plain we identified five morphologic units that are mainly influenced by waves, winds and tides.

##### 5.1.1. Paleodune unit

The paleodune unit is located over the coastal plateau, with altitude ranging from 10 to 15 m above present sea level (Fig. 2). It covers an area of approximately 6 km<sup>2</sup> and it is vegetated by shrubs (Anacardiaceae and Chrysobalanaceae families). They can be seen in the Maiandeuá Island and along the Marapanim--Crispim road.

##### 5.1.2. Beach ridge strandplain unit

This unit is developed by an accretion of successive longitudinal bars in the shoreface due to the long-shore currents action (Fig. 2). This plain exhibits truncated surfaces that reveal changes in the current direction. Topographic position and



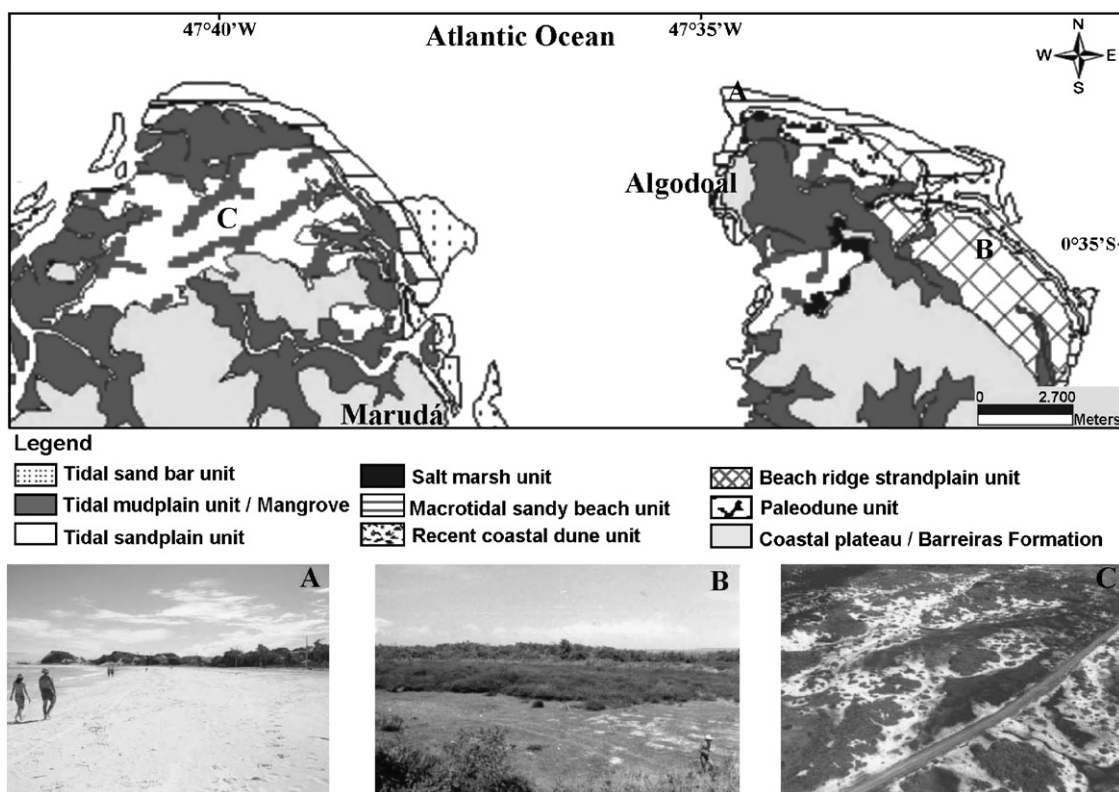


Fig. 2. Morphologic units identified in the coastal plain realm.

present mean sea-level relationship allow identification of two units: (a) the inner strand plain unit covering 3 km<sup>2</sup>, whose height is around 8 m above mean sea level. These ridges are vegetated by shrubs and small lakes appear within the runnels and it is in contact with inactive sea cliffs. (b) The outer strand plain unit, which appear has been developed in the same present sea level. It has linear ridges oriented NW–SE, and reaches a 2 m in height. It is in contact with the recent coastal dune unit landward and with macrotidal sandy beach seaward.

### 5.1.3. Recent coastal dune unit

Occurs along the shoreline and covers an area of approximately 1 km<sup>2</sup>. This unit is partly stabilized by vegetation, but it can also move landward (Fig. 2). The vegetated coastal dune sub-unit is vegetated by Dilleniaceae, Bromeliaceae, Chrysobalanaceae families. They are disposed on the backshore, oblique to the coast line in a NE–SW direction, in the same wind predominate direction. This sub-unit varies in height from 1 to 12 m. The active coastal dune sub-unit is characterized by barchans dunes, approximately 1 m high and transversal dunes ridges that can exceed 6 m in height.

### 5.1.4. Macrotidal sandy beach unit

This unit is bounded by low and high spring tide water level, presenting an elongated sandy ridges form, parallel to the shoreline, in E–W direction, and recurved spit in NW–SE direction (Fig. 2). Three zones were identified: (a) the supratidal zone is above the high spring water level. It is exposed mainly to the action of wind. (b) The intertidal zone is slightly inclined and limited by the high and low spring water level. This zone is marked by high energy, due to tide and wave action. (c) The subtidal zone (shoreface) is always submerged and limited by low spring water level and wave base line. It corresponds to a large long-shore bar with approximately 2 km in length.

### 5.1.5. Small lake unit

Small lakes are maintained by surface runoff of rain fall and mainly from the water-table. Its occurrence is associated with paleodune, recent coastal dune, strand plain units and coastal plateau (Fig. 2). These lakes present an average depth of 8 m, with decreasing water level in the warmest season.

## 5.2. Estuarine plain realm

The estuarine plain is the largest of the three morphologic realms, with an area around 148 km<sup>2</sup>. This domain reaches the upper tidal limit of the Marapanim River. Three morphologic units were individualized according to sedimentary characteristics, morphology, topography, typical vegetation, and dominant physical processes: estuarine channel, tidal creek and estuarine floodplain (Fig. 3).

### 5.2.1. Estuarine channel

The channel is funnel shaped. At the mouth it is 70 km long and 8 km wide, narrowing upstream (Fig. 3). It is influenced by both tidal and fluvial processes that are responsible for the development of floodplains. The geomorphology of the estuarine plain changes between its downstream and upstream limits reflecting the influence of tidal and fluvial processes and the strong changes from wet to dry seasons. Four different kinds of channels were recognized in the Marapanim River, similar to the proposed by Woodroffe et al. (1989) for South Alligator River in the Northern Australia.

- (1) The estuarine funnel segment is bounded by the coastal plain and represents the estuarine distal zone (Fig. 3). Their bends are 8 km wide downstream and narrow down to 3 km upstream. Its depth ranges from 14 to 4 m downstream and 6 to 2 m upstream. Mangrove and tidal sandflats occur in the

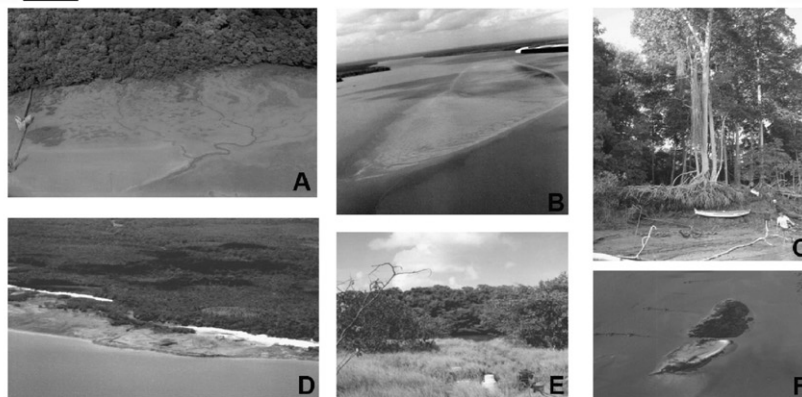
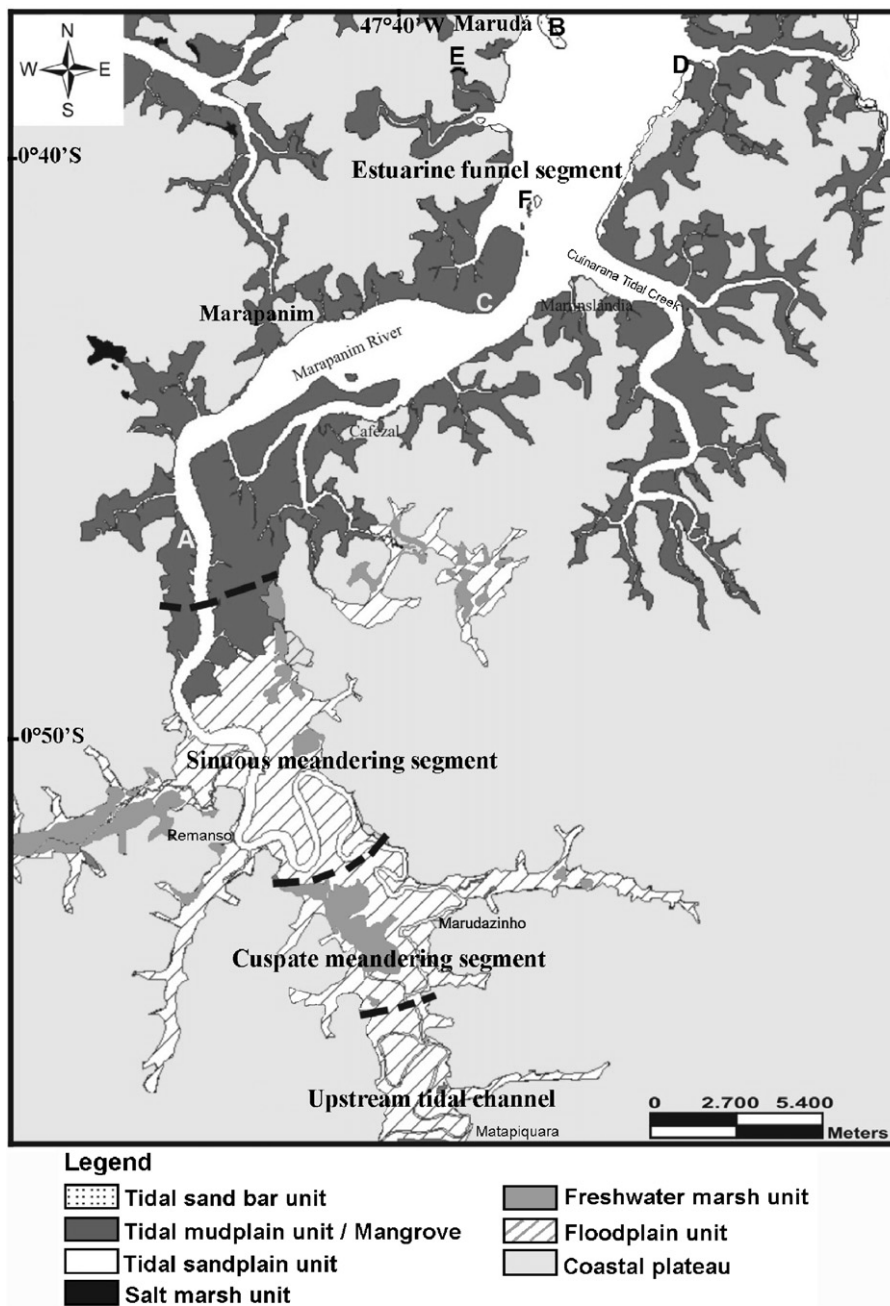


Fig. 3. Estuarine plain realm, morphologic units and subunits.

marginal and middle banks. Tidal sand/mud bars, ebb/flood tidal deltas and mangrove islands are observed inside the channel.

- (2) The sinuous meandering segment is similar to fluvial meanders with broad curves about 2 km in diameter (Fig. 3). Their mean depth is around 6 m. Coastal plateau terraces are often eroded by estuarine currents. Mudflats and levees are associated to this morphology. Mangroves tend to be sparse or absent.
- (3) The cusped meandering segment has irregular meanders with small, pointed bends around 800 m diameter and a mean depth around 8 m (Fig. 3).
- (4) The upstream tidal channel is the most proximal segment, alternating straight and meandering forms. Chute cutoff channels are frequent (Fig. 3).

#### 5.2.2. Tidal creeks

They are secondary channels strongly influenced by tides. They drain mangroves and are responsible for sediments supply and oxygenation of the estuarine plain. They have sinuous forms with bifurcations. They are shallow (3 m in depth), extends about 5 km long and 800 m wide. Their mudflat and tidal sand bar are usually covered by mangrove trees (Fig. 3).

#### 5.2.3. Estuarine floodplain

This plain, which is under tidal influence, occurs in the tidal channel margins. They are limited by the coastal and alluvial plain realms and by coastal plateau. Within the floodplain three morphologic sub-units were recognized: tidal plain, salt marsh and freshwater marsh (Fig. 3).

- (1) Tidalflat occurs in protected areas without wave action. In the intertidal zone, three sub-units are recognized: mangrove, tidal mudflat and tidal sandflat. (a) Mangrove was recognized based on vegetation type, as well as elevation. It corresponds to mudflats colonized by *Ryzophora mangle*, *Laguncularia racemosa* and *Avicennia germinans*. It occurs in contact with coastal plateau and extends about 2 km in direction to estuarine channel. (b) Mudflats bound the mangroves, present no vegetation colonization and their substrates are exposed at low tide. (c) Tidal sandflat is an extensive deposit that bordering the mudflats, which are partially displayed during low tide.
- (2) Salt marsh is associated with tidal creeks infill and colonized by typical species of tropical salt marshes, such as *Eleocharis caribae* Blake, *Acrostichum aureum* L., *Fimbristilis spadicea* Vahl, *Sesuvium portulacastrum* L. and others. This sub-unit extends about 100 m<sup>2</sup>. Occur next to the coastal plateau, paleodunes and mudflats.

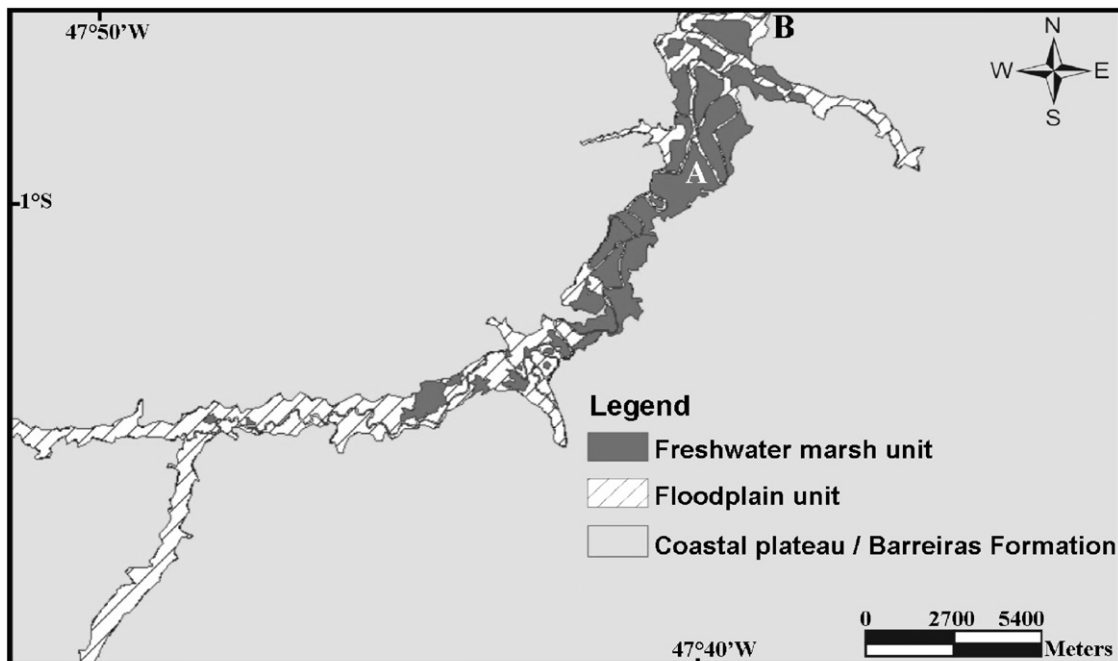


Fig. 4. Alluvial plain realm and morphologic units



- (3) Freshwater marsh is drained by freshwater from secondary channels in the sinuous and cusped meandering segments and from the main fluvial channel in the alluvial domain. It is vegetated by Juncaceae and Cyperaceae families. It is flooded in the rainy season (from December to May), due to the overflow of the channel.

### 5.3. Alluvial plain realm

This area covers about 40 km<sup>2</sup> extending southward of the tidal limit. It is periodically flooded by freshwater from the Marapanim River. Four morphologic units are recognized within the meandering river system: meandering channel, channel deposits, overbank deposits and channel-fill deposits (Fig. 4).

#### 5.3.1. Meandering channel

The channel forms a sinuous morphologic pattern. It exceeds 60 m in width and 16 m in depth. Anomalous forms such as arcs and elbows are common. Abandoned meander bends are associated to the Marapanim old fluvial course. Migrations of the channel leaves meander scars as a chute and neck cutoff.

#### 5.3.2. Channel deposits

The Marapanim meandering system accumulates two distinct types of deposits: channel lag deposits with medium to coarse sands and point bar deposits with very fine sandy and muddy sediments.

#### 5.3.3. Overbank deposits

During the rainy season, high water discharge leads to the overflow in the channel and to great deposition of sediments along these margins. Three sub-units were identified: natural levee, crevasse-splay and floodplain.

- (1) Natural levee consists of linear deposits along the banks of the Marapanim channel. They are well developed on the inner sides of the channel while they are discrete or absent on outer sides.
- (2) Crevasse-splay deposits result from a disruption of the levees by strong currents and from sediment deposition spreading with fan morphology on the floodplain.
- (3) The floodplain is the lowest part of the alluvial plain, located close to active and abandoned meanders. It works as a decantation area where finest sediments are deposited. Freshwater marsh and pond associates with this. (a) Freshwater marsh extends about 700 m in width. It is limited internally by the coastal plain and externally by levees or meandering channel. The floodplain is vegetated mainly by species of the Juncaceae and Cyperaceae families. (b) Ponds are maintained by waters from rain fall during the rainy season and disappear in the dry season. They are shallow and bordered by freshwater marshes.

#### 5.3.4. Channel-fill deposits

These deposits are the combination of channel and overbank deposits. They result from the scars left by point bar accretion that infill the channel.

## 6. Morphostratigraphic units and sedimentary facies

A total of 14 sedimentary facies were defined which were the associates to respective morphostratigraphic units from interpretation of cores obtained through coastal, estuarine and alluvial plains. Fig. 5 shows the relationships between morphologic units and coastal elevation.

### 6.1. Coastal plain

#### 6.1.1. Beach ridge strandplain unit: ripple bedding and tabular cross-bedding sand facies

This deposit reaches up to 2 m of thickness. On the top occurs fine sand, light yellowish brown (10YR 6/4), with ripple bedding and tabular cross-bedding (VC10, VC3, VC17). In the outer strandplain unit (VC21, VC25, VC26) the color varies to pinkish gray (5YR 7/2) a very light gray (5YR 8/1) (Fig. 6).

#### 6.1.2. Paleodune unit: planar bedding and tabular cross-bedding sand facies

Occurs at the inner part of the coastal plain, to 12 m mean sea level. This unit exhibits about 2 m in thickness, of fine sand, very pale brown (10YR 7/4) to yellowish brown (10YR 5/4), root marks, vegetal fragments, organic matter lenses (RKS1). The basal contact is abrupt overlying an oxidized sand facies (Fig. 7). In the outer part of the coastal plain, at 6 m above present sea level, this deposit varies from 1 to 4 m of thickness, represented by fine to very fine sand, white (10YR 8/1) to light gray (10YR 7/1), with planar bedding and tabular cross-bedding. The basal contact is abrupt and marked by an erosive discordance with paleoweathering surfaces (Figs. 7 and 8).

#### 6.1.3. Recent dune unit: tangential tabular cross-bedding sand facies

The deposit reaches about 18 m of thickness. Composed of fine sand, white (5YR 8/1), with tangential tabular cross-bedding, ripple bedding and bioturbation structures (Fig. 6).

#### 6.1.4. Macrotidal sandy beach unit: wave-ripple bedding and longitudinal cross-bedding sand facies

The thickness of this deposit reaches up to 3 m with fine sand, pink (5YR 7/3), roots marks and bioturbation structures (RKS10, VC16, VC18 e VC17). In the base, becomes pinkish gray (5YR 7/2) with longitudinal cross-bedding and wave-ripple bedding (Fig. 9).

### 6.2. Estuarine funnel segment

#### 6.2.1. Salt marsh unit: flaser and lenticular bedding sand-mud interlayer facies

This unit integrates the estuarine and the coastal plain and exhibits about 2.50 m in thickness. It consists of fine sand with mud interlayers, dark reddish gray (5YR 4/2) a dark yellowish brown (10YR 4/4), flaser and lenticular bedding, planar bedding, silty pebbles, organic matter lenses, vegetable fragments and roots marks. The basal contact is abrupt with medium sand, light brownish gray (10YR 6/2). This is a typical succession of tidal channel fill (VC6 and RKS5) (Fig. 7).

#### 6.2.2. Tidal sandflat unit: ripple bedding and tabular cross-bedding sand facies

This unit occurs in the estuarine and coastal plain realms. This sedimentary unit reaches about 3 m in thickness. It consists of clayed fine sand, light gray (10YR 7/1) to very pale brown (10YR 7/3), tabular cross-bedding, bifurcated flaser bedding and ripple bedding, organic matter lenses. In the base occurs planar bedding (RKS6) (Fig. 8).

#### 6.2.3. Tidal mudflat unit: parallel lamination mud facies

This unit reaches about 4 m in thickness and is observed in the estuarine and coastal plain realms. Consists of mud, greenish gray (5BG 5/1) to pale brown (10YR 6/3), parallel lamination, lenticular bedding with single lenses, vegetable fragments, organic matter lenses and oxidized sand lenses (RKS7 and RKS8) (Fig. 10). Radiocarbon dating shows that this unit was deposited in the last 572 yr BP.

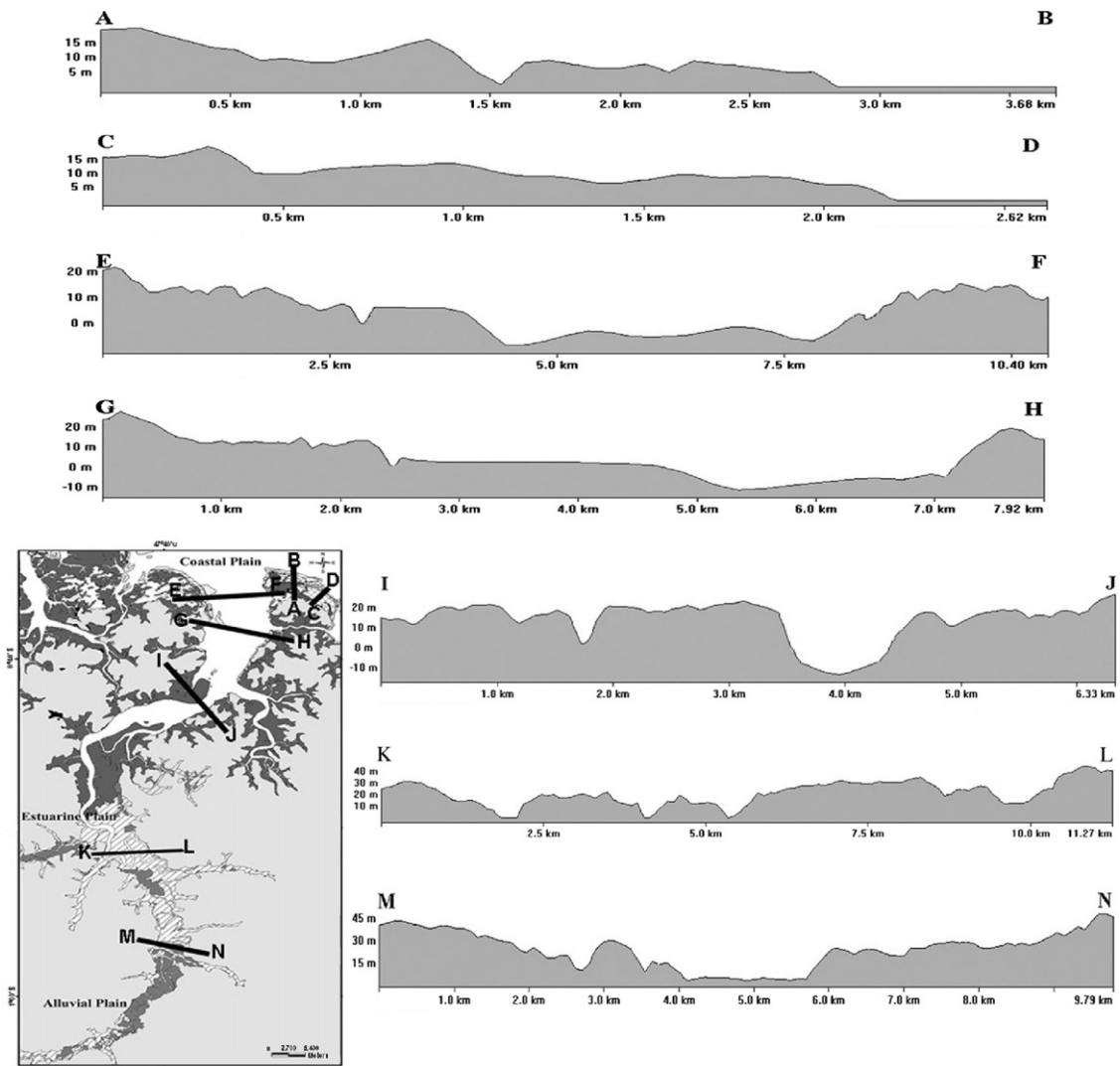


Fig. 5. Cross-sectional traverses showing relationships between morphologic units and elevation along the Marapanim River.

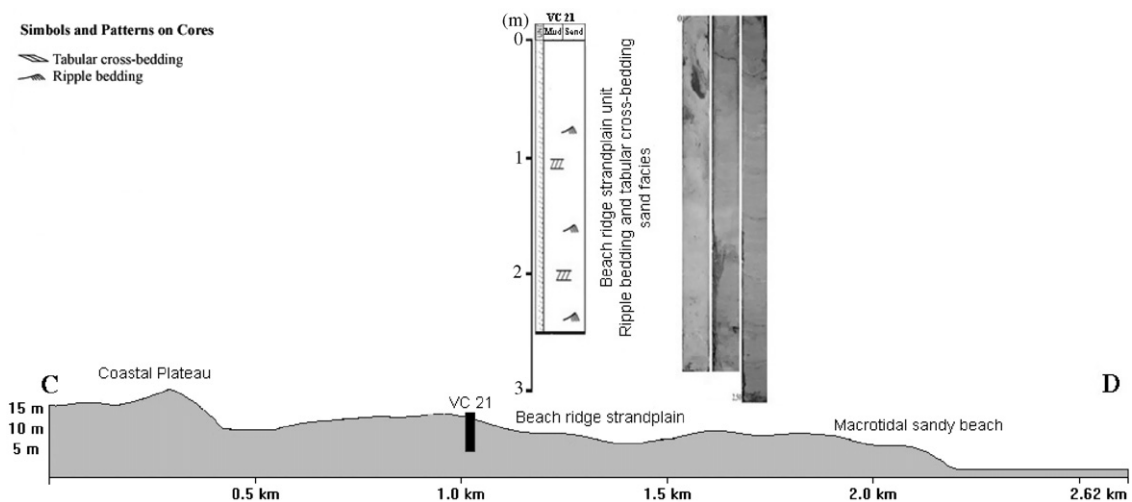


Fig. 6. Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation cross-section C–D.

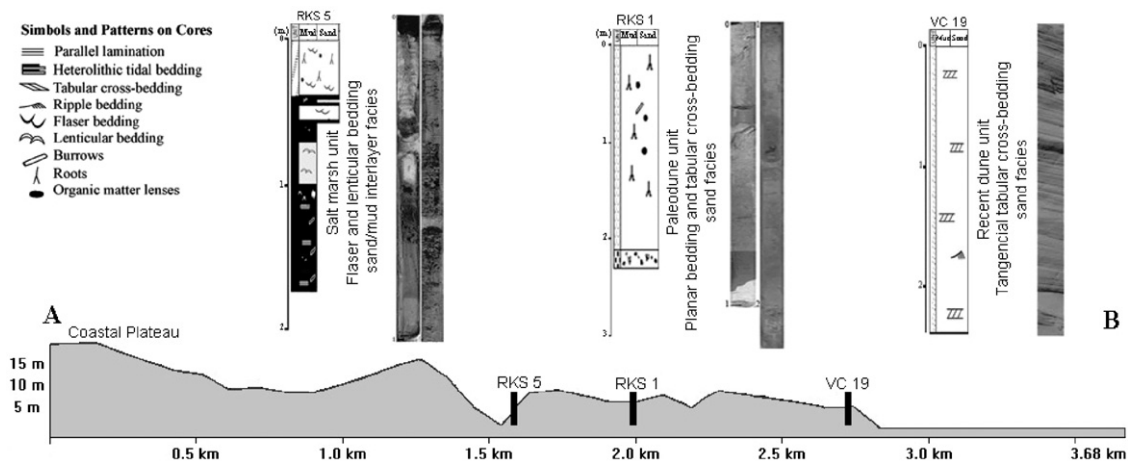


Fig. 7. Cores showing the distribution of the morphostratigraphic units/sedimentary facies along the elevation cross-section A–B.

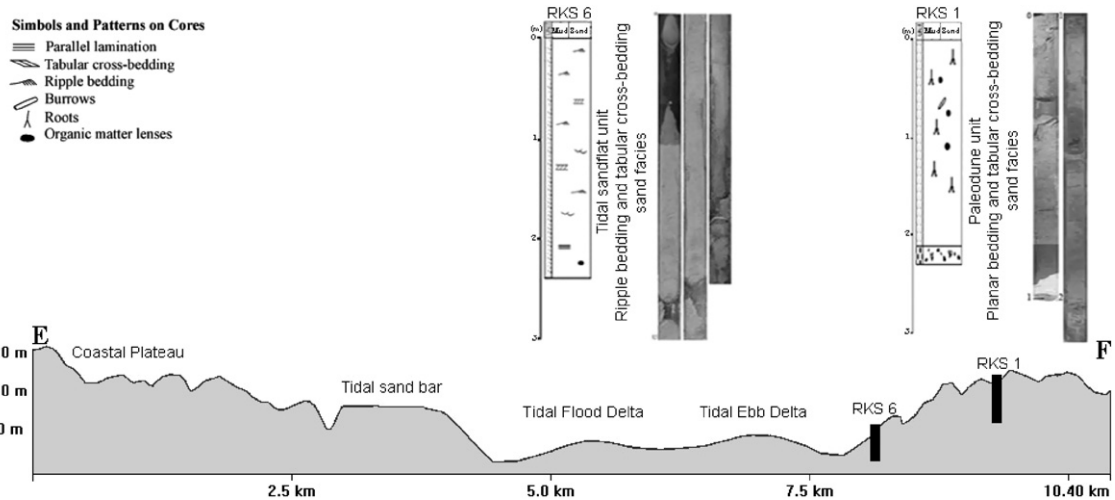


Fig. 8. Cores showing the distribution of the morphostratigraphic units/sedimentary facies along the elevation and bathymetric cross-section E–F.

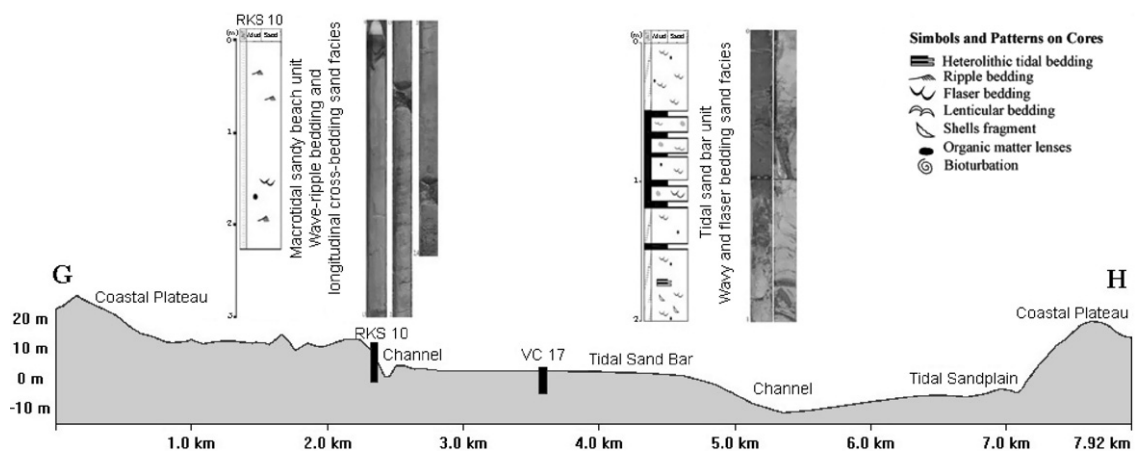


Fig. 9. Cores showing the distribution of the morphostratigraphic units/sedimentary facies along the elevation and bathymetric cross-section G–H.

6.2.4. Tidal sand bar unit: wavy and flaser bedding sand facies

This unit is observed in the estuarine and coastal plain domino and reaches up to 2 m in thickness. On the top (0–1 m) lies fine sand, pinkish gray (5YR 7/2), flaser bedding with bifurcated lenses. The 1–1.50 m interval consists of fine

sand/mud interlayers, gray (10YR 6/1) to dark gray (10YR 4/1), with wavy bedding, organic matter and bioturbation. At the 1.50–2 m depth lies fine sand, light gray (10YR 7/1) with tidal bedding, organic matter lenses, pelecypode shell fragments (VC16, VC17) (Fig. 9).

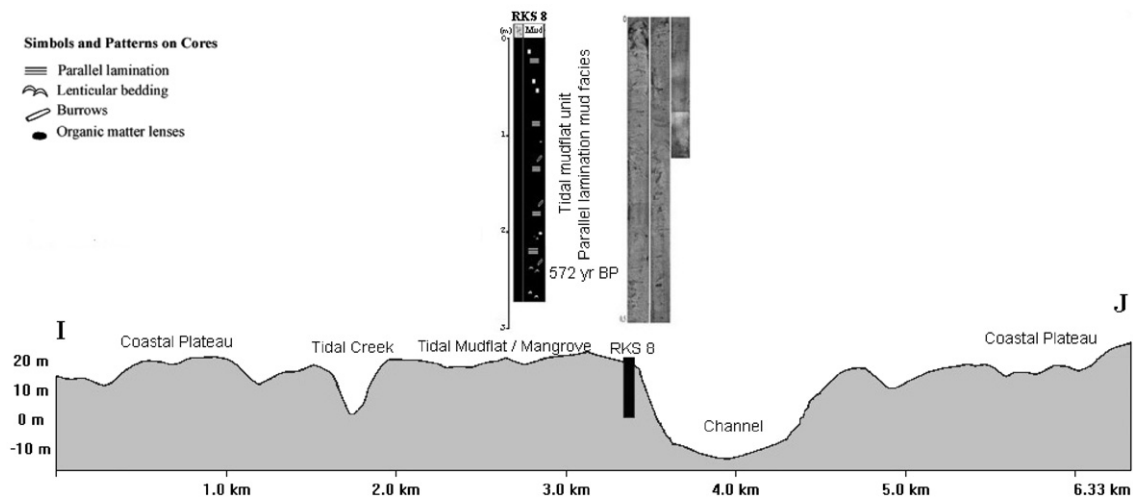


Fig. 10. Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation and bathymetric cross-section I–J.

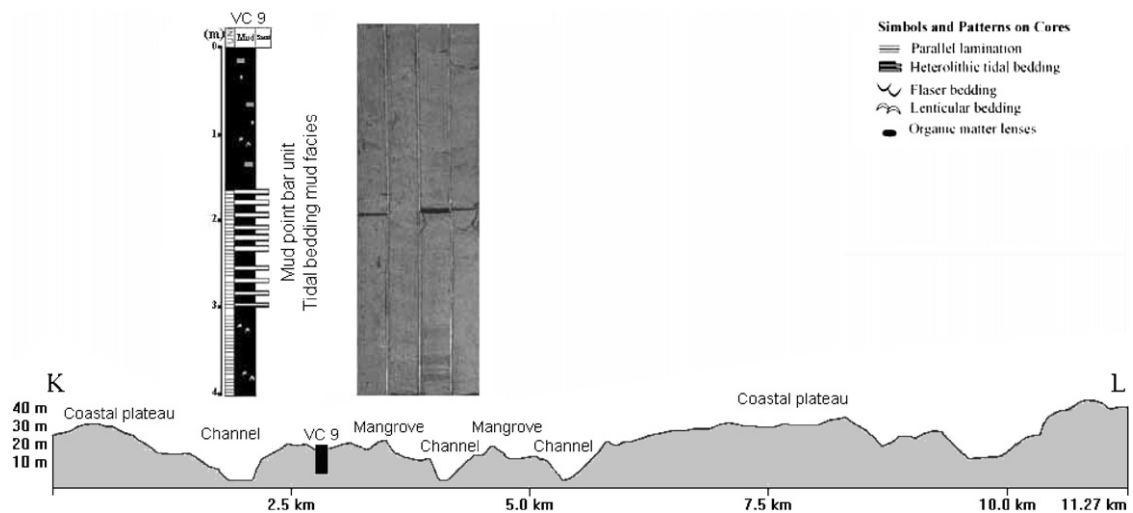


Fig. 11. Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation cross-section K–L.

### 6.2.5. Tidal mud bar unit: lenticular and tidal bedding mud facies

This unit occurs in the estuarine plain and reaches about 5 m in thickness. The vegetated bars are distributed in the inner estuarine funnel and forms mangrove islands (6 km). At the top (0–0.60 m) occurs mud, olive gray (5Y 5/2), yellowish brown (10YR 5/4) oxidized lenses, with vegetable fragments. In the 0.60–4 m interval lies mud, light olive gray (5Y 6/2), roots nodules and leaves forming fibrous texture, besides an organic layer. The 4–4.50 m interval consists of mud interlayered with very fine sand, gray (10YR 6/1) to light gray (10YR 7/1), tidal bedding and lenticular bedding with connected lenses.

### 6.3. Meandering segment

#### 6.3.1. Sand point bar unit: ripple bedding and wavy bedding sand facies

The sand point bars reach about 3 m in thickness. It consists of fine sand, dark greenish gray (5GY 4/1) with ripple bedding, wavy bedding and flaser bedding (VC8 and VC15).

#### 6.3.2. Mud point bar unit: tidal bedding mud facies

The mud point bars are common in the sinuous meandering segment and exhibit a thickness up to 4 m. They consists of mud,

dark gray (10YR 4/1) with vegetable fragments, bioturbation, organic matter lenses and tidal bedding that exhibit fine sand and mud layers (VC9) (Fig. 11).

### 6.4. Upstream tidal channel

#### 6.4.1. Paleochannel unit: bioturbation mud facies

This unit represents an abandoned course of the Marapanim River. This deposit reaches up to 5 m in thickness and in the top (0–1.50 m) consists of mud, dark greenish gray (5GY 4/1), massive, with organic matter concentrations. The 1.50–3.60 m interval exhibits mud, bluish gray (5B 5/1) to greenish gray (5G 6/1), with lenticular bedding, vegetable fragments and bioturbation. In the 3.60–5.40 m interval consists of mud/very fine sand interlayer, wavy beddings. In the lower part (5.40–5.60 m) occurs an erosive basal contact with medium to coarse sand, pinkish gray (5YR 7/2) characteristic of fluvial channel (VC5).

#### 6.4.2. Freshwater marsh unit: parallel lamination clay/silt facies

This unit is associated with secondary fluvial courses that drain the estuarine and alluvial plain. The thickness of this deposit reaches about 4 m. It consists of clay and silt (0–1.70 m), gray (10YR 6/1) to dark gray (10YR 4/1), with parallel laminations,

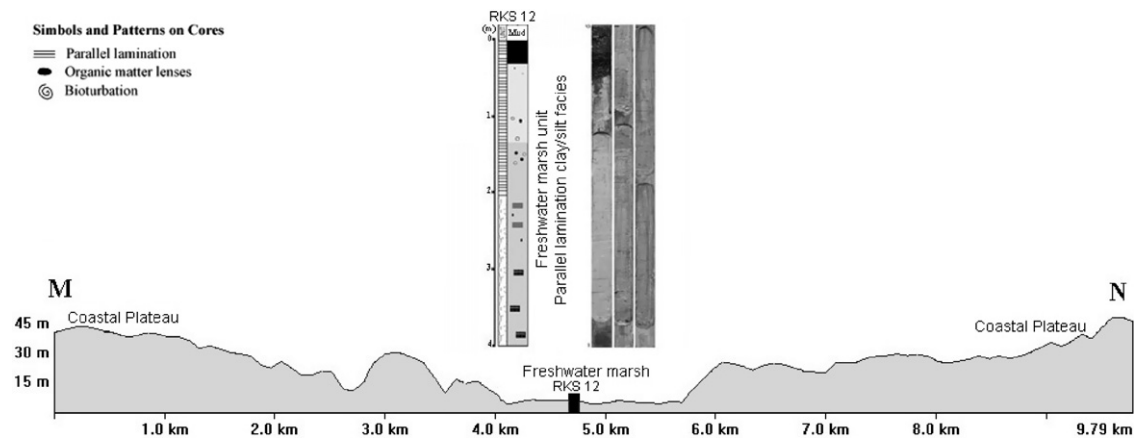


Fig. 12. Core showing the distribution of the morphostratigraphic unit/sedimentary facies along the elevation cross-section M–N.

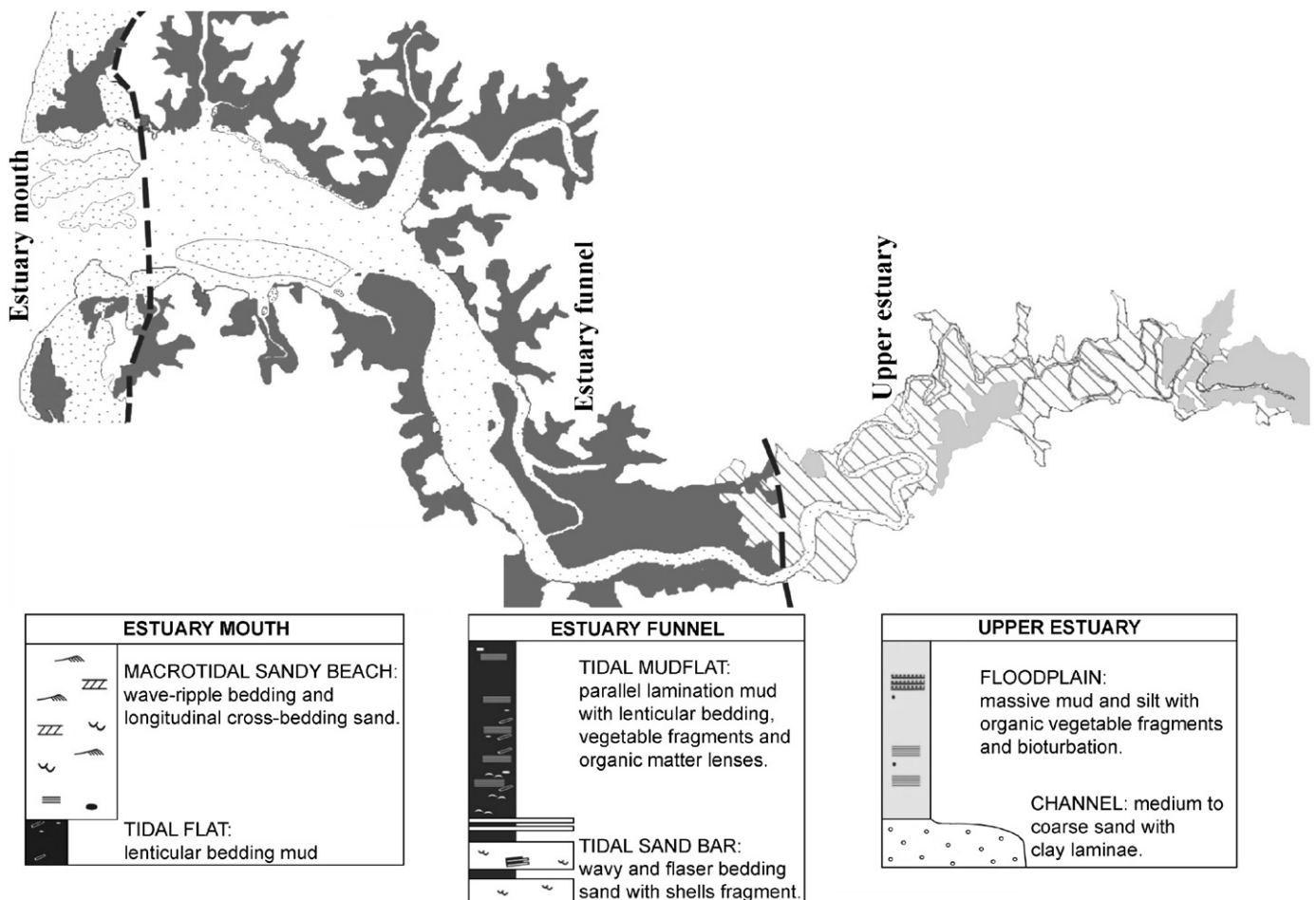


Fig. 13. Sediment distribution patterns in the Marapanim Estuary.

organic matter layer and vegetable fragments. In lower part (1.70–4.15 m) lies clay and silt, light olive gray (5Y 6/2) to grayish brown (10YR 5/2) with parallel laminations, vegetable fragments and organic matter lenses (RKS12) (Fig. 12).

### 6.5. Alluvial plain

#### 6.5.1. Floodplain unit: massive mud facies

This deposit reaches about 3 m in thickness. It consists of mud, light gray (10YR 7/2) to light yellowish brown

(10YR 6/4) with organic matter lenses, marks and roots fragments (VC-4).

### 7. Sedimentary processes and facies distribution patterns

Numerous studies have shown that tripartite morphological pattern with longitudinal energy zonation are common to all tidal estuaries (Wright, 1985; Woodroffe et al., 1989; Allen, 1991; Dalrymple et al., 1992). As there could not to be, the Marapanim



Estuary can also be organized in a longitudinal facies pattern reflecting the different depositional processes in to three zones, as follows, estuary mouth, estuary funnel and upper estuary (Fig. 13).

In the estuarine mouth occurs the deposition of morpho-stratigraphic units and sedimentary facies composed essentially by fine sands, mainly influenced by wave, wind and tides (Figs. 6 and 7). The morphological features that bound the estuarine channel are represented by beach ridge strandplain, paleodune, recent dune and macrotidal sandy beach that represent extensive sandy deposits. These deposits vary from 2 to 18 m in thickness, distributed over the highest areas of the plain and covering old morphologies sculpted during the relative sea-level fall. The sedimentary processes responsible for its development are related to shoreline retreat during Transgressive sea-level conditions from 17,000 to 6000 years B.P. (Milliman and Barreto, 1975; Vital and Stattegger, 2000), followed by coastal mangrove mud progradation (Souza Filho et al., 2008).

The sources of the estuarine mouth sediments are cliffs, beaches and shoreface (longshore bar). Two channels scoured by tidal currents are typical of this segment and shows depth ranges from 6 to 20 m. This zone exhibits ebb and flood tidal deltas resulting of the ebb-flood tidal current symmetry (Fig. 8).

In the estuarine funnel segment, the ebb and flood tidal channels narrowing upstream and became a single channel with depth range from 4 to 12 m. Processes influenced by tides are dominant in this segment, where the progressive tide wave is amplified resulting in higher tidal ranges (7 m). In this sector occur the turbidity maximum zone that consist of a zone of high concentrations of suspended sediment. This maximum occurs upstream of the salinity intrusion during low river discharge. Sedimentary facies are influenced by tides with alternations of fine sand and mud with heterolithic bedding and muddy drapes. Tidal sandy bars are observed in this area form linear to lobate bodies 10 km long. These bars are strongly prograding seaward and laterally over tidal flats, and sometimes they are covered by muddy sediments that settle out during tidal slacks water, which allowed the mangrove development (Figs. 9, 10 and 13).

In the upper estuary, meandering segment is influenced by tidal and fluvial processes. In this segment are common point bars, floodplain and abandoned meanders scoured in the alluvial plain (Figs. 11 and 13). In the upstream tidal channel segment the fluvial processes become more active and chute cutoff channels are frequent. There are no middle bars along the channel, due to strong fluvial unidirectional currents that provide a downstream sediment transport. In this sector, mangrove vegetation is replaced by freshwater marsh that demonstrates the low influence of the salinity wedge. Nevertheless, tide influence is observed only in the sedimentary facies. The main morphological feature observed in this segment is the paleochannel that demonstrate the tidal river changing course several times during formations of the estuarine plain. Nowadays, the wide floodplain unit is dispose 3 m above the present fluvial banks (Fig. 12). This unit consists of massive mud associated to the seasonal flooding from the Marapanim catchment that occurs for 6 months annually.

## 8. Conclusions

The morphology, hydrodynamic and sedimentary pattern of the Marapanim Estuary are typical of tidally dominated estuaries (Dalrymple et al., 1992). The morphology and surface sedimentary facies identified within the estuary can be classified into three groups: (i) estuary mouth with macrotidal sandy beaches that represent a strong evidence of wave action in the marine domain

of this macrotidal estuary. Surface sediments of the estuarine channel are characterized by wave-ripple bedding and longitudinal cross-bedding sand associated with flaser bedding that mark the influence of waves and tides in this sector; (ii) estuary funnel is strongly influenced by tides responsible for the development of tidal mudflats along the estuarine margin, with parallel laminations, lenticular bedding, root fragments and organic matter lenses. Tidal mudflats are colonized by mangrove trees and they are wider seaward than landward. In this segment occurs the maximum turbidity zone and the settle out of muddy sediments occur during tidal slacks water. In the estuarine channel, tidal sand bars are common and presents ripples, wavy and flaser bedding. These bars are covered by mangrove vegetation that stabilizes the bars, which becomes a permanent island in the estuary funnel; and (iii) the fluvial mud and sand are observed in the upstream tidal channel. Massive mud with organic matter lenses, marks and roots fragments occur in the floodplain accumulates during seasonal flooding providing a slowly aggrading in the alluvial plain. Channel deposits consist of coarse sand to gravel with an erosive basal contact.

Based on radiocarbon data presented by Behling and Costa (2001), we concluded that the Marapanim Estuary was filled by the drowning of an incised fluvial valley during the maximum Holocene transgression (7640 <sup>14</sup>C year B.P.). According Souza Filho et al. (2006, 2008), in the last 2000 years there was a fast mangrove progradation internal to the estuary, from paleo-cliffs all the way to seaward in the Bragança coastal plain, situated eastward from Marapanim Estuary. Radiocarbon data (572 <sup>14</sup>C year B.P.) obtained to mudflat deposit shows that this event will be easily recognized in the study area. Therefore, extensive mangrove deposits have been developed in the Marapanim Estuary funnel, representing the final stage of infilling valley and implantation of the modern valley morphology.

The present paper opens perspectives to paleogeographic reconstructions in northern Brazil, as well as for a better understanding of the sedimentary processes related to the estuarine valley infill during the quaternary.

## Acknowledgements

The authors would also like to thank Mud Coast Organizing Committee and Petrobras S.A. by financial support to the PIATAM mar project. We are grateful to Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido (LAIT/DGL/UFPB). We appreciated also the anonymous reviewers for help with the corrections and comments of this manuscript. The authors are sponsored by the Brazilian Research Council (CNPQ).

## References

- Abraham, G.M.S., Nichol, S.L., Parker, R.J., Gregory, M.R., 2008. Facies depositional setting, mineral maturity and sequence stratigraphy of a Holocene drowned valley, Tamaki Estuary, New Zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 79 (1), 133–142.
- Allen, J.R.L., 1990. The Severn Estuary in southwest Britain: its retreat under marine transgression and fine sediment regime. *Sedimentary Geology* 66, 13–28.
- Allen, G.P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, vol. 16. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, Canada, pp. 29–40.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63 (3), 378–391.
- Behling, H., Costa, M.L., 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 114, 145–155.

- Berredo, J.F., Prost, M.T., Costa, M.L., 2003. Morfologia, evolução hidrológica e geoquímica dos manguezais do estuário do rio Marapanim, costa NE do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém-Brazil.
- Chappell, J.M.A., Woodroffe, C.D., 1994. Macrotidal estuaries. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Canberra, p. 539.
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W.M., Lara, R.J., Behling, H., Angulo, R.J., 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* 13, 433–443.
- Costa, L.T.R., Silveira, O.F.M., 1998. The Araguari estuary: An example of a tide dominated estuary. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70 (2), 201–211.
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37, 577–612.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (6), 1130–1146.
- Deloffre, J.A., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Gue'zennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64, 710–720.
- Diretoria de Hidrografia e Navegação, 1994. Tábuas de Marés para 1994. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros. Rio de Janeiro, DHN, pp. 1–6.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas.
- Frye, J.C., Willman, H.B., 1962. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 46, 112–113.
- Harris, P.T., Collins, M.B., 1985. Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, UK. *Marine Geology* 62, 153–166.
- Kapsimalis, V., Massé, L., Tastet, J.P., 2004. Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, southwestern France. *Journal of Coastal Research* 21, 1–11.
- Kjerfve, B., Perillo, G.M.E., Gardner, L.R., Rine, J.M., Dias, G.T.M., Mochel, F.R., 2002. Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: Healy, T.R., Wang, Y., Healy, J.-A. (Eds.), *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Functions*. Elsevier, Amsterdam, pp. 219–239.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S., Poupinet, N., 2003. Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58, 3–16.
- Lessa, G.C., Masselink, G., 1995. Sedimentation and hydrodynamic changes in a back-barrier macrotidal estuary: A morphodynamic approach. *Marine Geology* 129, 25–45.
- Martins, E.S.F., Souza Filho, P.W.M., Costa, F.R., Alves, P.J.O., 2007. Extração automatizada e caracterização da rede de drenagem e das bacias hidrográficas do nordeste do Pará ao noroeste do Maranhão a partir de imagens SRTM. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 13, Florianópolis, Brazil.
- Martorano, L.G., Pereira, L.C., César, E.G.M., Pereira, I.C.B., 1993. Estudos climáticos do Estado do Pará: classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thornthwaite, Mather). Belém, Sudam/Embrapa/SNLCS.
- Miall, A.D., 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, second ed. Springer, New York.
- Milliman, J.D., Barreto, H.T., 1975. Relict magnesium calcite oolite and subsidence of Amazon Shelf. *Sedimentology* 22, 37–145.
- Nichol, S.L., 1991. Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, vol. 16. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. Canada, pp. 41–58.
- Reading, H.G., 1996. Facies. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 4–14.
- Souza Filho, P.W.M., 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the Northeastern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 523–526.
- Souza Filho, P.W.M., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Lessa, G.C., Koch, B., Behling, H., 2006. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research* 23, 306–310.
- Souza Filho, P.W.M., Lessa, G.C., Cohen, M.C.L., Costa, F.R., Lara, R.J., 2008. Macrotidal transgressive barrier estuarine system of the eastern Amazon coast, northern Brazil. In: Dillenburg, Sérgio F., Hesp, Patrick A. (Eds.), *Geology of Brazilian Coastal Barriers*, Vol. 107. Springer, New York, p. 220 (Chapter 11, Series: Lecture Notes in Earth Sciences).
- Vital, H., Statterger, K., 2000. Lowermost Amazon River: Evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International* 72, 53–60.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992. *Facies Models—Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario.
- Wolanski, E., Chappell, J.M.A., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. *Journal of Marine Systems* 7, 267–279.
- Woodroffe, C.D., Chappell, J.M.A., Thom, B.G., Wolanski, E., 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology* 36, 737–756.
- Woodroffe, C.D., Mulrennan, M.E., Chappell, J., 1993. Estuarine infill and coastal progradation, southern van Diemen Gulf, northern Australia. *Sedimentary Geology* 83, 257–275.
- Wright, L.D., 1985. River deltas. In: Davis, Jr., R.A. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer, New York, pp. 1–76.

## **CAPÍTULO 4:**

### **MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE FUNDO EM AMBIENTE DE ENERGIA MISTA (ONDAS E MACROMARÉS)**



## **Estuarine funnel morphology and distribution of sediments in a mixed-energy coastal environment at Marapanim, on the Brazilian Amazon Coast\***

Cléa Araújo da Silva<sup>1</sup>, Pedro Walfir M. Souza-Filho<sup>1</sup>, Guilherme Camargo Lessa<sup>2</sup>, Amilcar Carvalho Mendes<sup>3</sup>, José Francisco Berrêdo<sup>3</sup>, Márcio Sousa da Silva<sup>4</sup>, Josiana Torres dos Santos<sup>3</sup>, Maria Thereza Prost<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Corresponding author. Present address: Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Cidade Universitária, Av. Augusto Correa 1, 66075-110, Belém, Pará, Brazil. Phone Number: +55 91 3201 8009, Fax Number: +55 91 3201 7478, E-mail address: [araujoclea@yahoo.com.br](mailto:araujoclea@yahoo.com.br)

<sup>2</sup> Universidade Federal da Bahia, Grupo de Oceanografia Tropical, Rua Caetano Moura 123, 40210-340, Salvador, Bahia, Brazil.

<sup>3</sup> Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia, Av. Perimetral 1011, Belém, Pará, Brazil.

<sup>4</sup> Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Pará, Centro de Pesquisas Aquáticas, Campus Fazendinha, Avenida Juscelino Kubitschek, km10, Macapá, Amapá, Brazil.

## **ABSTRACT**

Studies of estuarine systems associated with passive continental margin on wide continental shelves have demonstrated that they are normally dominated by tides. In the last 6000 years, both in transgressive and highstand coastlines the loss of accommodation space inside estuaries have changed physical processes and consequent migration of sedimentary deposits. The sediment infilling of embayments along the Brazilian north coast has resulted in the attenuation of wave action in the mouth of estuary and a progressive increase in those of tidal effects in the estuarine channel. These spatial changes in the dominant processes are reflected in the morphology and distribution of sedimentary deposits, resulting in mixed wave- and tide-energy regimes in many of the region's estuaries. The open-mouthed Marapanim Estuary is influenced by a mixed-energy in which both waves and macrotides play an important role in the hydrodynamic control of sediment transport and distribution. The present study focused on bottom morphology, and the textural and mineralogical composition of surface sediments, and defined a typical zonation, with the inner (IEF), middle (MEF) and outer estuarine funnel (OEF). In the OEF, wave refraction is attenuated by the shallow morphology, which causes a decrease in energy both laterally toward to the margin. Waves have a significant influence on sediment displacements in the OEF, hampering the dispersion of sediments to the adjacent continental shelf, and resulting in the accumulation of sand and formation of arcuate morphology associated with simple flood-tidal delta lobe and sand spits. The spatial distribution of heavy and clay minerals defined the boundary of the entrance of marine sediments, also confirmed the source from sediments of the Barreiras Formation, with the contributions of continental shelf being restricted to the OEF. The morphology and distribution of surface sediments in the Marapanim Estuary present a mixture of features of the two end-member models developed for the definition of wave- and tide-dominated estuary types. Marapanim estuary is funnel shaped with macrotidal sandy beaches and sand spits

set obliquely to the estuary margins, also simple flood-tidal delta lobe and large ebb-tidal delta that produce a concave-up morphological profile typical of wave-dominated type. However, the central basin are substituted by elongated bedforms typical of tide-dominated systems, and muddy sediments have been confined to the tidal flats along the estuary margins. The mixture of features observed in the Marapanim estuary appears to be a consequence of the variability in energy level between wavy action, and tidal and fluvial currents.

*Keywords:* Bathymetry, Sedimentology, Heavy Minerals, Clay Minerals, Amazon Coast.

## **1. Introduction**

The transition between continental and marine environments in tide-dominated coastal settings is among the most complex on Earth, given the interaction of numerous physical, chemical and biological processes (Dalrymple and Choi, 2007). Studies of macrotidal estuaries have shown that hydrological variables play a significant role in the control of their morphology and patterns of sedimentological deposits (Allen et al., 1980; Harris and Collins, 1985; Woodroffe et al., 1986, 1989; Dalrymple et al., 1990; Allen and Posamentier, 1993; Chappell and Woodroffe, 1994; Lessa and Masselink, 1995; Wolanski and Chappell, 1996; Lesourd et al., 2003; Kapsimalis et al., 2004; Deloffre et al., 2005).

The organization of sedimentary deposits within estuaries is controlled by the interplay between marine (waves and tides) and fluvial processes (Dalrymple et al., 1992; Reinson, 1992). These authors proposed a facies model specific to wave- and tide-dominated estuaries based on the more dominant marine process. However, some studies have demonstrated that some estuarine systems are subject to a mixed wave- and tide-energy regime (Allen and Posamentier, 1994; Yang et al., 2005; Abraham et al., 2008). Yoshida et al. (2007) argue that existing sequence stratigraphic models for coastal systems are simplistic in their treatment of physical processes, which does not take into account changes in the dominant processes over time and space. These changes affect coastal zones through the combination of multiple interdependent factors, such as physiographic and tectonic setting, and local variations in morphology and bathymetry responsible for the attenuation or amplification of the wave and tidal action, which results in variations in the depositional processes. Yang et al. (2007) indicated that the distribution of sedimentary facies reflects the tide-dominated conditions and wave refraction that produce, respectively, deposits parallel (inner bay) and oblique (outer and middle bay) to the margin of the estuarine.

Estuarine systems are a very prominent feature of the north Brazilian coast. The few geomorphological and sedimentological studies that have been carried out on these systems (Pinheiro, 1987; Silveira, 1992; Vital and Stattegger, 2000; Martins et al., 2007; Miranda and Mendes, 2007; Gregório and Mendes, 2009)—focused on estuaries strongly influenced by the discharge of the Amazon River. The Marapanim estuary, located 50 km to the east of the Amazon mouth, is a macrotidal estuary, with spring ranges between 5 and 7 m. Furthermore, waves have a significant influence on sediment dispersal along the coast and in the mouth of estuary (Silva et al., 2009). The salinity at low and high fluvial discharge varies from 24 to 3 in the estuarine funnel. However, the salinity remains constant around 35 at the mouth, without any significant influence of fluvial discharge (Berredo et al. 2003). The Marapanim estuary can be subdivided into three morphologic realms referred as coastal plain, estuarine plain and alluvial plain (Silva et al., 2009).

The objective of this paper is to identify the present-day bottom morphology and patterns of sediment distribution in the funnel zone of Marapanim estuary, and to discuss the influence of wave and tidal processes to its partial infilling.

## **2. Regional setting**

The Quaternary sedimentation of the coast of the Brazilian state of Pará has been influenced by the voluminous fluvial sediment yield, the reworking of relict sediments on the continental shelf, and the structural control of the Pará-Maranhão and Bragança-Viseu Equatorial coastal sedimentary basins, that have affected sea level changes and the extension of the coastal plains (Souza Filho et al., 2009).

The Eastern Amazon macrotidal coastline is jagged by 23 estuaries that harbor an extensive mangrove belt with an area of 7.591 km<sup>2</sup> (Souza Filho, 2005). Souza Filho (2000) divided the

coast of Pará into two sectors based on geomorphological characteristics (Fig. 1). Sector 1, which includes the present study area, lies between Marajó Bay and Pirabas Bay and is characterized by a coastal plateau abutting a narrow coastal plain. In sector 2, between Pirabas Bay to the Gurupi estuary, the coastal plain widens as the plateau recedes southward following a horst that delimits the northern margin of the Bragança-Viseu basin (Souza Filho et al., 2009).

The Amazon continental shelf is approximately 300 km wide and mostly paved by terrigenous sediments (Fig. 1). Carbonate sediments (gravel and sand) are restricted to the outer shelf, where paleo coral reefs have been dated at 17,000 years B.P. (Milliman and Barreto, 1975). The inner shelf is dominated by transgressive siliciclastic sands, composed of well sorted clear quartz, suggesting a marine origin and relict sand sedimentation associated with a drowned fluvial paleo-valley (Palma, 1979). Northwest of Marajó Bay, the shelf is covered with a fluvial mud wedge that downlaps the transgressive siliciclastic sands (Milliman, 1979).

The heavy-mineral assemblage between Pará and Gurupi river mouths consists of kyanite, staurolite and andalusite, from metamorphic and granitic rocks of the Guianas and Brazilian shields, and zircon and tourmaline from the reworking of Tertiary deposits (Kowsmann and Costa, 1979). Most common detrital clay minerals are montmorillonite, illite and kaolinite, with montmorillonite occurring in higher concentrations close to Pará river mouth (Fig. 2). This clay assemblage is similar to that described by Gibbs (1977) for the Amazon river sediments.

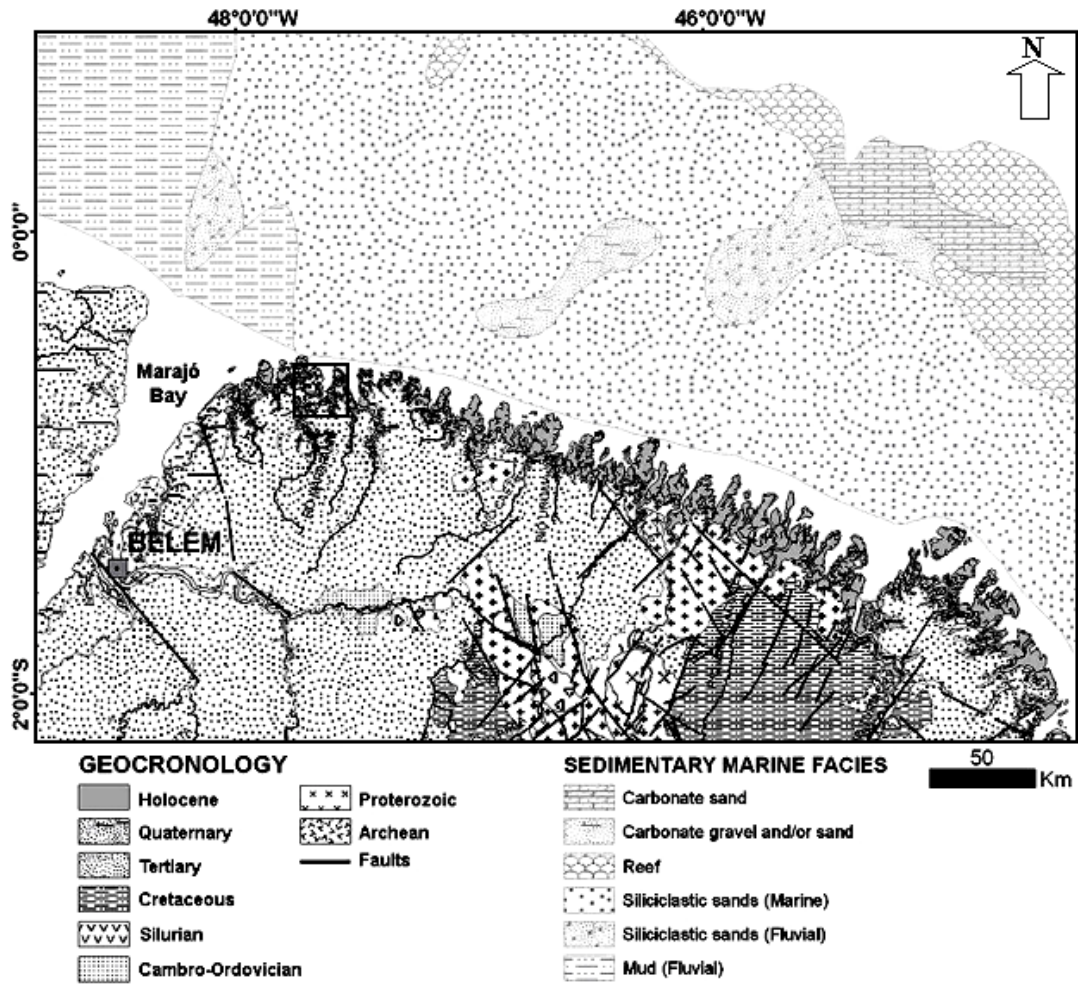


Fig. 1. Physiographic and geological framework of the northern Brazilian coast (CPRM, 2001; Souza Filho et al., 2009). The Marapanim estuary is located within the black rectangle.

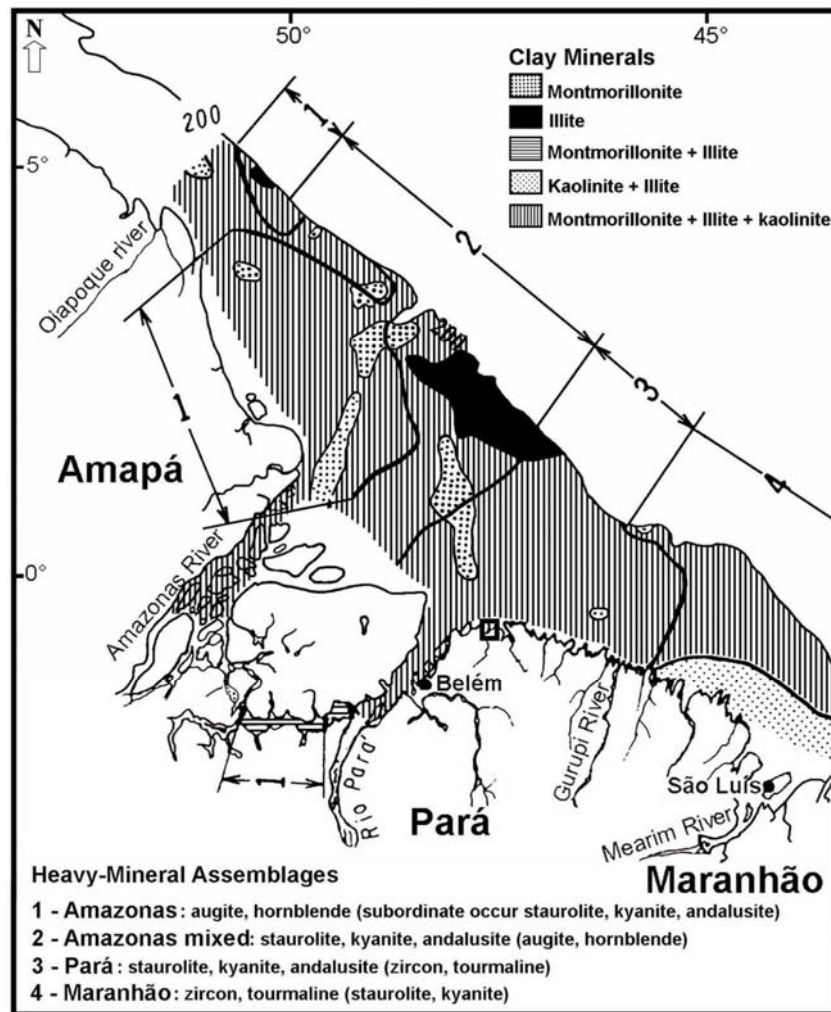


Fig. 2. Heavy-mineral assemblages and distribution of clay minerals on the Amazon Continental Shelf (modified from Kowsmann and Costa, 1979). The Marapanim estuary is located within the black rectangle.

### 3. Study area

The coast encompass Tertiary and Quaternary sediments, the former represented by continental deposits of the Barreiras Formation (Miocene - Pleiocene age). Holocene deposits include freshwater marsh mud, intertidal sand (non vegetated flats) and mud (mangrove) flats, and subtidal sand/mud bars (Silva et al., 2009) (Fig. 3).



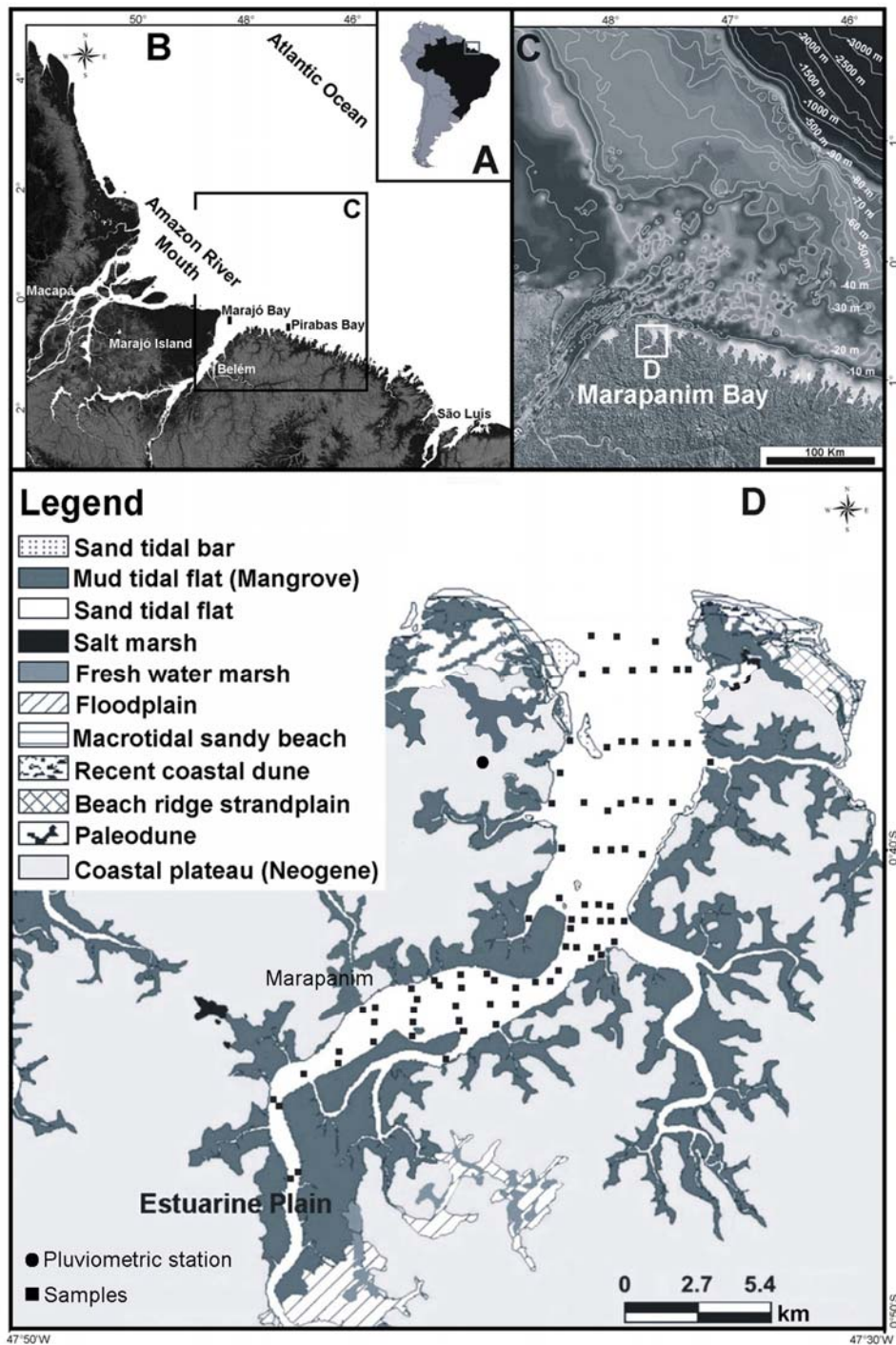


Fig. 3. (A) Location of the Amazon Coast in South America. (B) Digital elevation model processed from SRTM data showing the jagged outline of the Brazilian Amazon Coast and the extensive tracts of mangrove (dark gray). Between the Marajó and Pirabas bays (box C), the coastal plain is narrow and the coastal plateau reaches the shoreline. (C) Radarsat map and bathymetric model with isobaths on the continental shelf. Note that the study area is located adjacent to the mouth of Marajó Bay. (D) Morphological map of the Marapanim estuary showing the coastal and estuarine environments, and the sampling points for surface sediments (Modified from Silva et al., 2009).

The heavy-mineral assemblage of the Barreiras Formation along the Marapanim river comprises zircon (35%), staurolite (32%), tourmaline (21%), kyanite (9%) and rutile (3%), with sporadic sillimanite, andalusite and hornblende (Santos, 2007). The most common clay minerals are kaolinite, illite and chlorite, in order of decreasing abundance (Góes, 1981; Vital et al., 1999).

The climate is governed by seasonal changes in the position of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) and instability lines. Climatologically, the latitudinal position of the ITCZ shifts seasonally from around 14° N in August and September, to around 2° S in March and April. Mean annual rainfall increases from east to west along the coast, from 2250 mm in Bragança to 2650 mm in Curuçá. There is a well-defined wet season between January and April, when 73% of the annual precipitation occurs, and a dry season between September and November, with near-to-zero mean precipitation (Moraes et al., 2005). The Northeast and East trade winds, with a mean speed of 6 m/s, prevail in the region. The East trade wind speeds are particularly high due to the interaction of the Northeast and Southeast trades in December and March (DHN, 1986). Data from Marudá pluviometric station (Brazilian National Water Agency), 9 km northeast from Marapanim (0°37'50"S and 47°39'36"W, see location in Fig. 3), indicates that the annual mean precipitation ranges from 2000 mm to 3000 mm.

The northern coast of Brazil is subject to semidiurnal tides, with spring ranges varying between 4 m to 8 m. Innershelf circulation is highly affected by estuarine flushing, as indicated by current measurements performed by Cavalcante Segundo (2007) in front of Caeté Estuary (0°45'38"S and 46°31'30"W), and by the Brazilian hydrographic authority (DHN, 1962) in front of Salinópolis bay (0°27'18"S and 47°23'36"W). In both cases, current velocities in excess of 0.8 m/s exist within 5 km of the estuary mouth. Estuarine flushing during the rainy season is likely to establish a halocline as far as 25 km off the coast (Cavalcante Segundo, 2005).

Waves have a significant influence on sediment transport along the coast and in the mouth of the Marapanim River. The nearshore mean wave height is approximately 1m, with higher waves (> 1.5 m) coming from northeast from June to November (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, <http://ondas.cptec.inpe.br/>).

### *3.1 The Marapanim Estuary*

The Marapanim estuary is funnel shaped, with the channel width decreasing from about 8 km at its mouth to 80 m some 60 km landward, where it stabilizes (Fig. 4). Silva et al. (2009) partitioned the estuary in three morphological zones: estuarine mouth/coastal plain, estuarine funnel (with a linear, a sinous meandering and a cusped meandering segment), and upstream tidal channel (Fig. 3D). The estuary mouth is wave dominated, and characterized by a prograded barrier, with recent and paleodune deposits. The surface sedimentary deposit of the estuarine channel are characterized by wave-ripple bedding and longitudinal cross-beddings. Flaser bedding are common due to the influence of waves and tides in this sector. The estuary funnel is characterized by tidal mudflats, whose sedimentary deposits show parallel laminations, lenticular bedding, root fragments and organic matter lenses. In the estuarine channel, tidal sand bars are common, incorporating ripples, wavy and flaser bedding. The upstream tidal channel is characterized by fluvial mud and sand, with lenses of organic matter, and channel sediments that consist of coarse sand to gravel. The margins of the funnel are lined with mangroves and tidal sandflats, and tidal sand/mud bars, ebb/flood tidal deltas and mangrove islands are found within the channel (Silva et al., 2009).

The Marapanim river has a catchment area of 2500 km<sup>2</sup> and its discharge is yet to be determined. However, taking into consideration the catchment area, mean annual precipitation and gauged mean and maximum discharge of neighboring Caeté River (1546 km<sup>2</sup>, 2400mm,

47m<sup>3</sup>/s, and 257 m<sup>3</sup>/s, respectively) (Souza Filho et al., 2009), it is likely that the mean and maximum discharge of the Marapanim River are between 50-100 m<sup>3</sup>/s and more than 400m<sup>3</sup>/s, respectively.

The mean tidal range at estuary mouth is 5.2 m. Tidal records at Marudá (March 2003) and Marapanim (April 2004), respectively 6 km and 21 km upstream, show that maximum tidal range is about 6.0 m near the mouth and in the inner estuarine funnel (Fig. 4).

Surface estuarine salinity varies significantly between dry and wet seasons, granting an oligohaline classification to the surficial water mass in the winter and an euhaline classification in the summer. The mean maximum and minimum surface salinity recorded by Santana (2004) and Berrêdo (2006) in four field campaigns, during flood tides, were 30.6 (11 km up the estuary, Station 3) and 1 (25 km up the estuary, Station 1), with longitudinal differences smaller than 7. The salinity at period of lower (november) and highest (march) fluvial discharges varies from 27 to 1 (Station 1 - 0°44'21"S and 47°43'04W), from 28 to 3 (Station 2 - 0°43'09"S and 47°41'45"W), and from 31 to 3 (Station 3 - 0°40'46"S and 47°37'07"W) (Fig. 4).

Wave measurements are not available in the area. However, oceanic predictions could be obtained from CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) in the National Institute for Space Research (INPE). Waves from the northeast mainly occur from June to November and their height may exceed 1.5 m. From December to May wave heights reach about 0.5 m.

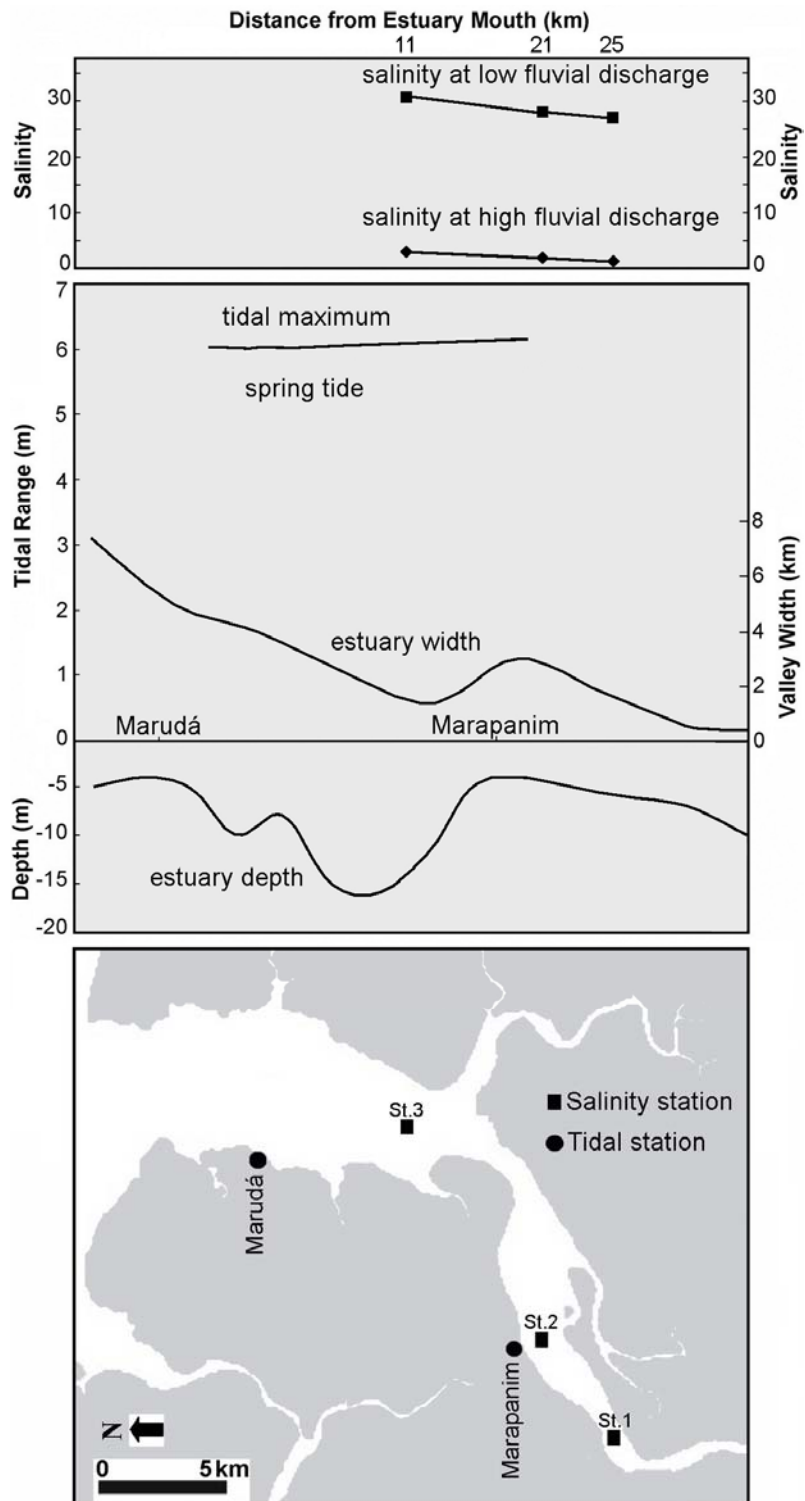


Fig. 4. Longitudinal variation in tidal range and the depth and width of the Marapanim estuary. Observe the longitudinal variation in salinity at high and low fluvial discharge. Note that the tidal range increases discretely as the estuary width decreases inland.

#### 4. Methods

Remote sensing images (Landsat-7 ETM+ and RADARSAT- 1 Wide), SRTM elevation and bathymetric data were used to identify and define the distribution of the different morphological units. The data was integrated within Arc GIS 9.0 software and a morphologic map was elaborated on a 1:50 000 scale.

A bathymetric survey was performed in March 2003 and April 2004 with a Raytheon DE719D MK2 echo sounder and a Trimble DGPS, whereas navigation and data integration was performed with the software Hypack Max. The elevations were reduced to a common vertical datum by means of low water spring level records, with intervals of 15 minutes, obtained with orphimedes OTT pressure sensors installed at Marudá (0°37'51"S and 47°38'07"W) and Marapanim (0°42'50"S and 47°41'46"W) during a 15 day monitoring period (March 2003 and April 2004). The surveyed area covered approximately 76km<sup>2</sup>, with survey lines established both perpendicular (200 m spacing) and longitudinal to channel axis. On the basis of this data, a digital elevation model (1:50 000) was created with Sufer 8.0 software and interpolate with digital data (longitude, latitude and depth) obtained from nautical charts of the Brazilian hydrographic authority (DHN, 1972).

The bedforms identified in the depth sound records were described following the classification proposed by Ashley (1990), and modified by Dalrymple and Rhodes (1995).

A total of 80 bottom samples were collected using a Petterson sampler. Sediments were separated using dry and wet sieved. The clay fraction was performed by using settling tubes. Sediment classification was based on a modified Larssonneur (1977) classification (Dias, 1996) using the SAG software developed by the Marine Geology Laboratory of Universidade Federal Fluminense ([www.igeo.uff.br](http://www.igeo.uff.br)).

Analyses of clay and heavy minerals were carried out in the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Pará. For mineralogical analyses, a total of 40 samples were used for identification of clay minerals and 50 samples for heavy minerals. Clay minerals were determined from the < 2µm size fraction previously freed of most adhering organic substances, salt, carbonate and iron. The samples were dispersed with ultrasonic waves and oriented on a glass slides (Thorez, 1976). The glass slides were analyzed through a Philips X-ray diffractometer (XRD), PW 3710 control with Cu anodo ( $Cu\alpha_1=1.54060 \text{ \AA}$ ), under dried-air conditions, after saturation with ethylene glycol and heated at 500°C. The records were obtained between 3° and 36° interval. The determination of clay mineral concentrations (semiquantitative in nature) followed the method described by Gomes (1988) and their abundance was estimated using APD (PHILIPS) software and the Minerva data base (International Center for Diffraction – ICDD). Heavy minerals were separated using bromoform (density 2.96 g/cm<sup>3</sup>) as the heavy liquid, and the analysis were carried out using the 125-63 µm fraction to minimize compositional variations attributable to grain-size effects. Percentages were calculated after counts of over 300 transparent detrital grains in each mount using the ribbon method described by Galehouse (1971) under a petrographic microscope. Surface features were analyzed by a LEO 1450 VP scanning electron microscope (SEM), equipped with an energy dispersive spectroscopy (EDS 500 DP) from the Goeldi Museum laboratory.

## **5. Results**

### *5.1. Bottom Morphology and Sediments*

The Marapanim estuarine funnel presents a typical tripartite zonation (inner, middle and outer estuary) based on the bottom morphology and the distribution of surface sediments (Fig. 5).



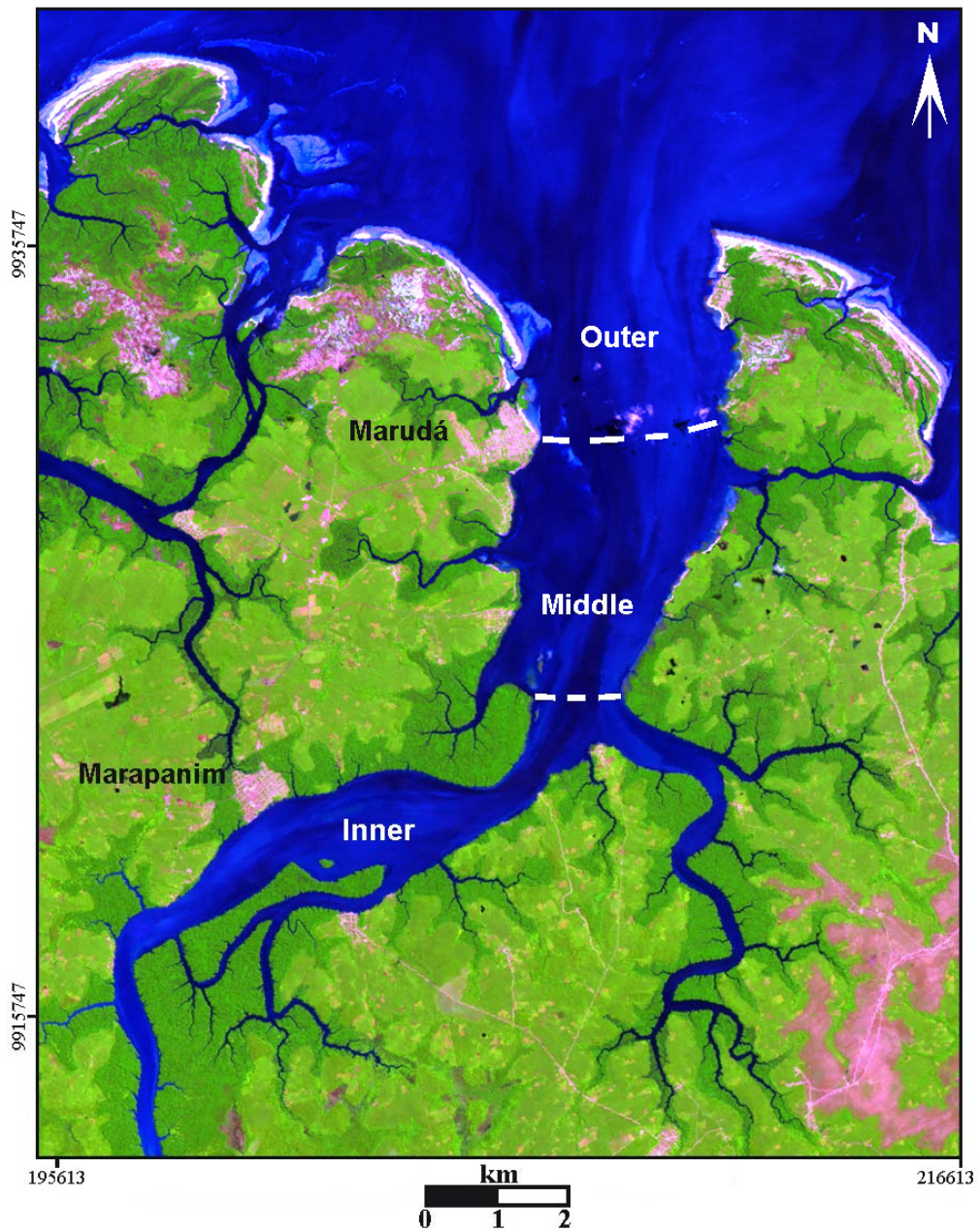


Fig. 5. Landsat TM image showing the different sectors in the Marapanim estuarine funnel zone.

#### 5.1.1. Inner estuarine funnel

The Inner Estuarine Funnel (IEF – Fig. 5) incorporates a mixed-energy setting where tidal and river processes control the transport of sediment produced by the Marapanim river basin. This zone is characterized by broad mangrove swamps and mud tidal flats, with U-shaped



subtidal channels 0.6 to 1.5 km wide and with thalweg depths varying between 6 m and 12 m (Figs. 6A, 7I, 7J, 7K, 7L). In its narrowest section (Fig. 7H) the channel is 0.9 km wide and 24 m deep. The channel bed is comprised of fine to very fine well-sorted sand and medium-grained moderately-sorted sand (Fig. 8). Bedforms are basically small to large 2D transverse dunes with height and length varying between 0.20 m - 1 m and 4 m – 10 m, respectively (Fig. 9A). The sediment is predominantly fine and very fine quartz sand, but coarsens from the margins and tidal flats (muddy sand, sandy mud and mud) towards the thalweg (medium sand and gravel) (Fig. 8).

#### *5.1.2. Middle estuarine funnel*

The Middle Estuarine Funnel (MEF) is deeper than the other two funnel sections, with sandy tidal flats and spatially restricted mangrove swamps (Fig. 5). The channel widens to 2 km and the average depth increases, though the deepest sites are not more than 16 m deep (Figs. 6A, 7G). In the seaward most segment of the MEF the channel bifurcates into flood and an ebb channels. The ebb channel is deeper (> 10 m) and wider (1.8 km) than the V-shaped flood channel (0.45-0.65 km of width and 12m in depth) (Figs. 7D, 7E). Bedforms are medium to large, 2D simple dunes 0.3-1.0 m in height and spacing ranging from 5 to 12 m, fading laterally into ripples (Figs. 7G, 9D) which, according to Dalrymple and Rhodes (1995), represent the ripple-dune phase boundary that indicates possible changes in flow speed or depth. A longitudinal echo-sounding profile over the shoal separating flood and ebb channels revealed asymmetric, ebb-oriented large dunes up to 2 m high and 20 m long (Fig. 7F). The bottom sediments in the MEF are composed predominantly (95%) of fine to very fine quartz sand (shoals), medium quartz sand and sand with gravel (thalweg) with small amounts (5%) of muddy sediments (muddy sand, sandy mud and mud) restricted to the creeks and margins (Fig. 8).

### *5.1.3. Outer estuarine funnel*

Spits and large bar complexes characterize the Outer Estuarine Funnel (OEF) segment (Fig. 5). The main feature is the bifurcation of the tidal channel, with the distal end terminating in lobate bars that result, in the middle of the bay, in a concave-up profile (Figs. 6A, 7C). Ebb shield occur associated to ebb dominated channels, the main one being 10 m deep and 1.3 km wide (Figs. 6A, 7A, 7B). Single flood-tidal delta lobe (Davis and Fitzgerald, 2004) occur associated to flood dominated channels, located adjacent to the right margin, the main one being are V-shaped, and 10 m deep and 1 km wide (Figs. 6A, 6B, 7A, 7B). Asymmetrical medium to large, 2D dunes occur in the left side of the channel. They are composed of moderately sorted fine to very fine sand, with length varying between 10 m and 50 m and height between 0.5 m and 3m (Figs. 7C, 8, 9G). Their asymmetry is an indication of ebb-directed net sediment transport (Fig. 7C). Longshore dunes occur parallel to the shoreline and migrate seasonally causing the progradation of a sand spit oblique to the estuarine margins (Figs. 5, 9I, 9J). Sediments are composed exclusively of moderately sorted fine to very fine (95%) and medium quartz sand (5%), which follows the ebb tidal channel. Muddy sediments are absent from this sector as a result of more energetic conditions (Fig. 8). The bathymetry along the Marapanim estuary mouth presents a large ebb-tidal delta that extends 15 km from the OEF to the inner continental shelf. The delta terminal lobe is asymmetric presents depths around 4 m, getting deeper (12-16 m) northward, which corresponds to the limit of the terminal lobe (Figs. 6A, 6B).

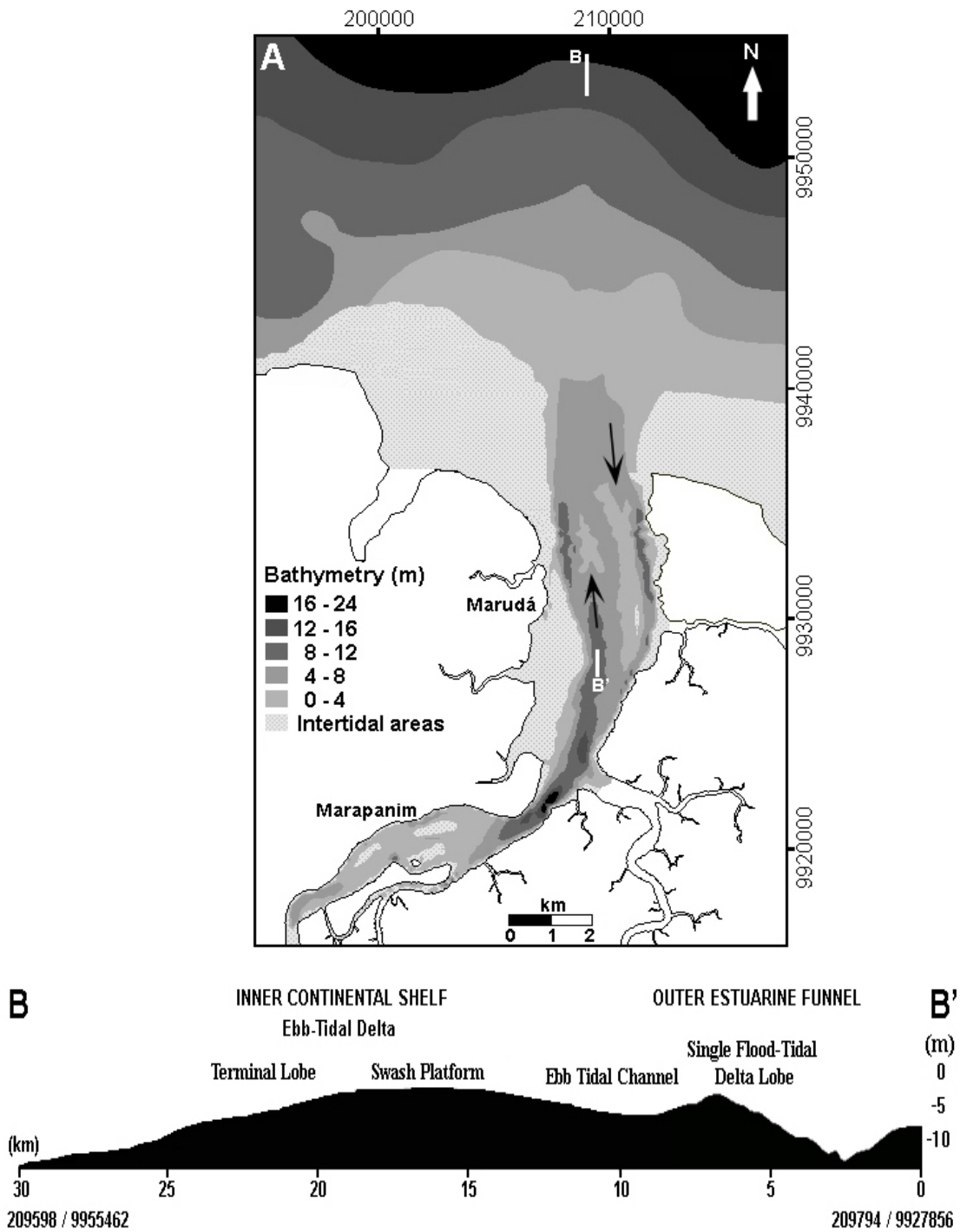


Fig. 6. (A) Depth distribution in the Marapanim estuary. The deepest point (24 m) coincides with the narrowest cross section, and the channel is shallower (5 m) into the IEF. In the OEF, the channel bifurcates into a flood and ebb channels with thalwegs up to 10 meters deep. The distal end of the tidal channels terminates in large bar complexes. (B) The ebb-tidal delta extends 15 km into the inner continental shelf, while a small flood tidal shoal is located inside the channel. The elevations are approximate to the mean low water spring level. ↑ Ebb and ↓ Flood tidal currents.

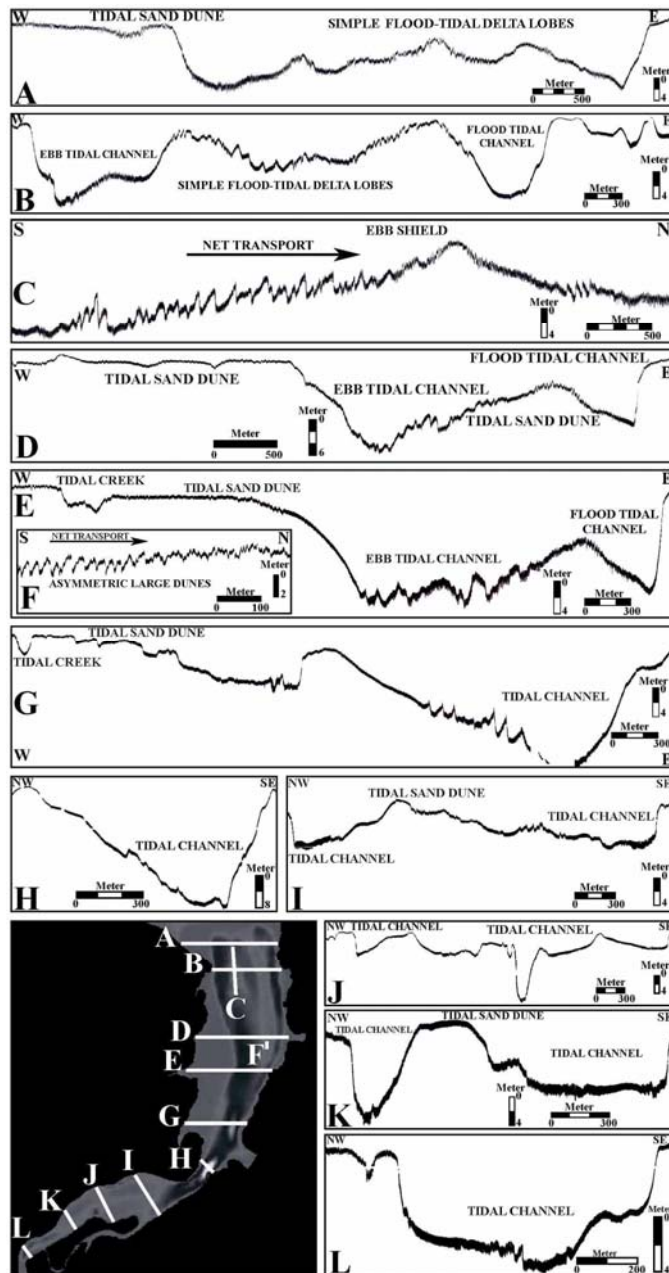


Fig. 7. Echo-sounding records of subaqueous dunes and cross-section that reveal the variation in the thalweg along the Marapanim estuary. Outer Estuarine Funnel: (A) Longshore dunes occur parallel to the shoreline and single flood-tidal delta lobe partially fill the estuarine channel; (B) Ebb and flood channels with the distal end terminating in wider lobes with a concave-up profile in the estuary mouth; (C) Longitudinal section showing the large, ebb-oriented asymmetric dunes in the tidal delta. Middle Estuarine Funnel: (D) and (E) The ebb tidal channel has been filled by dune migration and the flood channel has developed a V-shaped valley; (F) Longitudinal profile of large, asymmetric dunes that indicate ebb-directed dominance in sediment transport; (G) Shallower left channel (4m) and occurrence of the broad thalweg in the middle of the bay. Inner Estuarine Funnel: (H) Narrowing of the channel with maximum depth (24m); (I) and (K) Dunes that permit the occurrence of double thalwegs; (J) extremely shallow sector (4m); (L) single U-shaped thalweg strongly influenced by river discharge.

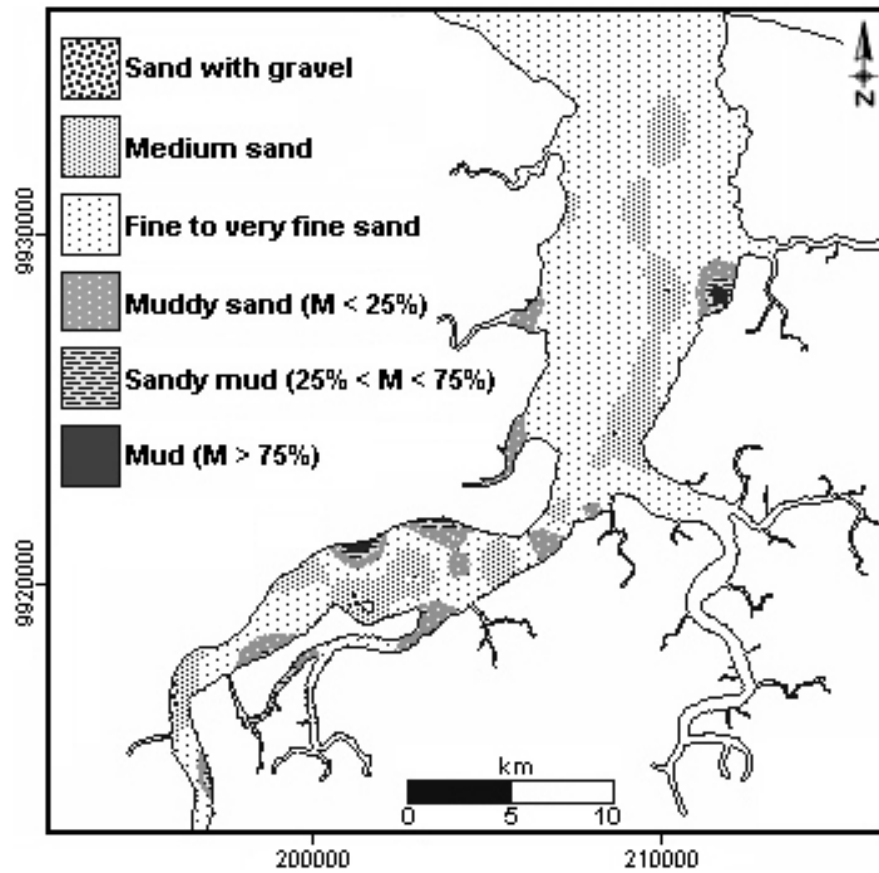


Fig. 8. Surface sediment distribution within the Marapanim estuary. The sandy sediments are dominant, with muddy sediments restricted to the margin. Note, in the outer bay, the predominance of fine to very fine sand associated with the dunes.

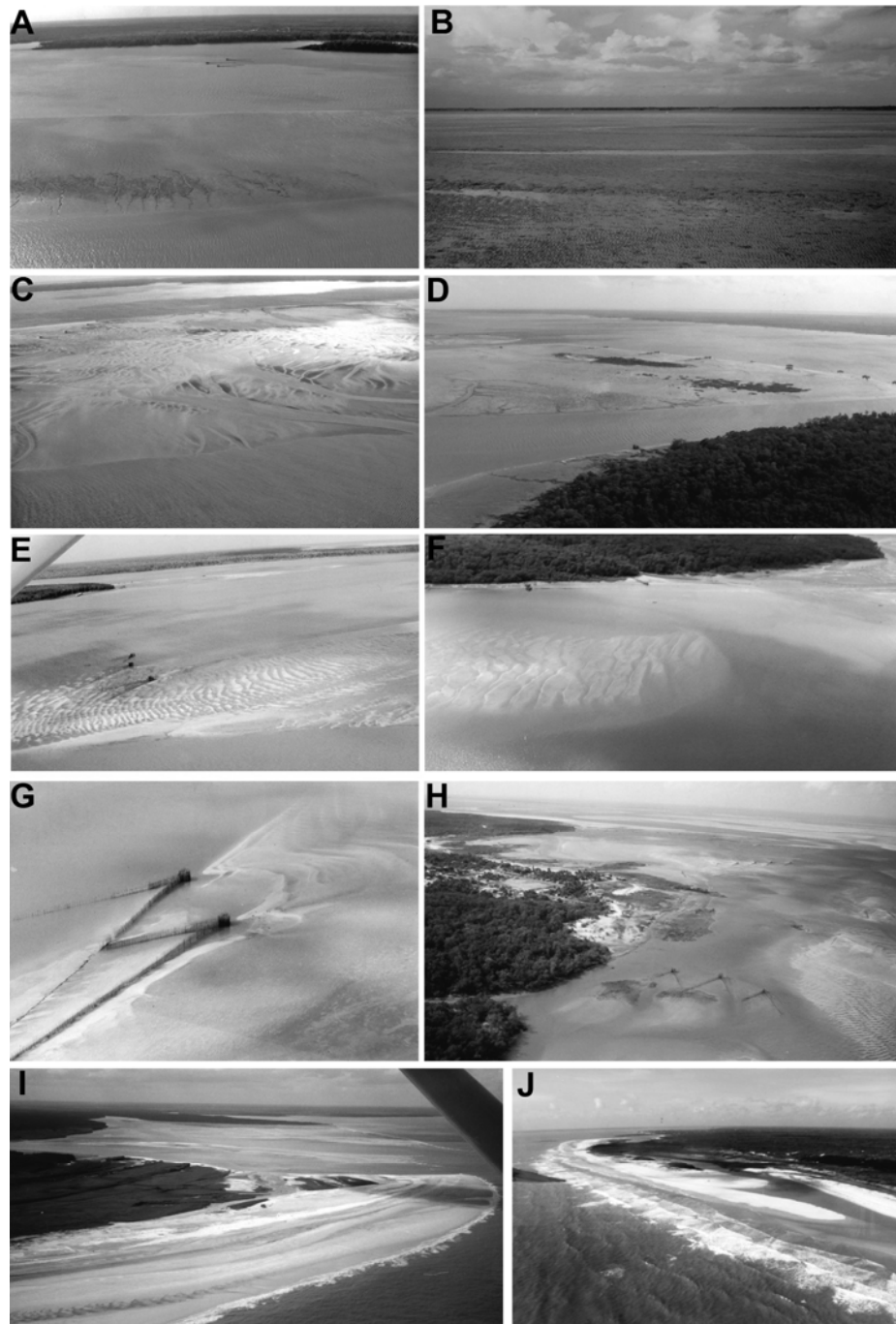


Fig. 9. Types of subaqueous dunes observed in the Marapanim estuarine funnel. Inner Estuarine Funnel: (A) Medium, 2D, simple dune field oriented longitudinally to tidal currents; (B) Medium, 2D, simple dune on an elongated tidal bar. Middle Estuarine Funnel: (C) Large to Medium (D), 2D, simple dune fading laterally into ripples which has been colonized by mangroves. (E) and (F) Large, 2D, compound dunes with transverse sinuous-superimposed dunes. Outer Estuarine Funnel: (G) Large, 2D, simple dunes (ebb shield associated to the flood-tidal delta lobe); (H) Medium to large, 2D, simple dunes adjacent to the left margin. (I) Macrotidal dissipative beach; (J) Waves reaching the shoreline at an angle causing the progradation of a sand spit (left margin).

## 5.2. Sediment Mineralogy

### 5.2.1. Heavy minerals

The average content of heavy-minerals in the Marapanim estuarine funnel is about 5%. A diversity of translucent minerals were recorded in the bottom sediments consisting predominantly of zircon (38%), staurolite (31%), tourmaline (17%), kyanite (11%), rutile (3%) and sporadic sillimanite, andalusite and amphibole (hornblende). The stable minerals zircon, tourmaline and rutile together make up 58% of the transparent heavy minerals. The major opaque minerals are ilmenite and magnetite. The textural analysis provides information on surface features and the morphological characteristics of the heavy mineral grains (Fig. 10). Zircon occurs essentially in rounded to subrounded forms, as well as subhedral, prismatic and angular. Colorless zircons (>50%) with fluid inclusions and mechanical features (fractures and grooves) are more common (Fig. 10A), but pink (2-10%) and brown (<2%) grains are secondarily observed. Staurolite grains are primarily anhedral, subrounded to angular, and reddish-yellow to light yellow in color. In addition to mechanical features (conchoidal fractures and grooves), the grains present evidence of fluid inclusion, chemical dissolution and recrystallization (hollows, solution pits and typical cockscomb structure)(Fig. 10B). Tourmaline grains are generally rounded-subrounded and prismatic (long and short). The most common colors are greenish-brown to brown and bluish green to green. The grains present fluid inclusion, chemical dissolution and mechanical features (grooves) (Fig. 10C). Kyanite grains have tabular prismatic (long and short) forms, and are colorless. It presents rectangular cleavages, fluid and opaque inclusions, as well as groove features (Fig. 10D). Rutile grains show angular to subhedral forms with blood-red to reddish-yellow colors. Mineral inclusion, mechanical features (conchoidal fractures and grooves) and chemical dissolution (Fig. 10E) are common. Sillimanite grains are colorless with long-prismatic

forms. Andalusite grains are colorless, irregular to angular forms with fluid inclusions. Finally, hornblende grains are green in color with short prismatic forms.

The spatial distribution of the heavy minerals is shown in Figure 11. This distribution agrees with the tripartite zonation of Marapanim estuarine funnel. Zircon varies in distribution from 1% to 30% along the IEF, reaching 50% in the deeper and erosive areas close to the left margin, that apparently coincide with outcrops of the Barreiras Formation. The zircon content increases in the MEF (30 to 60%), compatible with continental provenance (Barreiras Formations) for the sediments that constitute the subaqueous dunes found in this zone. In the OEF, the mineral decreases gradually from 40% to 10% in the downstream direction (Fig. 11). Staurolite concentration in the IEF varies between 1 and 40% in the right, shallower margin. It varies between 20% and 30% in the MEF, but shows an abrupt increase in the OEF, where it reaches a concentration of up to 65%. The tourmaline concentration varies between 1% and 36% in the IEF, with higher percentages along the deeper sections. Its concentration decreases downstream to the less 10% in the MEF. Kyanite and rutile occur in low concentrations (<20%), with the latter being absent from several samples in the IEF and MEF. The ZTR index (zircon+tourmaline+rutile) is high (40-80%), and indicates that the sediments experienced intense hydraulic fractionation and selective decomposition. Zircon is responsible for 95% of the heavy minerals in some samples, and hence the highest ZTR indexes (up to 70%).



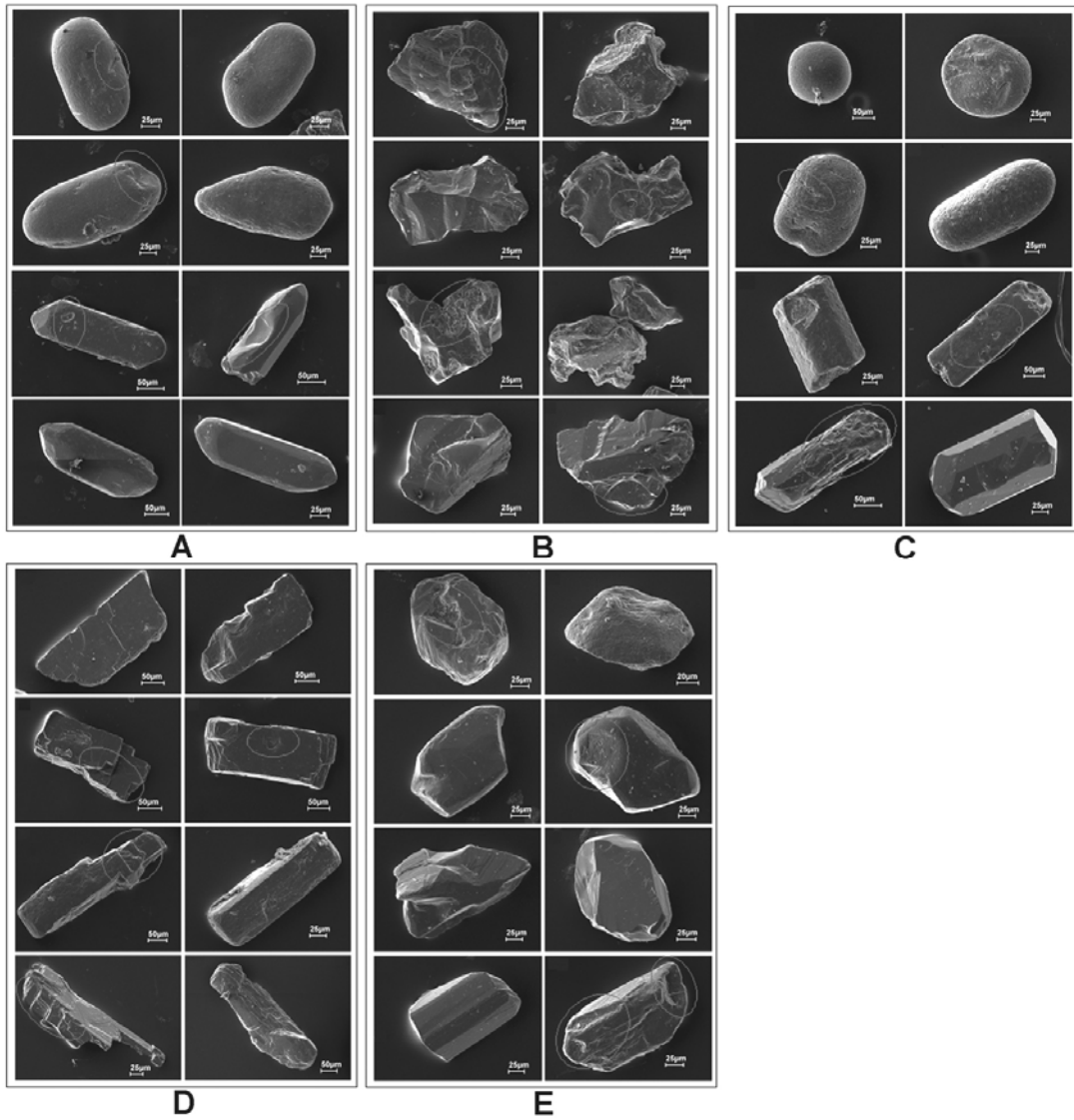


Fig. 10. SEM microphotographs showing morphology and surface features of zircon (A), staurolite (B), tourmaline (C), kyanite (D) and rutile (E).

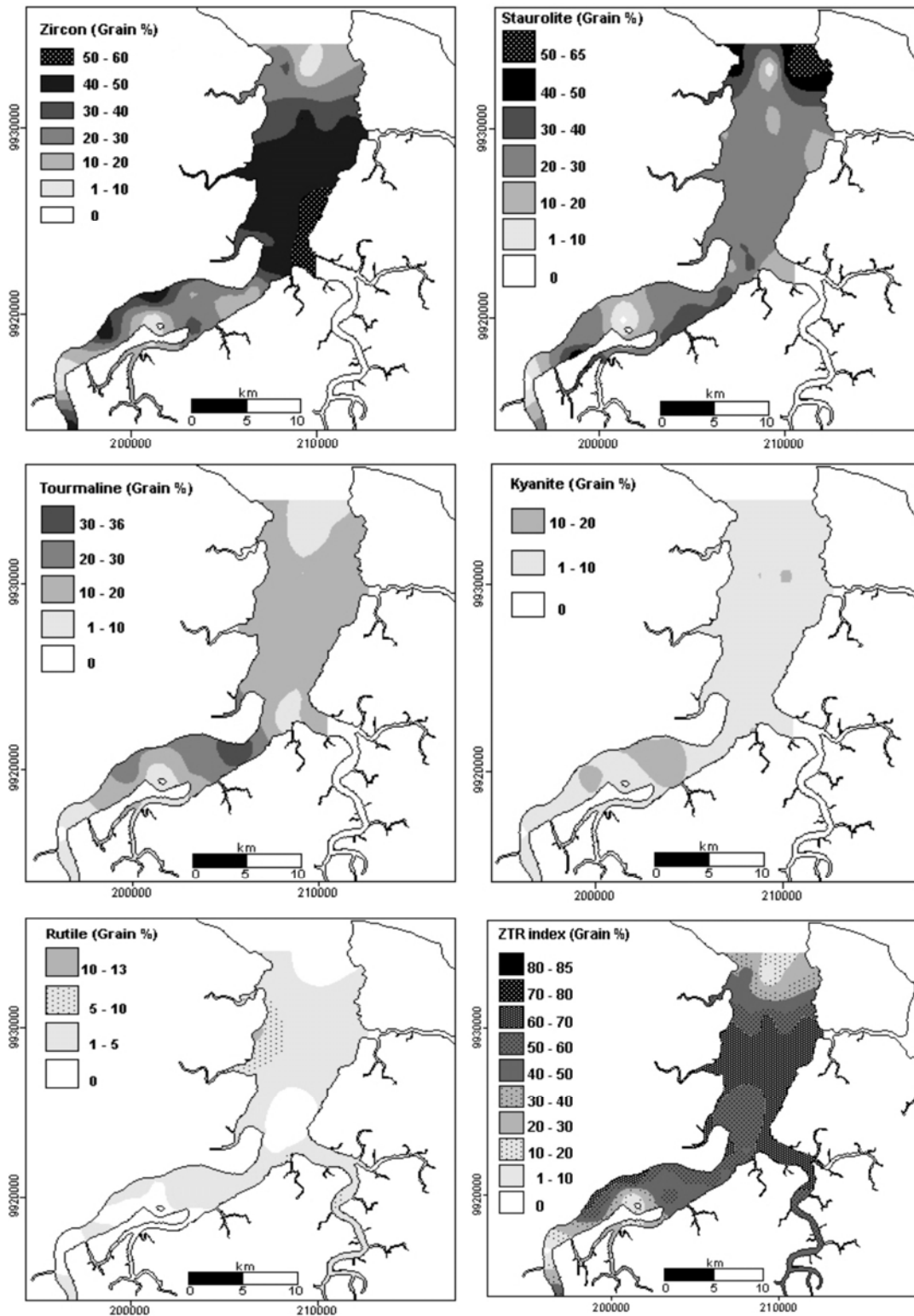


Fig. 11. Spatial distribution of major heavy-mineral in grain percentages along the Marapanim estuarine funnel. Note that the distribution of zircon and staurolite confirms the occurrence of hydrodynamic controls.

### 5.2.2. Clay minerals

The detrital clay minerals are kaolinite (70%), smectite (23%) and illite (4%), in order of decreasing abundance. The kaolinite concentration is relatively constant throughout the IEF and MEF, at around 20% (Fig. 12). It increases locally to up to 60% at the mouth of tributary creeks (in the IEF) and shallow areas (in the MEF). In the OEF the kaolinite is practically absent. Smectite reaches its maximum concentration in the mudflats of the IEF (>40%) (Fig. 12). Alike the kaolinite the average smectite concentration lowers in the MEF and eventually becomes absent at the OEF. Illite concentrations are small (<20%), and also restricted to the IEF and MEF.

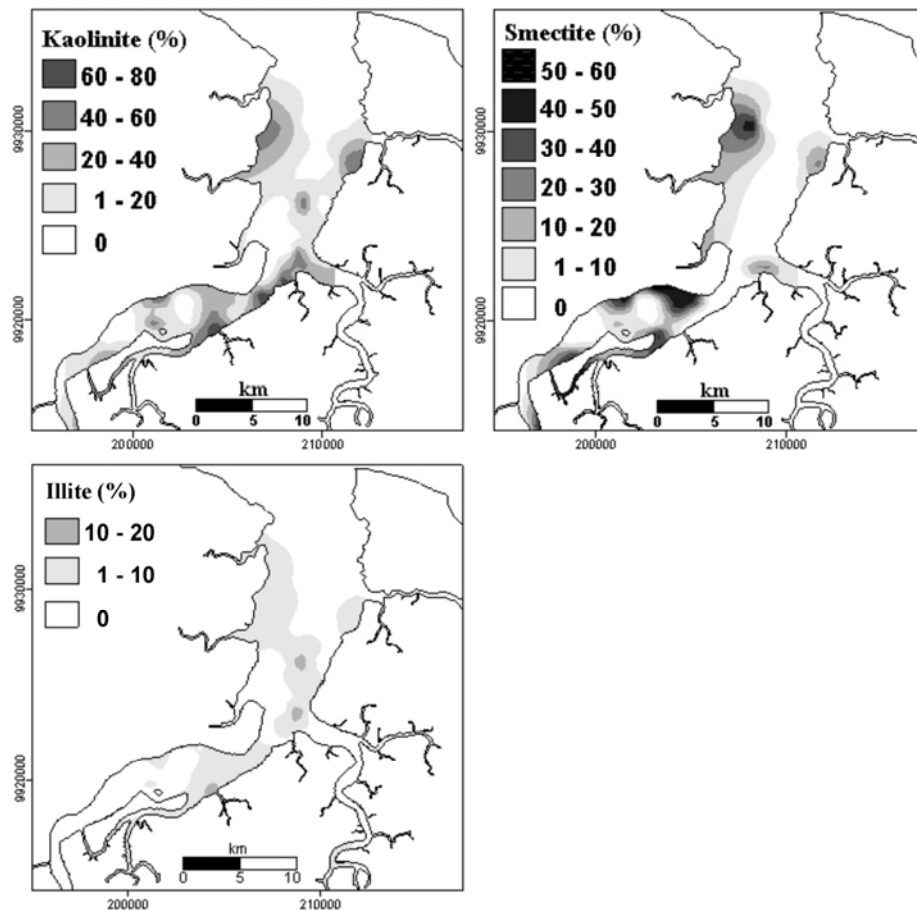


Fig. 12. Spatial distribution of clay minerals in percentages along the Marapanim estuarine funnel. Note that clay minerals concentration are absent in the outer estuarine funnel direction.

## **6. Discussion**

### *6.1. Spatial distribution and provenance of minerals*

The spatial distribution of heavy and clay minerals indicates a seaward directed advection of sediments at the IEF and MEF. The high content of zircon, tourmaline and staurolite in the IEF and MEF is explained by the proximity of Barreiras Formation, whose heavy mineral assemblage is mainly comprised of zircon (34%), staurolite (24%) and tourmaline (19%) (Nascimento and Góes, 2005). The Barreiras Formation occurs throughout the Marapanim catchment area, and also crops out at the deepest thalweg sections. Thus the heavy mineral distribution suggests advection of the sediment from the IEF towards the OEF. While the concentrations of zircon and tourmaline fade out towards the OEF, the staurolite concentration rises again to levels similar to those found in the mineralogical assemblage of the adjacent continental shelf. Higher staurolite concentration at the OEF thus suggests marine sediment incursion in the lower reaches of the estuary.

The clay minerals characteristic of the Barreiras Formation are by kaolinite, illite and chlorite, in order of decreasing abundance (Góes, 1981). Kaolinite is abundant (70%) in the estuary, while illite is scarcer (4%). Besides clay minerals, the concentration of rare earth elements (REE) also resembles that of Barreiras Formations (Berrêdo et al., 2008). The patterns of REE concentrations in the muddy sediments show enrichment and a peculiar negative Eu anomaly which both suggest the same provenance from upper crustal granitic sources. In addition, there is a predominance of light- over heavy REE, which is also similar to the pattern described for sediments from the mouth of the Amazon with source-rock attributed to the Barreiras Formation (Vital et al., 1999).

On the other hand, smectite is not characteristic of the Barreiras Formation, and is observed in vast quantities both on mudflat and on the channel bed sediments. It is likely that it has a marine origin, as the continental shelf is rich in both smectite and kaolinite. These minerals might have

been advected landwards during the post-glacial sea level rise, in association with the transgressive mud facies that onlaps the Miocene substrate. This facies was identified by Souza Filho et al. (2009) and Silva (2009) in the Bragança coastal plain and Marapanim estuary, respectively, and is likely to crop out (and be eroded) at the deepest sections of the channel. There is also a possibility that the smectite is an alloctonous mineral, as there is evidence of the neoformation of smectite in mangrove sediments in Caeté (Costa et al., 2004) and Marapanim estuaries (Berrêdo et al., 2008). The neoformation of this mineral is attributed to the contribution of  $K^+$  and  $Mg^{2+}$  from marine water and their concentration on the surface of the sediments associated with  $SiO_2$  from the chemical decomposition of diatom shells. This neoformation is evidenced by the rapid degradation of the kaolinite into smectite (biogenic silica) (Michalopoulos and Aller, 1995).

The comprehension of coastal evolution on geological time scale, based on facies models and sequence stratigraphy, will allow to understand how occurred the process of change from sandy to muddy sedimentation pattern. This change in sedimentation pattern is responsible for mangroves development (Souza Filho et al. 2009), which occurred, perhaps when the Amazon River contributed significantly in the process of coastal sedimentation, in both west and east side of its mouth. Therefore, the coast could have been fed by fluvial and marine sources.

## *6.2. Morphology and surface sedimentary deposits*

The morphology and distribution of surface sediments in the Marapanim Estuary present an arrangement of the characteristics of the two models developed by Dalrymple et al. (1992) for the end-member of wave- and tide-dominated estuaries (Figs. 13A, 13B). According to these authors, wave-dominated estuaries are characterized by a shoreface/beach barrier, tidal inlet and deltas in the seaward sector (coarse sediments) and a central basin (fine sediments) landward. In contrast,

tide-dominated estuaries are usually funnel-shaped with elongated sand bars at the mouth and mud/sandflats at the margins. Marapanim estuary is funnel shaped with longitudinal bars at the mouth, but present a strong littoral drift system of sandy sediments at the margins, where sand spits and sand bars create macrotidal sandy beaches. These beaches are in fact part of a sandy barrier system, that also incorporates sand dunes. The barriers, however, form the tip of sedimentary headlands, and do not intersect the incised valley. Therefore, a muddy central basin can not be formed given the inexistence of a “sand plug” at the estuary mouth, and muddy sediments are thus confined to tidal flats along the estuary margins at the central and internal funnel zones (Fig. 13C).

In mixed-energy coastal environments, changes in the relative intensity of the physical processes affecting the coastal zone can cause stratigraphic variations in the nature of the deposits as the environments migrate laterally (Yoshida et al., 2007). According to these authors deposits in embayments associated with a passive continental margin and a relatively flat platform are usually tide dominated and, as these embayments fill up, the influence of the waves becomes progressively greater as the magnitude of tidal processes decrease (Figs. 1, 3).

In the mouth of the Marapanim estuary, the attenuation of wavy refraction by the shallow morphology causes a progressive decrease in energy both laterally towards the margin and landwards into the middle estuarine funnel. Waves have a significant influence on sediment displacements in the outer estuarine funnel, hampering the dispersion of sediments to the adjacent continental shelf, and resulting in the formation of large bar complexes that migrate onshore and attach to the shoreline (Figs. 5, 6). The sandy sediments are further transported landward with flooding tidal currents, creating a shoal with an arcuate morphology (Figs. 6, 7A, 7B, 13C). Single relatively large flood-tidal delta lobe like as identified in the Marapanim estuarine funnel is typically developed in mixed energy environments (Davis and Fitzgerald, 2004).

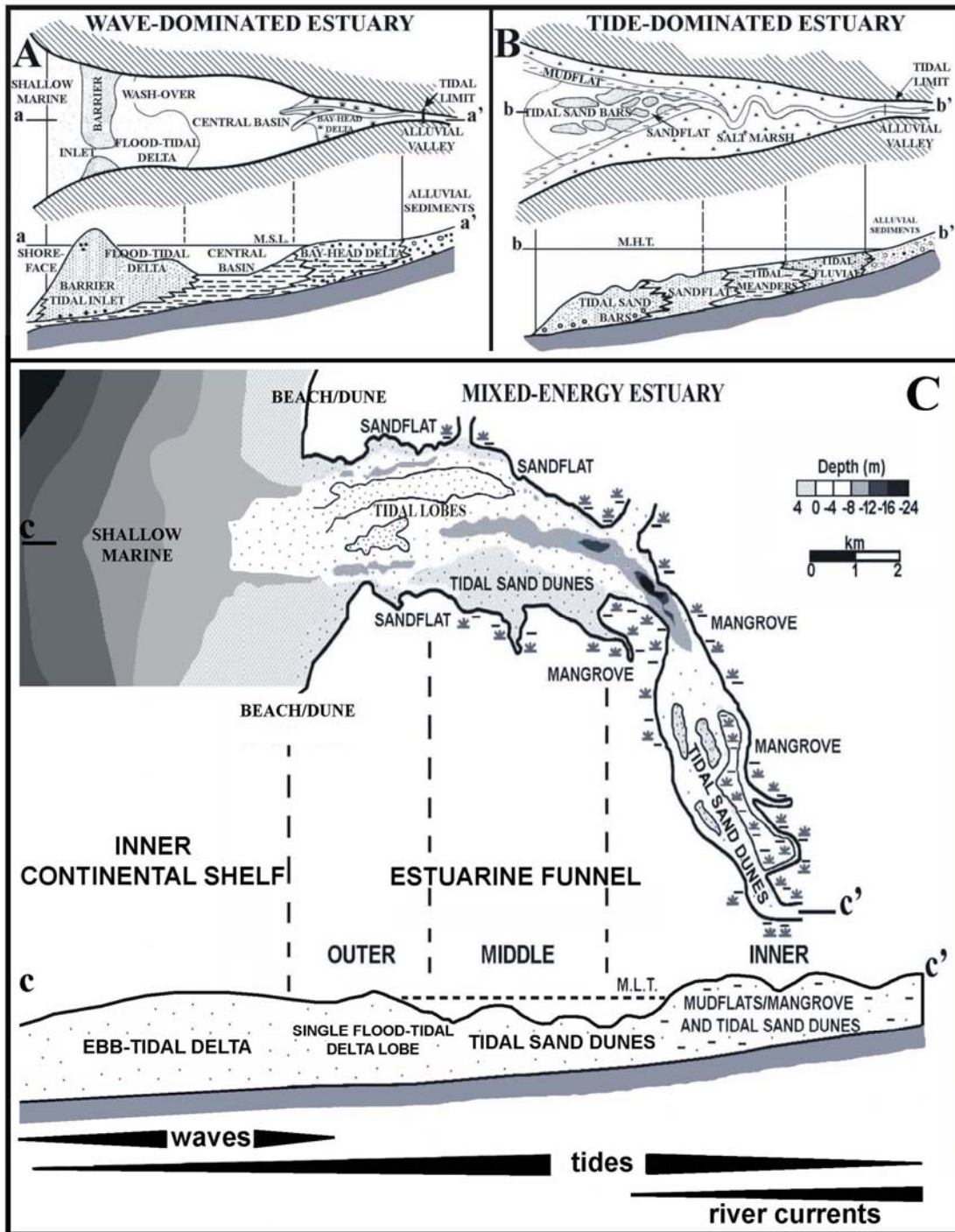


Fig. 13.- The two facies models proposed by Dalrymple et al. (1992) for the definition of wave- (A) and tide-dominated (B) estuaries, based on the basis of the dominant marine process. Observe the distribution of morphological features and sedimentary deposits within the estuarine mouth as a function of the dominant process. (C) Mixed-energy Marapanim estuary, where waves are refracted and attenuated by ample bedforms (OEF) and increased tidal energy (MEF). Both processes govern sediment transport, and their spatial distribution along the end-member reflect a mixed zonation involving elements of models A and B.

## 7. Conclusions

The morphology and pattern of the surface sediments distribution within the Marapanim estuarine funnel represent a combination of the characteristics of the two models developed for the end-member of wave- and tide-dominated estuary types. Wave action and a strong littoral drift are responsible for the development of arcuate barrier systems at the estuary entrance, fronting the headlands that separate Marapanim from the neighboring estuaries. Tidal currents hinder the lateral progradation of these barriers into the main channel, and form longitudinal bars characteristic of tide-dominated estuaries. The absence of a barrier at the estuary mouth prevent the formation of a muddy central basin, with muddy deposits being confined to the margins. Outside the estuary, a large tidal delta system form a bowed morphology typical of wave-dominated estuaries, which is detrimental to strong wave action inside the estuary.

The spatial distribution of heavy and clay minerals within the funnel zone allows for a tripartite zonation of this estuarine sector, and also provide important information on sediment sources for estuary infill. The mineralogical analysis shows that the Barreiras Formation is the main sediment source, followed by contributions from the continental shelf, whose influence is restricted to the outer funnel.

Despite the strong influence of macrotides on the north brazilian coast, the mixture of features observed along the length of the Marapanim estuary appears to be a consequence of the variability of energy levels resulting from the interaction of wave action and tidal currents.

Based on the integration of bottom morphology and sediment mineralogy study of the mixed-energy Marapanim estuary, aided by physical processes, we suggested that the mixture of estuarine features observed appears to be a consequence of the variability in energy level between wavy/tide action in the outer estuarine funnel, tidal energy in the middle estuarine funnel, and tide/fluvial currents in the inner estuarine funnel. Hence, this comprehension is essential to



interpretation of coastal architecture and evolution based on facies model and sequence stratigraphy analysis.

### **Acknowledgements**

This study was carried out as part of the first author's Ph.D. thesis, which was sponsored by the Brazilian National Research Council (CNPq). Financial support during the fieldwork was provided by PNOPG/CNPq within the project 'Ecosistemas Costeiros Amazônicos' (Process n° 550165/2001-0) and PIATAM mar Project (Process n° 2730 UFPA/FADESP/Petrobras). All analyses were performed at the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Pará and the Earth Sciences and Ecology Department of the Goeldi Museum. We are grateful to Socorro Progene Vilhena, Messiana Boulhosa and Silvio Eduardo Martins for their assistance in the laboratory.

### **References**

- Abraham, G.M.S., Nichol, S.L., Parker, R.J., Gregory, M.R., 2008. Facies depositional setting, mineral maturity and sequence stratigraphy of a Holocene drowned valley, Tamaki Estuary, New Zealand. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 79, 133-142.
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoulet, P., Dupenhoat, Y., Degrandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sediment. Geol.* 26, 62-90.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1993, Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *J. Sediment. Petrol.* 63, 378-391.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France. in: Dalrymple, R.W.,

- Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM, Spec. Publ., vol. 51, pp. 225-240.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.* 60, 160-170.
- Berrêdo, J.F., 2006. Geoquímica dos sedimentos de manguezais do nordeste do estado do Pará: o exemplo do estuário do rio Marapanim. Ph.D. thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil, 185 pp.
- Berrêdo, J.F., Costa, M.L., Vilhena, M.P.S.P., Santos, J.T., 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Rev. Bras. Geociênc.* 38, 24-35.
- Cavalcante Segundo, G.H., Kjerfve, B., Knoppers, B.A., Diele, K., Barreto, R.C., 2005. Comportamento dos sedimentos em suspensão, temperatura e salinidade na região costeira adjacente a baía do Caeté. Oceanographic variability in the adjacent coastal region of the Caeté Bay - Pará-Brazil (Preliminary Results). 10° Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto de Galinhas, Pernambuco.
- Cavalcante Segundo, G.H., 2007. Processos oceanográficos na região costeira e estuarina do rio Caeté, Pará, Brasil. Ph.D. thesis, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal Fluminense, Brazil, 138 pp.
- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), n.d., Dados previsionais, portal oceânico. Retrieved March, 2004, from Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais Web site, <http://tucupi.cptec.inpe.br/wam>.
- Chappell, J., Woodroffe, C.D., 1994. Macrotidal estuaries. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 187-218.
- Costa, M.L., Behling, H., Berrêdo, J.F., Do Carmo, M.S., Siqueira, N.V.M., 2004. Late Holocene mangrove sediments from northeastern Pará State, Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.* 34, 479-488.

- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Sci. Rev.* 81, 135-174.
- Dalrymple, R.W., Rhodes, R.N., 1995. Estuarine dunes and bars. in: Perillo, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, vol. 53, pp. 359-422.
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay - Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37, 577-612.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petrol.* 62, 1130-1146.
- Davis, R.A., Fitzgerald, D.M., 2004. *Beaches and coasts*. Blackwell, Malden, MA, 419 pp.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guezennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 64, 710-720.
- Dias, G.T.M., 1996. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. 39 st Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Brazil, pp. 423-426.
- Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), 1962. *Cartas de Correntes de Maré*. Rio Pará, de Salinópolis a Belém. DHN, Rio de Janeiro, 17 pp.
- Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), 1986. *Roteiro da Costa Norte*. Marinha do Brasil. Niterói, Rio de Janeiro, 152 pp.
- Galehouse, J.S., 1971. Point counting. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*, Wiley, New York, vol. 10, pp. 385-407.
- Gibbs, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sediment. Petrol.* 47, 237-243.
- Góes, A.M., 1981. Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão. M.Sc. thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil, 155 pp.

- Gomes, C.F., 1988. Argilas. O que são e para que servem. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 457 pp.
- Gregório, A.M.S., Mendes, A.C., 2009. Characterization of sedimentary deposits at the confluence of two tributaries of the Pará river estuary (Guajará Bay, Amazon). *Cont. Shelf Res.* 29, 609-618.
- Harris, P.T., Collins, M.B., 1985. Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, U.K. *Mar. Geol.* 62, 153-166.
- Irion, G. 1984. Sedimentation and sediments of Amazon rivers and evolution of the Amazon landscape since Pliocene times. In: Sioli, H. (Ed.), *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. Dordrecht, The Netherlands, W. Junk, pp. 201-214.
- Kapsimalis, V., Massé, L., Tastet, J.P., 2004. Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, southwestern France. *J. Coast. Res., Special Issue 41*, 1-11.
- Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. in: PETROBRAS. Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira, CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, Projeto REMAC 8, 55 pp.
- Larsonneur, C., 1977. La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français: methode mise au point et utilisée en Manche. *J. Recherche Oceanog.* 2, 33-39.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S., Poupinet, N., 2003. Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 58, 3-16.
- Lessa, G.C., Masselink, G., 1995. Sedimentation and hydrodynamic changes in a back-barrier macrotidal estuary: a morphodynamic approach. *Mar. Geol.* 129, 25-46.
- Martins, S.E.M., Mendes, A.C., Boulhosa, M.B.M., Mota, M.S., Freitas, P.T.A., Araujo-Junior, W.P., 2007. Caracterização sedimentológica da área de influência do Porto de Vila do Conde, Barcarena, PA. XI Congresso da ABEQUA. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Belém, Brazil. Paper on CD-ROM.
- Michalopoulos, P., Aller, R.C., 1995. Rapid clay mineral formation in Amazon Delta sediments: reverse weathering and oceanic elemental cycles. *Science* 270, 614-617.

- Milliman, J.D., 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 63, 934-950.
- Milliman, J.D., Barreto, H.T., 1975. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of Amazon Shelf. *Sedimentology* 22, 137-145.
- Miranda, A.G., Mendes, A.C. 2007. Evolução batimétrica da Baía de Guajará. XI Congresso da ABEQUA. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Belém, Brazil. Paper on CD-ROM.
- Moraes, B.C., Costa, J.M.N., Costa, A.C.L., Costa, M.H., 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica* 35, 207-214.
- Morais, J., Tintelnot, M., Irion, G., Souza Pinheiro, L. 2006. Pathways of clay mineral transport in the coastal zone of the Brazilian continental shelf from Ceará to the mouth of the Amazon River. *Geo-Mar. Lett.* 26, 16-22.
- Nascimento, M.S., Góes, A.M., 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do Rio Capim, sul da sub-bacia de Cameté. *Rev. Bras. Geociênc.* 35, 49-58.
- Palma, J.J.C., 1979. Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira. in: Chaves, H.A.F. (Ed.), *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceanicas Adjacentes*, PETROBRAS, CENPES, DINTEP, Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC 7.
- Pinheiro, R.V.L., 1987. Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do Estuário Guajará. M.Sc. thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil, 152 pp.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G., and James, N.P. (Ed.), *Facies Models. Response to Sea Level Changes*. Love Printing Service Ltda, Ontario, Geological Association of Canada, pp. 179-194.
- Santana, D.S., 2004. Composição florística e variação espaço-temporal dos parâmetros ambientais e da biomassa fitoplanctônica do Estuário do Rio Marapanim (Pará, Brasil). M.Sc. thesis, Programa de Pós-Graduação em Biologia Ambiental, Universidade Federal do Pará, Brazil, 115 pp.

- Santos, J.T., 2007. Minerais pesados dos sedimentos de manguezais e de fundo de canal do Estuário do Rio Marapanim: Aplicações para o estudo de proveniência. 59<sup>st</sup> Reunião da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, SBPC, Belém, Brazil.
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 2001. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Sistema de Informações Geográficas – SIG – Mapas na escala 1:2 500 000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil 4.
- Silva, C.A., 2009. Modelo faciológico de preenchimento do vale inciso do estuário de Marapanim, costa amazônica brasileira. Ph.D. thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil.
- Silva, C.A., Souza Filho, P.W.M., Rodrigues, S.W.P., 2009. Morphology and modern sedimentary deposits of the macrotidal Marapanim estuary (Amazon, Brazil). *Continental Shelf Research* 29, 619-631.
- Silveira, O.F.M., 1998. A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. Ph.D. thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil, 150 pp.
- Souza Filho, P.W.M., 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the Northeastern Pará State. *Rev. Bras. Geociênc.* 30, 523-526.
- Souza Filho, P.W.M., 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 427-435.
- Souza Filho, P.W.M., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Lessa, G.C., Koch, B., Behling, H., 2006. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research* 39, 306-310.
- Souza Filho, P.W.M., Lessa, G.C., Cohen, M.C.L., Costa, F.R., Lara, R.J., 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In: Dillenburg, S.F., Hesp,

- P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, New York, vol.1, pp. 347-375.
- Thorez, J., 1976. *Practical identification of clay minerals*. G. Lelotte, Belgique, 90 pp.
- Vital, H., Stattegger, K., Garbe-Schönberg, C-D., 1999. Composition and trace-element geochemistry of detrital clay and heavy-mineral suites of the lowermost Amazon River: a provenance study. *J. Sediment. Res.* 69, 563-575.
- Vital, H., Stattegger, K., 2000. Lowermost amazon river: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quat. Int.* 72, 53-60.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat–winter shoreface. *Sedimentology* 52, 235–252.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Gingras, M.K., Chun, S.S., 2007. Up-estuary variation of sedimentary facies and ichnocoenoses in an open-mouthed, macrotidal, mixed-energy estuary, Gomso Bay, Korea. *J. Sediment. Res.* 77, 757-771.
- Yoshida, S., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., 2007. Changes in depositional processes – an ingredient in a new generation of sequence-stratigraphic models. *J. Sediment. Res.* 77, 447-460.
- Wolanski, E., Chappell, J.M.A., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. *J. Mar. System* 7, 267-279.
- Woodroffe, C.D., Chappell, J.M.A., Thom, B.G., Wolanski, E., 1986. *Geomorphological dynamics and evolution of the South Alligator tidal river and plains, northern territory*. Australian National University, North Australia Research Unit, Mangrove Monograph 3, 190 pp.
- Woodroffe, C.D., Chappell, J.M.A., Thom, B.G., Wolanski, E., 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology* 36, 737-756.

**CAPÍTULO 5:**

**ANÁLISE DA SUCESSÃO  
DEPOSICIONAL DO VALE INCISO DO  
ESTUÁRIO DE MARAPANIM**



# **Modelo Depositional de Preenchimento de um Vale Inciso Quaternário, Estuário de Marapanim, Norte do Brasil**

## **Resumo**

Os sistemas de vales incisos foram formados durante o último período glacial associados à queda no nível relativo do mar (Pleistoceno Tardio), e subsequente afogamento durante a transgressão no Holoceno. Portanto, nos últimos 6.000 anos, com a estabilização do nível relativo do mar, uma nova configuração de linha de costa. Nesse contexto, está inserido o estuário do rio Marapanim, localizado no nordeste do Estado do Pará, a leste da foz do Rio Amazonas. A metodologia de análise com base nos conceitos da estratigrafia de sequências, associada à datações por radiocarbono permitiu o reconhecimento de três sucessões de depósitos quaternários relacionadas aos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA), limitadas por uma superfície de descontinuidade basal que separa os depósitos neógenos dos quaternários.

*Palavra-chave:* Análise de fácies, vale inciso, estratigrafia de sequências, variação do nível do mar, Quaternário, Norte do Brasil.

## **1. INTRODUÇÃO**

Os sistemas de vales resultam da incisão fluvial durante o último período glacial quando ocorreu a queda no nível relativo do mar (Pleistoceno Tardio), e subsequente afogamento durante a transgressão no Holoceno (Allen e Posamentier, 1994; Zaitlin et al., 1994). Nos últimos 6.000 anos, com a estabilização do nível relativo do mar, uma nova linha de costa é definida e na foz dos rios iniciam-se a progradação de sistemas costeiros (Fairbanks, 1989; Allen e Posamentier, 1991; Zaitlin et al., 1994).

A interpretação de depósitos sedimentares requer o conhecimento acerca de dois aspectos da evolução de sucessões sedimentares: a interpretação dos ambientes deposicionais originais, a partir do uso de técnicas de análise de fácies (Walker e James, 1992); e a subdivisão da sucessão estratigráfica em unidades geneticamente relacionadas usando os princípios da estratigrafia de sequências (Van Wagoner et al. 1988; Posamentier e Allen, 1999; Catuneanu, 2006). Segundo

Dalrymple e Choi (2007), a integração destas linhas de investigação permite a elaboração de uma reconstrução paleogeográfica realística, que mostra como os fácies deposicionais estão relacionados no tempo e no espaço.

Dalrymple et al. (1992) forneceu uma colaboração significativa no entendimento da evolução dos ambientes costeiros, através da combinação entre processos físicos (fluvial, maré e onda) (Reinson, 1992; Roy et al. 1980), variação no nível relativo do mar e quantidade de suprimento sedimentar disponível.

Dalrymple et al. (1992) estabeleceram um modelo faciológico para estuários a partir do prisma tridimensional, baseado no processo físico dominante (ondas e marés) e na distribuição longitudinal das fácies sedimentares. A padronização nos estudos de sistemas estuarinos modernos (Dalrymple et al., 1994 ; Allen e Posamentier, 1993, 1994; Chappell e Woodroffe, 1994; Lessa e Masselink, 1995; Wolanski e Chappell, 1996; Lesourd et al., 2003; Kapsimalis et al., 2004; Deloffre et al., 2005; Dalrymple e Choi, 2007; Yoshida et al., 2007) tem contribuído para a melhor compreensão dos processos que atuam durante a oscilação do nível do mar. Além de propiciar o refinamento do modelo de Dalrymple et al. (1992) e melhor comparação com os sistemas estuarinos antigos.

Na costa norte brasileira existe um número expressivo de vales incisos quaternários onde, durante a última transgressão marinha, se instalaram os sistemas estuarinos. Estes estuários encontram-se submetidos à atuação de processos oceanográficos e atmosféricos peculiares, com grande amplitude de maré associada à elevada taxa de deriva litorânea de sedimentos. Importantes pesquisas foram desenvolvidas em diferentes setores da costa norte, relacionados principalmente aos aspectos morfoestratigráficos da planície costeira (Costa, 1996; Santos, 1996; Silva, 1996; Costa e Silveira, 1998; Silva Júnior, 1998; Silveira, 1998; Vital e Stattegger, 2000; Cohen e Lara, 2003; Cohen et al., 2005; Souza Filho et al., 2006; Souza Filho et al., 2009; Silva et al., 2009).

No contexto retrocitado, o presente trabalho tem por objetivo a reconstrução da evolução geológica dos depósitos quaternários e apresentação de modelo de preenchimento sedimentar do vale inciso do estuário do Marapanim, localizado na costa amazônica brasileira, bem como contribuir para o entendimento da evolução quaternária na costa norte do Brasil e melhor reconhecimento de ambientes estuarinos submetidos à energia mista, ou seja, ondas e macromarés.

## 2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A história evolutiva da costa norte do Brasil está vinculada à formação do Oceano Atlântico a partir da fragmentação do continente Gondwana, que propiciou a atual compartimentação estrutural da Margem Equatorial Brasileira (Figura 1, no capítulo 2).

A Margem Equatorial Brasileira se formou a partir de três eventos distensivos ocorridos durante o Mesozóico que formaram três conjuntos de bacias sedimentares com evolução diferenciada no espaço e no tempo (Soares Júnior et al., 2008). O primeiro evento de fragmentação está ligado à formação do Oceano Atlântico Central (Neojurássico/Eocretáceo) (Szatmari et al. 1987, Villegas, 1994; Costa et al., 2002). O segundo está vinculado a processos distensivos que geraram o Oceano Atlântico Equatorial, com sentido de rifteamento NW para SE, que formou o Graben Cassiporé (Bacia da Foz do Amazonas) e as bacias de Marajó, Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. E o terceiro é responsável pelo processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial, com movimentação de SE para NW, que propiciou a formação das bacias Potiguar e do Ceará e, através da conexão com o Sistema de Grabens Gurupi, formou as bacias de Barreirinhas e Pará-Maranhão, culminando com a ruptura continental.

Os processos tectônicos permaneceram ativos durante o Cenozóico através de falhas transcorrentes E-W e NE-SW, além de falhas normais NW-SE (Hasui, 1990; Igreja, 1992; Costa et al., 1996), que resultaram na reativação de falhas pré-existentes que permanecem ativas até o Recente (Hasui, 1990; Costa et al., 1993) e tem controlado a morfologia atual (Rossetti, 2003; Souza Filho, 2000). É exemplo desse quadro, a incisão de diversos vales observados ao longo da costa paraense, instalados em depósitos do Terciário, com orientação predominante NE-SW, que coincide com a orientação das falhas transcorrentes Mesozóicas reativadas durante o Quaternário (Hasui, 1990; Costa et al., 1993).

O Estuário do rio Marapanim está inserido na Plataforma Bragantina, limitada ao norte pela Bacia do Pará-Maranhão e, ao sul, pelo Graben Vigia-Castanhal (Figura 1, Capítulo 2). O embasamento da Plataforma Bragantina quando aflorante é representado por rochas ígneas e metamórficas, além de arenitos paleozóicos, recobertos por depósitos terciários (Rossetti e Góes, 2004).

Os depósitos terciários, nos quais está inciso o vale do rio Marapanim, foram individualizados por Rossetti (2000, 2004) e Rossetti et al. (2001) em três sequências stratigráficas (A, B e C), limitadas por discordâncias regionais (Figura 2, Capítulo 2). A

primeira corresponde à Formação Pirabas e parte inferior da Formação Barreiras (Oligoceno Superior/Mioceno Inferior), constituída por calcários, folhelhos negros carbonáceos e arenitos calcíferos interdigitados com argilitos e arenitos variegados, representativos de um sistema marinho marginal prográdacional (plataforma externa, plataforma restrita/laguna e mangues/planícies de lama). A segunda (Mioceno Médio) corresponde à porção intermediária da Formação Barreiras, constituída de argilitos e arenitos variegados depositados em ambientes que variam de leques aluviais a marinho transicional dominado por maré. A terceira seqüência (Plioceno até o Quaternário), denominada de Sedimentos Pós-Barreiras, foi depositada após o rebaixamento do nível relativo do mar no final do Mioceno-Plioceno Inferior (Rossetti et al., 2001). Consiste de sedimentos lamosos e arenosos depositados em embaiamentos em evento transgressivo (Plioceno Superior), um novo rebaixamento do nível de base proporcionou a erosão do topo destes depósitos, resultando em uma superfície de descontinuidade, denominada de superfície S4 por Rossetti et al. (2001); além da instalação de canalizações, o desenvolvimento de dunas eólicas de grande porte e a progradação de planícies de maré.

A plataforma continental adjacente à área estudada apresenta gradiente suave, possui cerca de 300 km de extensão e encontra-se recoberta por sedimentos predominantemente terrígenos, além de depósitos carbonáticos (Figura 3, no capítulo 2). A plataforma externa é caracterizada por cascalhos carbonáticos e areias provenientes de construções recifais datadas de 17.000 anos AP (Milliman e Barreto, 1975). A plataforma interna é constituída por areias siliciclásticas transgressivas de origem marinha e areia reliquiares associadas a um paleovale fluvial afogado (Palma, 1979). Em frente à Baía do Marajó, a plataforma é coberta por uma cunha de lama fluvial que recobre areias siliciclásticas transgressivas (Milliman, 1979).

A costa nordeste do estado do Pará apresenta compartimentação em dois setores segundo as características geomorfológicas (Souza Filho, 2000) (Figura 3, Capítulo 2). O primeiro, localizado entre as baías do Marajó e Pirabas, onde está inclusa a área de estudo, caracterizado por uma planície costeira estreita e falésias do planalto costeiro que atingem a linha de costa. O segundo setor, se estende em direção a leste, entre as baías de Pirabas e Gurupi, onde o planalto costeiro encontra-se recuado gerando falésias inativas (Souza Filho et al., 2009).

### 3. VARIAÇÃO QUATERNÁRIA DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

Os estudos realizados sobre as oscilações do nível relativo do mar ocorridos durante o Holoceno na costa brasileira, limitaram-se às regiões nordeste, sudeste e sul (Suguio et al., 1985; Dominguez et al., 1990; Angulo e Suguio, 1995; Martin et al., 1996; Angulo e Lessa 1997; Angulo et al., 1999; Lessa e Angulo, 1998; Angulo et al., 2002; Martin et al., 2003; Angulo et al. 2006). Angulo et al. (2006) demonstraram que tais elevações variaram, em função da variação do relevo geoidal, de um mínimo de 2.1 m em Laguna/Santa Catarina (Angulo et al., 1999) a 5 m em Pernambuco (Dominguez et al., 1990).

A zona costeira norte do Brasil encontra-se em área de subsidência tectônica, conforme representada pela carta geoidal (Angulo et al., 2006) (Figura 4, Capítulo 2). Portanto, deve apresentar uma tendência de oscilação do nível relativo do mar diferenciada da do restante do país conforme demonstrado por Behling et al. (2001), Cohen et al. (2005), Angulo et al. (2006), Souza Filho et al. (2009).

A zona costeira norte do Brasil, durante o Quaternário, tem sido submetida a eventos regressivos e transgressivos que controlam a sedimentação e a morfologia costeira.

Durante o Máximo Glacial (16.000 e 14.000 anos AP) os rios estavam conectados diretamente com a borda da plataforma, depositando suas cargas no próprio sopé continental através de cânios (Kowsmann e Costa, 1979).

Milliman e Barreto (1975), com base em datação de oolitos lagunares, sugeriram que em 17.000 anos AP, com nível do mar entre 80 e 90 m abaixo do nível do mar atual, quase toda a plataforma continental encontrava-se emersa. Conseqüentemente, a linha de costa estava posicionada próximo à quebra da plataforma continental.

Milliman e Emery (1968) consideram que o nível do mar começou a subir a partir de 17.400 anos AP e a linha de costa arenosa migrou em direção ao continente, ocasionando erosão e recobrindo parte do planalto costeiro. Kowsmann e Costa (1979) advogam que a última transgressão marinha na costa brasileira ocorreu entre 14.000 e 7.000 anos AP. e foi interrompida por estabilizações de curta duração, correspondentes às cotas batimétricas atuais de 110 e 60 m. Segundo esses autores, ao final da transgressão (7.000-2.000 anos AP), quando o mar atingiu aproximadamente o nível atual, as planícies costeiras e os vales dos rios foram gradativamente inundados, originando estuários, enseadas, baías e lagunas costeiras.

Estudos realizados na foz do rio Amazonas (oeste da área estudada) e na planície costeira de Bragança (leste da área estudada) apresentam evidências que a história transgressiva da costa norte brasileira é distinta da do restante do Brasil (Figuras 5 e 6, Capítulo 2).

Torres (1997) identificou lamas antigas na foz do rio Amazonas, datadas de 12.020  $^{14}\text{C}$  yr BP, e interpretadas como depósitos de planície de inundação ou lago tropical que ocupavam a planície costeira próximo à foz do rio Amazonas durante o episódio de queda no nível do mar. Vital e Stattegger (2000) advogam que a planície aluvial do rio Amazonas, em condições de nível de mar estável (6.000 anos AP) teve sua rede de drenagem ampliada devido a interação de fortes processos marinhos e fluviais; além da reativação de falhas transcorrentes E-W associadas à instalação do canal de Estreitos que passa a ligar o rio Amazonas ao Sistema Pará/Tocantins e isola a Ilha de Marajó.

Para a planície costeira de Bragança foram identificados dois pulsos transgressivos datados de 5.900 cal yr BP e 2.800 cal yr BP, associados à geração de ilhas-barreiras (Behling et al. (2001); Souza Filho et al. (2006); Cohen et al. (2005a, 2005b); Souza Filho et al. (2009). Além de queda de aproximadamente 1 m no nível do mar (1.800 e 1.400 cal yr BP), seguida por subida gradual até alcançar o nível atual por volta de 1.000 cal yr BP. Souza Filho (2009) considera que nos últimos 2.000 anos ocorreu a progradação lamosa da linha de costa, que marca o início do desenvolvimento dos manguezais de intermarés.

#### **4. ÁREA DE ESTUDO**

O estuário do rio Marapanim está localizado no nordeste do Estado do Pará, a leste da foz do Rio Amazonas (Figura 1). Está inserido nos depósitos do Neógeno e Quaternário da Formação Barreiras e sedimentos Pós-Barreiras, respectivamente.

O Estuário do rio Marapanim é influenciado por macromarés semidiurnas e ondas que alcançam a planície costeira com a altura média de 1m. O clima é governado por mudanças sazonais na posição da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) e por linhas de instabilidade. A posição da ZCIT varia sazonalmente, de aproximadamente 14° N em agosto e setembro, para aproximadamente 2° S em março e abril. A média anual de precipitação aumenta de leste (2.300 mm) para oeste (2.800 mm) ao longo da costa. As estações climáticas são bem definidas, sendo que a chuvosa ocorre entre janeiro e abril, quando ocorrem 73% da precipitação anual; e a

estação seca, entre setembro e novembro, com a precipitação média próximo a zero (Moraes et al., 2005). Os ventos apresentam direção predominante de nordeste e leste, com velocidade média de 6 m/s, porém são mais fortes entre dezembro e março quando são reforçados pelos ventos de sudeste.

O canal estuarino apresenta forma afunilada, com 60 km de comprimento e 8 km de largura na foz, estreitando-se à montante. Silva et al. (2009) segmentaram o estuário em três domínios morfológicos: (a) planície costeira, dominada pela ação de ondas e caracterizada por um sistema progradante arenoso, constituído por paleoduna, planície de crista de praia, duna recente e praia de macromaré com esporão arenoso; (b) planície estuarina, submetida às correntes de maré e fluvial, caracterizada por planície arenosa e lamosa vegetada por manguezal e barra arenosa; e (c) planície aluvial ocupada por planície de inundação e pântano de água doce (Figura 1).

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

Imagens de diferentes sensores remotos (Landsat-7 ETM+ and RADARSAT- 1 Wide) e dados de modelo digital de elevação (Shuttle Radar Topographic Mission - SRTM) foram utilizados para identificar e definir a distribuição espacial das diferentes unidade morfológicas. Os dados foram integrados através do *software* Arc GIS 9.0 e apresentado em mapa na escala de 1:50.000 (Figura 1).

As sondagens de testemunhos foram realizadas através do sistema a percussão RKS (*Rammkernsonde*) e vibracore, com localização estabelecida através do sistema de posicionamento global por satélite (GPS) e para o nivelamento topográfico foi estabelecida como referência a média entre as marés alta e baixa de sizígia. O sistema permitiu a coleta de 21 testemunhos com 5 cm de diâmetro, alguns chegando a atingir 25 m de profundidade (Figura 2). Estes foram estabelecidos em cortes transversais ao canal principal, visando a correlação lateral, além de representatividade em diferentes unidades morfosedimentares.

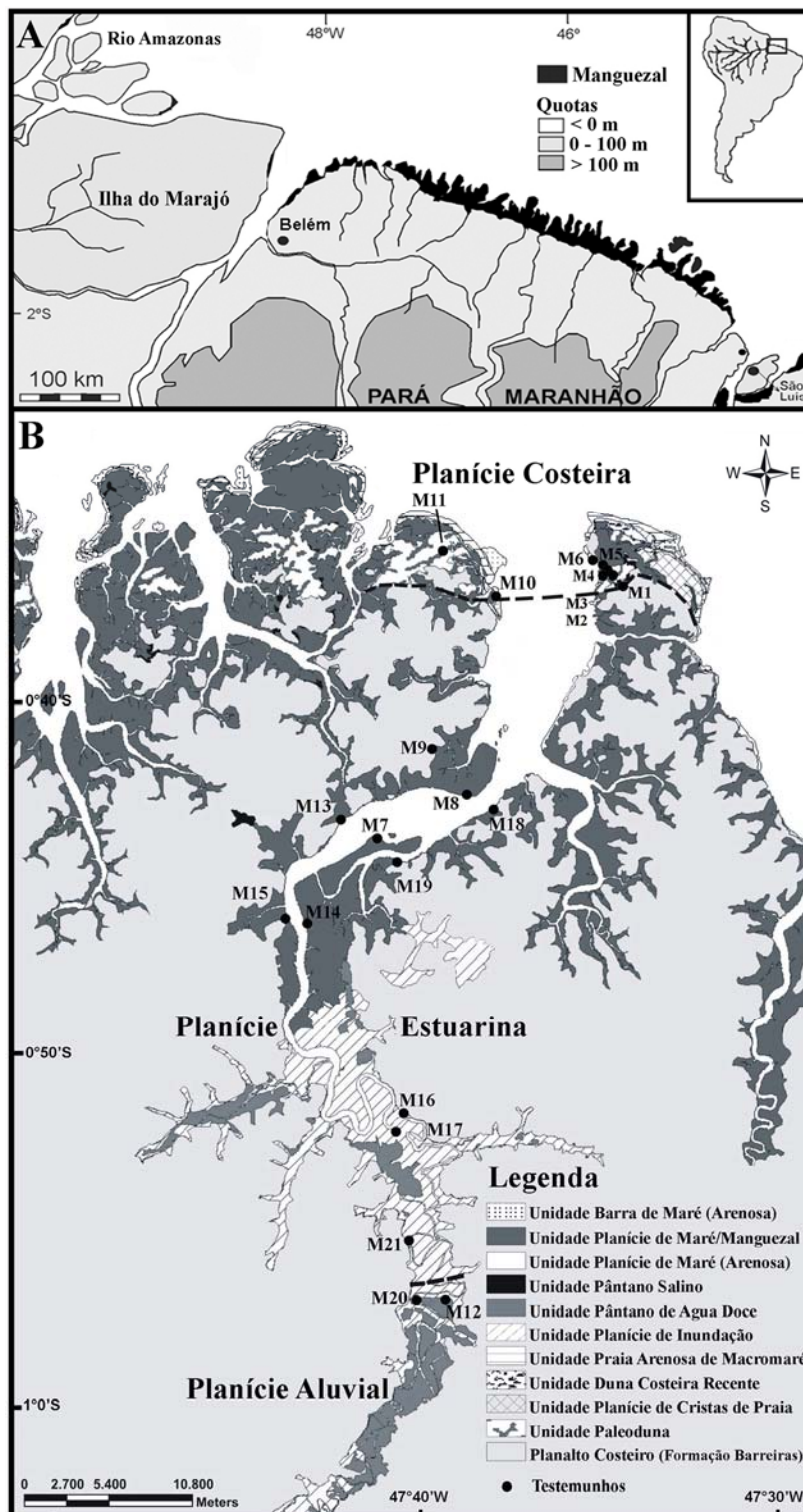


Figura 1. (A) Localização da costa amazônica brasileira a partir de modelo digital de elevação (dados SRTM), destacando as incisões estuarinas na costa Pará-Maranhão, com direção predominante de NE-SW. (B) Mapa morfológico do Estuário de Marapanim apresentando os domínios costeiro, estuarino e aluvial (Silva et al., 2009).



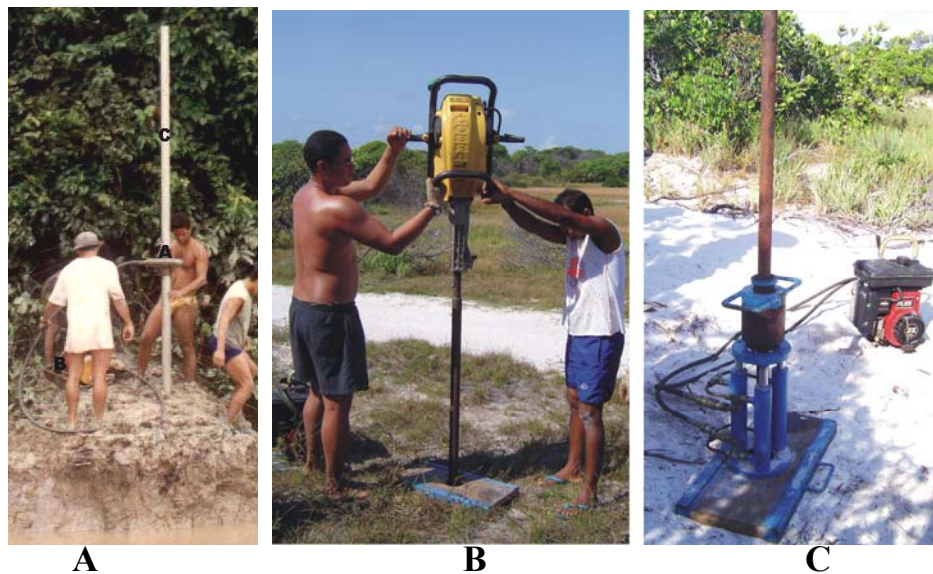


Figura 2. (A) Sistema de coleta por vibração (alcance 6m), (B) Sistema de coleta por percussão (RKS) que consiste de martelo a percussão, hastes e coletor em aço (alcance 21 m), e macaco hidráulico para recuperação do testemunho (C).

Os testemunhos foram fotografados e analisados nos aspectos textural, cor (Munsell Soil Color Charts, 1975), composição e estruturas físicas visando o reconhecimento de fácies sedimentares (Mial, 1977). As análises granulométricas realizadas para caracterizar texturalmente os sedimentos foram conduzidas segundo a metodologia de Folk (1974).

A cronologia dos eventos foi baseada na análise de radiocarbono, realizada pelo Laboratório de Determinação de Idade e Pesquisa Isotópica da Universidade de Kiel/Alemanha. Amostras com conteúdo orgânico foram datadas pela técnica de espectrometria de massa com uso de acelerador (AMS) e as idades foram calibradas de acordo com Reimer et al. (2004), através do *software* Calib rev 5.01 (Figura 3).

Os dados relacionados às diatomáceas, utilizados para a reconstrução paleoambiental dos depósitos quaternários, foram obtidos por Silva (2009), que analisou a composição da diatomoflórula de doze testemunhos utilizados neste trabalho. A utilização do grupo de algas silicosas como paleobioindicadores deve-se à sua abundância nos sedimentos e à alta preservação de suas paredes celulares, constituídas por sílica. Portanto, auxiliam na reconstrução dos paleoambientes aquáticos (continentais e marinhos).

Lat/Long (UTM) Zona 23	Testemunho	Código Lab.	Prof. (m)	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)	Idade Convencional $^{14}\text{C}$ (yr BP)	Idade Calibrada $^{14}\text{C}$ (yr BP)
212768 / 9933262	M5	KIA34547	2.89	$-27.44 \pm 0.08$	$6460 \pm 35$	7435 - 7306
	M5	KIA34548	3.66	$-28.12 \pm 0.12$	$6555 \pm 35$	7479 - 7430
212178 / 9933730	M 6	KIA34551	7.48	$-21.27 \pm 0.36$	$6375 \pm 50$	7423 - 7245
	M 6	KIA34550	15.41	$-27.65 \pm 0.15$	$6965 \pm 50$	7874 - 7689
205449 / 9921466	M 8	KIA34555	2.40	$-26.72 \pm 0.10$	$570 \pm 25$	643 - 588
	M 8	KIA34553	5.32	$-28.63 \pm 0.09$	$2055 \pm 20$	2053-1988
	M 8	KIA34552	10.17	$-27.31 \pm 0.15$	$2395 \pm 35$	2463 - 2352
	M 8	KIA34554	15.75	$-26.97 \pm 0.15$	$4535 \pm 25$	5190 - 5054
	M 8	KIA34556	21.83	$-25.57 \pm 0.26$	$4630 \pm 35$	5468 - 5343
206822 / 9931476	M 10	KIA34558	2.50	$-26.34 \pm 0.15$	$3900 \pm 30$	4419 - 4245
	M 10	KIA34559	8.36	$-27.07 \pm 0.16$	$6500 \pm 35$	7475 - 7408
204057 / 9895140	M 12	KIA34560	3.41	$-28.48 \pm 0.20$	$3595 \pm 30$	3977 - 3838
	M 12	KIA34561	7.51	$-28.42 \pm 0.10$	$7000 \pm 35$	7935 - 7745
	M 12	KIA34562	12.51	$-29.49 \pm 0.14$	$7790 + 60 / -55$	8721 - 8424
	M 12	KIA34563	14.00	$-28.66 \pm 0.17$	$12270 \pm 50$	14424 - 13968
196039 / 9915114	M 17	KIA34564	6.53	$-27.05 \pm 0.19$	$1775 \pm 25$	1741 - 1612
	M 17	KIA34565	11.03	$-24.94 \pm 0.19$	$5355 \pm 35$	6220 - 6097
201986 / 9918030	M 21	KIA34566	7.56	$-29.35 \pm 0.38$	$6235 \pm 40$	7259 - 7146
	M 21	KIA34567	15.52	$-24.57 \pm 0.21$	13940 + 100 / -90	17030- 16194

Figura 3. Idades obtidas através de datação pela técnica AMS para os depósitos quaternários do Estuário de Marapanim (as profundidades indicadas tem como referência o topo do testemunho).

## 6. ASSOCIAÇÃO E INTERPRETAÇÃO FACIOLÓGICA

### 6.1. DESCRIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Os depósitos foram descritos em termos de associações com base na descrição das fácies sedimentares (aspectos litológicos e estruturas sedimentares), relações estratigráficas e idade cronológica ( $^{14}\text{C}$ ). Foram definidas nove associações de ambientes deposicionais: canal fluvial (CF), duna e interduna (D/I), baía estuarina (BE), meandros de maré e barra em pontal (MM/BP), barra arenosa de submaré (BAS), planície aluvial/pântano de água doce (PA/PAD), planície de maré (PM), planície lamosa/manguezal (PL/M) e praia de macromaré e dunas (PM/D) (Figura 4).

#### 6.1.1. Canal fluvial (CF)

Registrada na parte interna do vale inciso, a partir de 11 m de profundidade, com espessura superior a 3 m (Figura 5). Na base ocorre depósito de grânulos e seixos quartzosos (0,70 m), de coloração cinza clara (10YR 7/1) a cinza (10YR 6/1), com lentes lamosas e de matéria orgânica. Em direção ao topo a granulometria decresce, gradando para areia muito grossa a média, coloração marrom escura (10YR 4/3) a cinza (10YR 6/1), com estratificação cruzada, marcas de bioturbação, além de lentes de matéria orgânica e fragmentos de vegetação. Na base do depósito foram identificadas valvas de diatomáceas de táxons salobros (*Nitzschia* sp.) e, em direção ao topo, táxons marinhos (*Diploneis bombus* e *Thalassiosira leptopus*). Este depósito apresentou datação que varia de  $13.940 \pm 100 / -90 \text{ }^{14}\text{C yr BP}$  (M21) a  $12.270 \pm 50 \text{ }^{14}\text{C yr BP}$  (M12), para a base do testemunho e  $7.790 \pm 60 / -55 \text{ }^{14}\text{C yr BP}$  (M12), para o topo da associação.

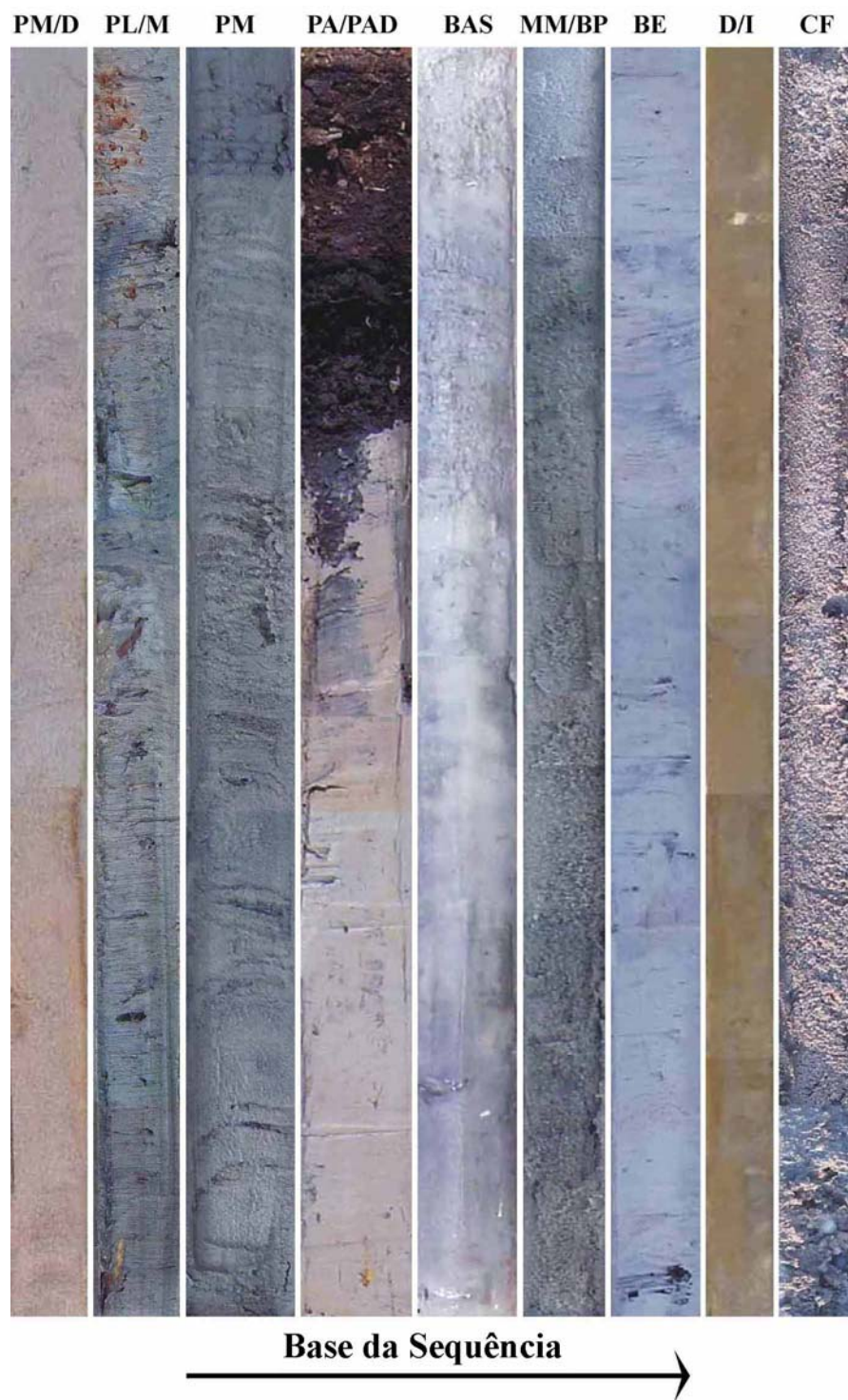


Figura 4. Imagem de testemunhos representativos das associações de depósitos que preenchem o vale inciso de Marapanim. Os depósitos alternam fácies representativas de ambiente fluvial e eólico (direita), sobrepostas por fácies transgressivas estuarinas (meio) e à direita, recobertos por fácies progradantes de planícies lamosas (manguezal e pântano de água doce).

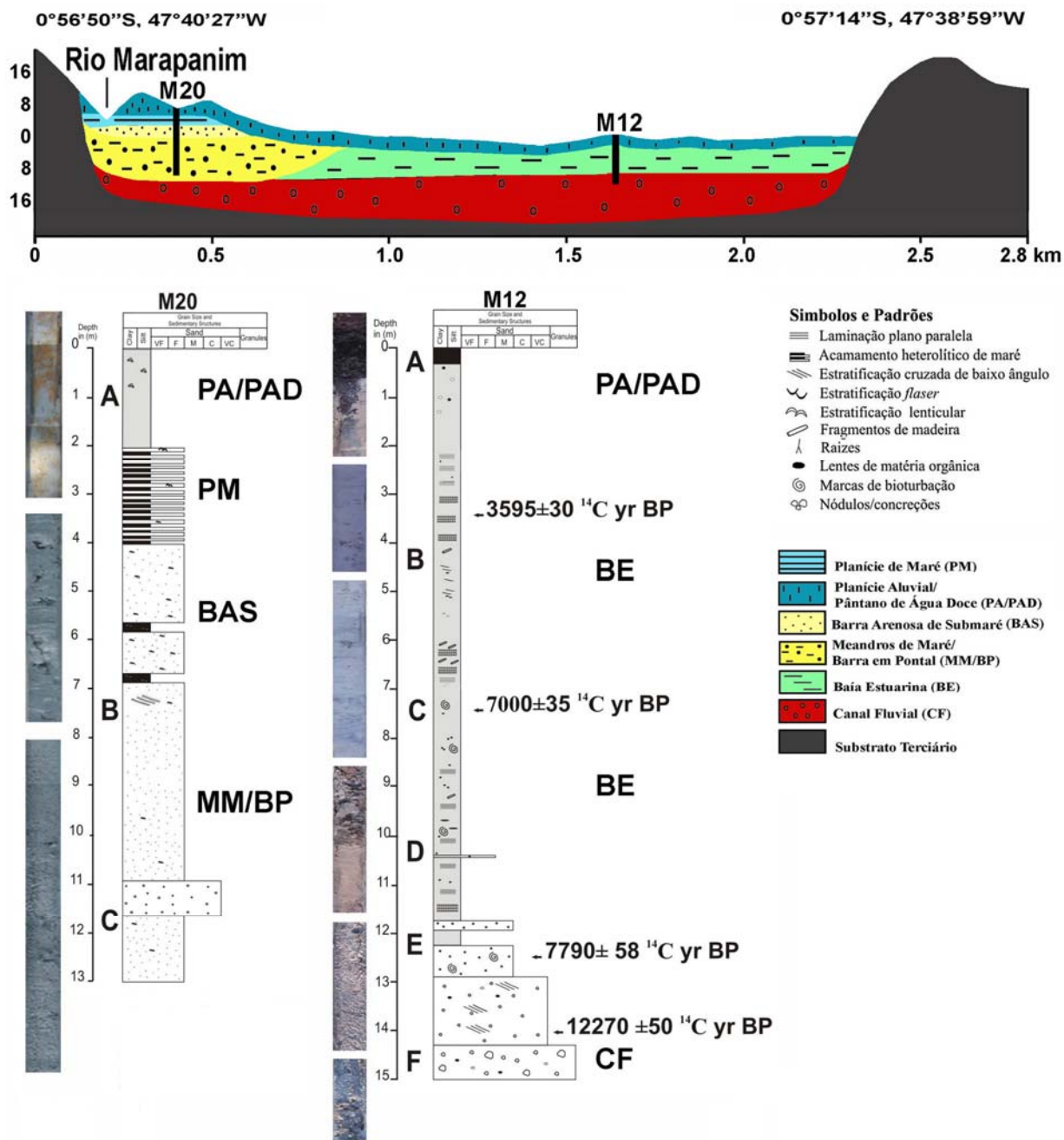


Figura 5. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a relação entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção F-F'. A seção mostra a relação entre os depósitos holocênicos com os pleistocênicos na base, e no topo com a elevação da planície aluvial atual. Observar a largura do antigo leito do rio Marapanim em comparação com o atual.



### 6.1.2. Duna e interduna (D/I)

Representada por areia quartzosa, muito fina, marrom acinzentada (10YR 5/2), bem compactada, com aspecto oxidado e marcas de bioturbação (M6) (Figura 6). Valvas de diatomáceas são ausentes. Ocorre a 14 m de profundidade e atinge espessura superior a 2 m. Em direção ao continente essa associação aflora ou é encontrada nas sondagens de testemunho em nível topográfico mais elevado, onde recobre superfície com característica erosiva correlacionável à superfície S4 descrita por Rossetti (2004) ou, ainda, sobreposta diretamente em depósitos terciários da Formação Barreiras (M4 e M5). Apresenta idade que varia de  $6.965 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M6) a  $6.460 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M5).

### 6.1.3. Baía estuarina (BE)

Consiste de lama maciça e depósitos heterolíticos com fragmentos de vegetação. A coloração varia de cinza oliva clara (5Y 6/2), cinza marrom clara (10YR 6/2) a marrom acinzentada escura (10YR 4/2) (Figuras 5 e 7). Apresenta acamamento lenticular, marcas de bioturbação, lentes de matéria orgânica e cristais de pirita. Na base (M12) foi registrada uma variedade de valvas de diatomáceas de táxons marinhos (*Actinoptychus splendens*, *Coscinodiscus* sp., *Dimerogramma* sp., *Grammatophora* sp. e *Melosira sulcata*), ao passo que táxons salobros (*Aulacoseira granulata* e *Nitzschia* sp.) (M12) e dulciaquícolas (*Navícula* sp.) (M8) foram identificados em direção ao topo.

Em direção à cabeceira, ocorre a partir de 2 m de profundidade, com cerca de 10 m de espessura e apresenta idade que varia de  $7.000 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M12) a  $3.595 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M12). Na foz, ocorre há 5m de profundidade, com 5 m de espessura e apresenta idade de  $6.500 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M10). Encontra-se sobreposta às associações CF (M12, M21) e D/I (M6) e depósitos do Neógeno da Formação Barreiras (M10).

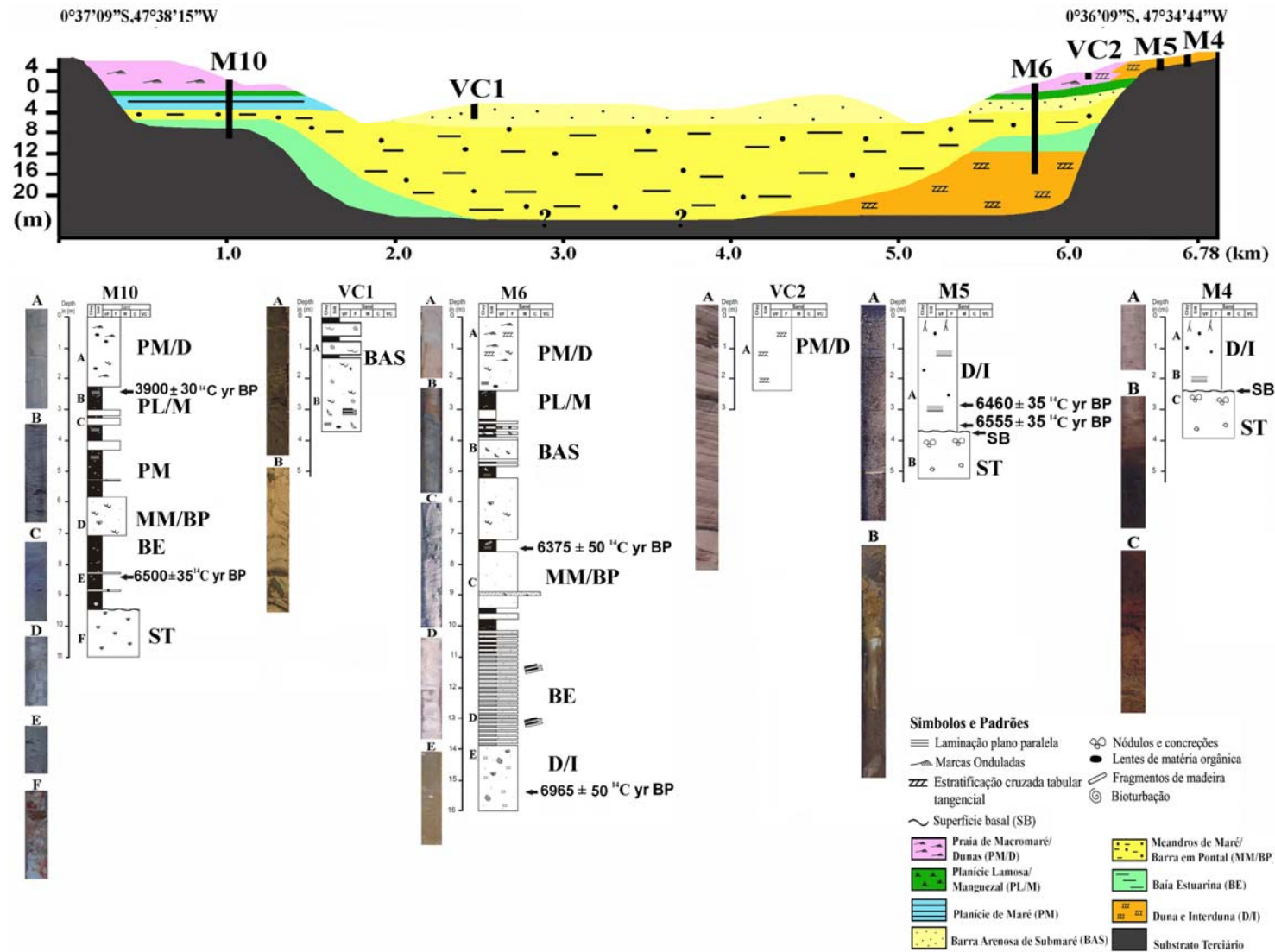


Figura 6. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção A-A'. A seção mostra a relação entre as associações com a superfície basal (SB) e os depósitos terciários (Formação Barreiras) na base, e no topo com a batimetria e elevação da planície estuarina atual.

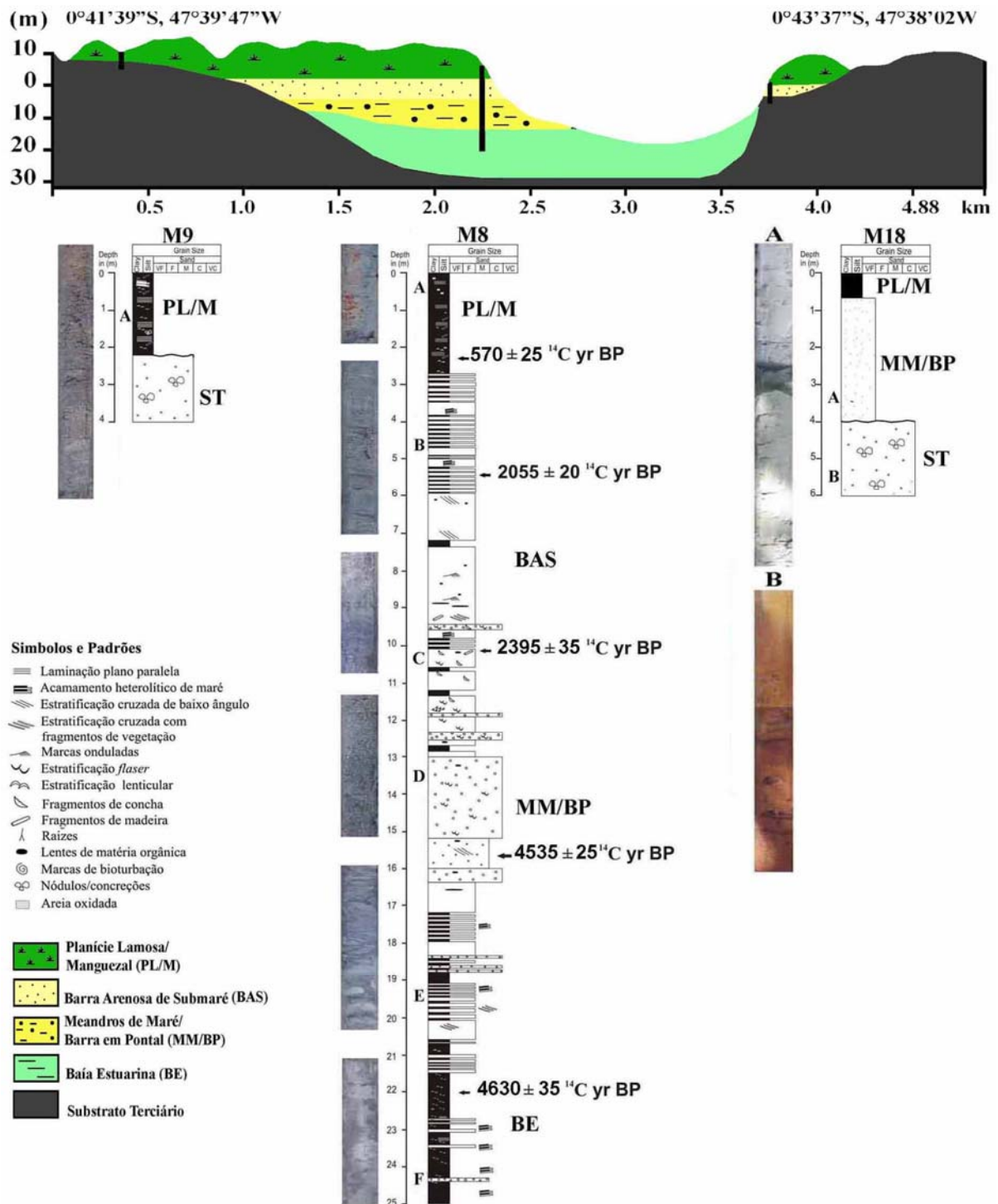


Figura 7. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção B-B'. A seção mostra a relação entre as associações e a superfície basal (SB) e os depósitos terciários (Formação Barreiras) na base, e no topo com a batimetria e elevação da planície estuarina atual.



#### **6.1.4. Meandros de maré/barra em pontal (MM/BP)**

Representada por areia fina a grossa, com estratificação cruzada de baixo ângulo, recoberta por fina camada de lama (Figuras 6, 7, 8, 9 e 10). A coloração varia de cinza clara (10YR 7/1) a marrom acinzentada escura (10YR 4/2). Na base são observados depósitos (0,20 m) de seixos quartzosos e lentes de matéria orgânica, com marcas de bioturbação e fragmentos de carapaças de pelecípodos. Valvas de diatomáceas de táxons marinhos (*Coscinodiscus* sp. e *Dimerogramma* sp.) estão presentes na base (M8) da associação, enquanto que diatomáceas de táxons salobros (*Nitzschia* sp. e *Aulacoseira granulatta*) foram registradas no topo (M6). Encontram-se alternados com depósitos heterolíticos levemente inclinados, com espessura de até 5 m, atribuídos a depósitos de barra em pontal.

Esta associação ocorre a partir de 5 m (M6) de profundidade, com espessura entre 1-8 m. A idade do depósito varia de  $6.375 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M6) a  $4.535 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M8).

#### **6.1.5. Barra arenosa de submaré (BAS)**

É constituída pela intercalação entre areia quartzosa fina e lama, com coloração cinza clara (10YR 7/1) a marrom acinzentada (10YR 5/2), presença de estratificação cruzada, acamamento wavy, lentes de matéria orgânica, fragmentos de vegetação e carapaça de pelecípodos (Figuras 6 e 7). Valvas de diatomáceas de táxons marinho e salobro (*Actinoptychus splendens*, *Melosira sulcata*, *Thalassiosira leptopus* e *Aulacoseira granulatta*) também foram registradas nessa associação.

Encontra-se a partir de 3 m de profundidade, e chega a atingir 6m de espessura. Apresenta idade de  $2.395 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M8) e recobre depósitos da associação MM/BP.

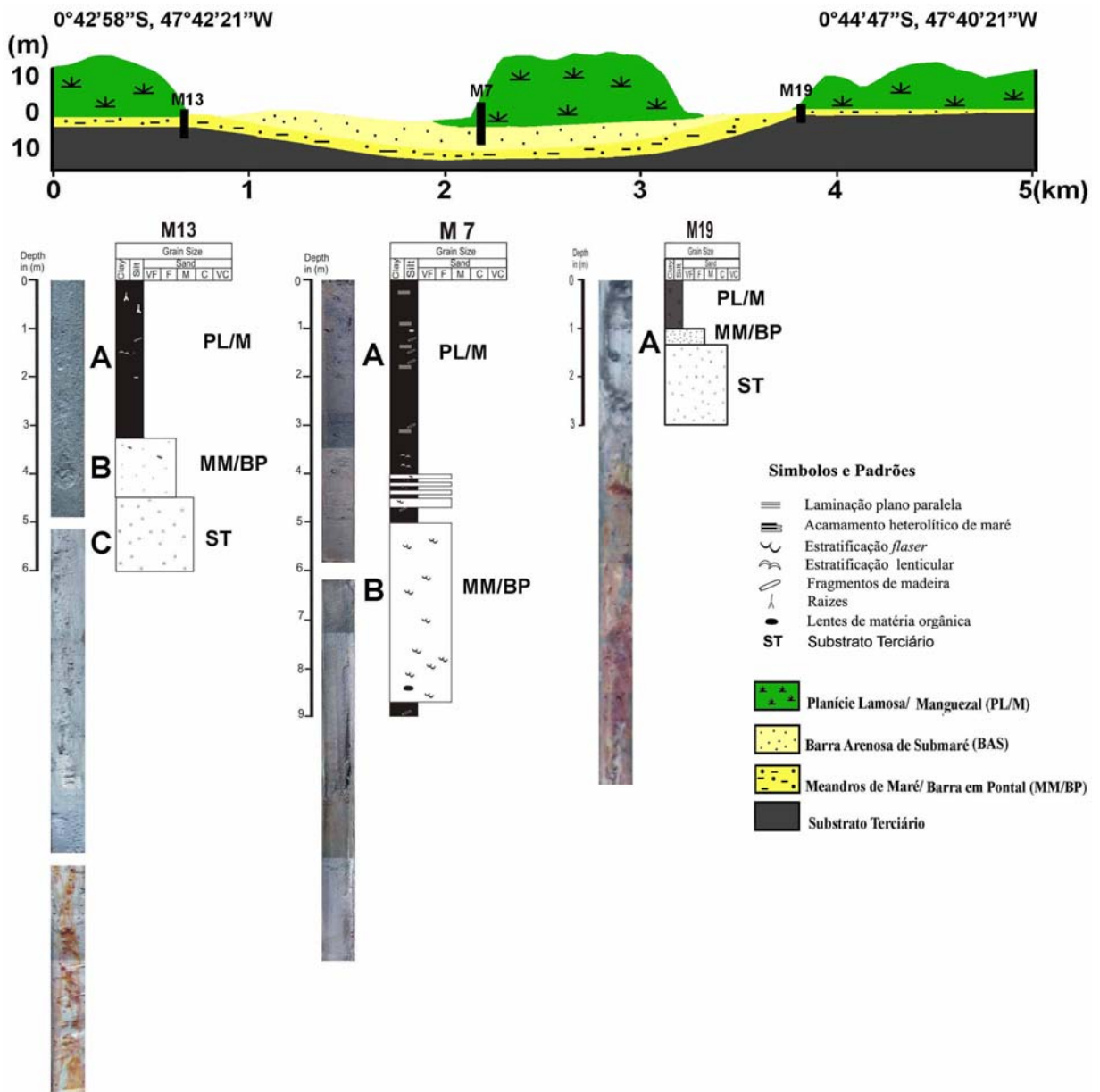


Figura 8. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção C-C'. A seção mostra a relação entre as associações e os depósitos terciários (Formação Barreiras) na base, e no topo com a batimetria e elevação da planície estuarina atual.

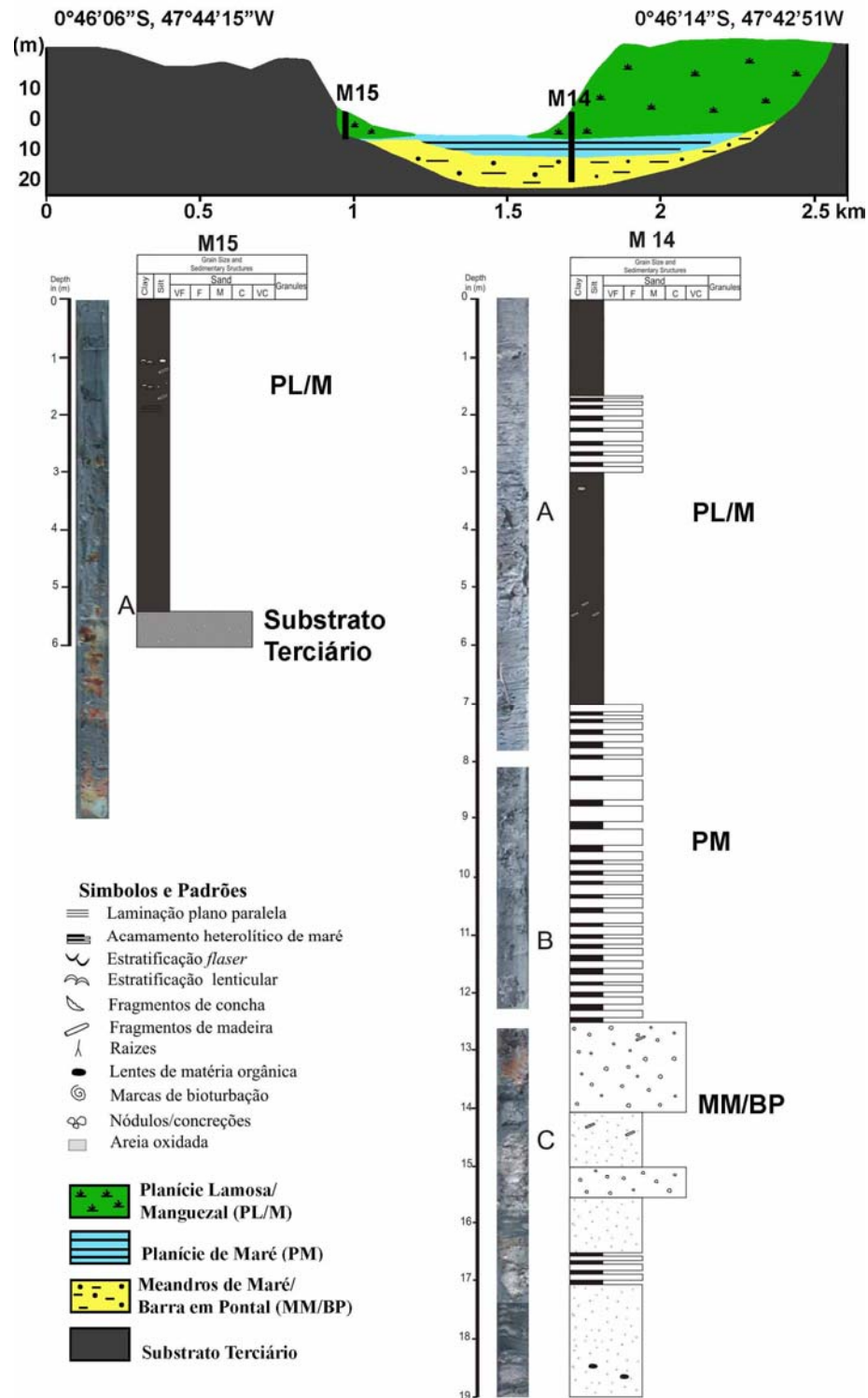


Figura 9. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção D-D'. A seção mostra a relação entre as associações e a superfície basal (SB) e os depósitos terciários (Formação Barreiras) na base, e no topo com a batimetria e elevação da planície estuarina atual.

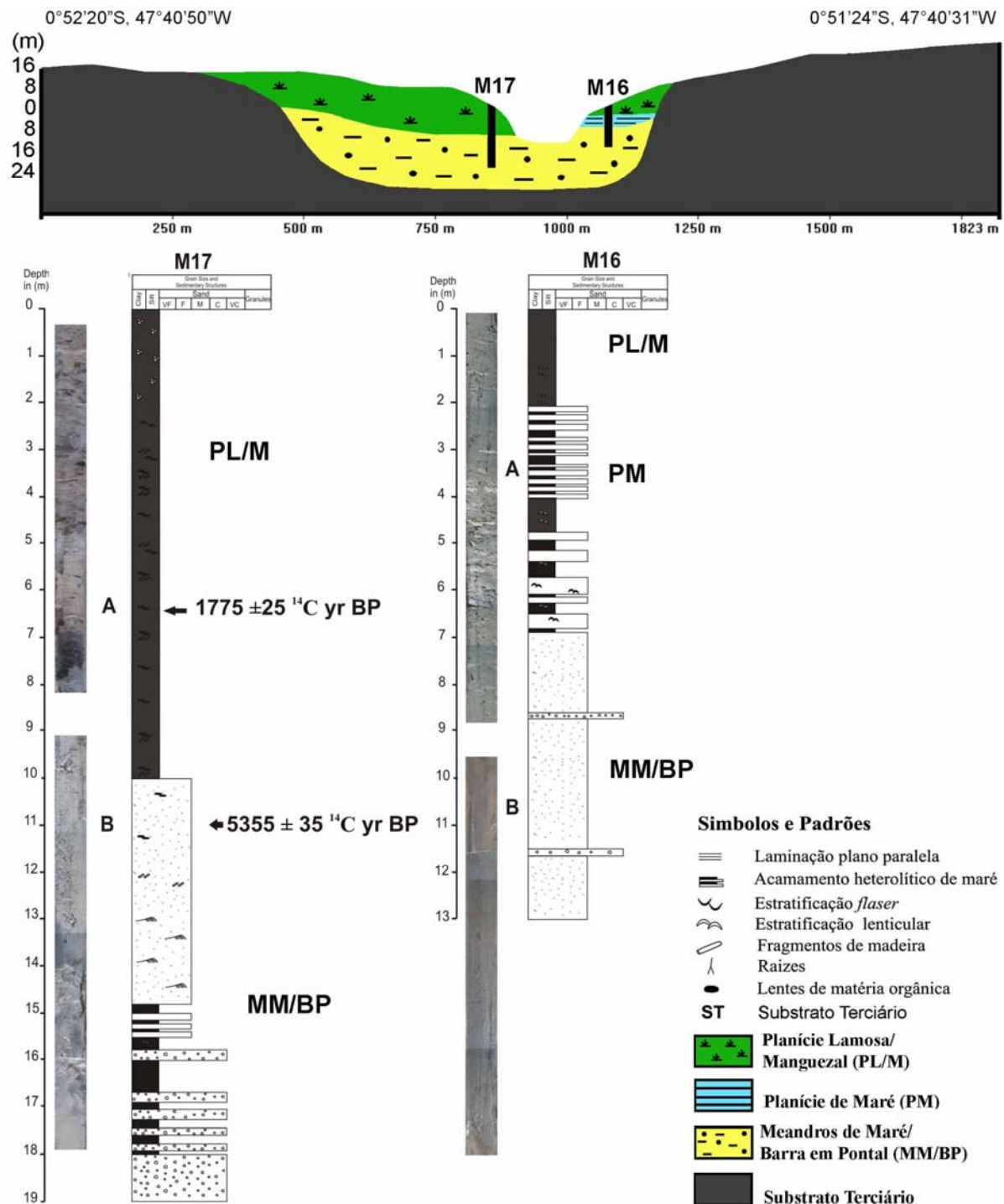


Figura 10. Colunas estratigráficas e testemunhos mostrando a correlação vertical e lateral entre as associações faciológicas quaternárias ao longo seção E-E'. A seção mostra a relação entre as associações e os depósitos terciários (Formação Barreiras) na base, e no topo com a elevação da planície estuarina atual.

#### **6.1.6. Planície aluvial/pântano de água doce (PA/PAD)**

Consiste de lama marrom muito pálida (10YR 7/3) a marrom muito escura (10YR 2/2), com presença de laminação paralela e material orgânico entre as lâminas, lentes arenosas, marcas de bioturbação e de oxidação, além de valvas de diatomáceas de táxons salobros (*Nitzchia* sp. e *Thalassiosira eccentrica*) (Figura 5). Em direção ao topo mostra-se maciça, com fragmentos de raízes. Está recoberta por vegetação típica de pântano de água do doce (Famílias Juncaceae e Cyperaceae). Constitui depósitos que atingem 4 m de espessura (M21) e recobrem a associação BE.

#### **6.1.7. Planície de maré (PM)**

Consiste de depósitos tabulares interdigitados (Figuras 6 e 8). Os depósitos arenosos são constituídos por areia quartzosa fina, de coloração que varia de cinza clara (10YR 7/1) a marrom muito pálida (10YR 7/4) e cinza esverdeado (5G 5/1) (M6), com presença de acamamentos heterolíticos, estratificação cruzada tabular em pacotes centimétricos com *foresets* recobertos por fina camada de lama; em direção à base ocorre estratificação planar. Os depósitos lamosos apresentam laminações paralelas e lenticulares, recortadas por marcas de bioturbação e fragmentos vegetais. Valvas de diatomácea de táxons marinho e salobro são freqüentes (*Melosira sulcata*, *Nitzchia* sp. e *Aulacoseira granulata*).

Os depósitos arenosos e lamosos estão organizados em ciclos de granodecrescência ascendente, chegando a atingir 5 m de espessura. Esta associação apresenta idade de  $2.055 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M8) e está sotoposta às associações BAS (M8 e M7) e MM/BP (M14).

#### **6.1.8. Planície lamosa/manguezal (PL/M)**

É representada por lama rica em matéria orgânica, de coloração cinza (10YR 6/1) a marrom acinzentada muito escura (10YR 3/2), com presença de laminação paralela, fragmentos de raízes, lentes de matéria orgânica e valvas de diatomáceas de táxons marinhos e salobros (*Actinoptychus splendens*, *Thalassiosira eccentrica*, *Nitzchia* sp. e *Thalassiosira leptopus*) (Figuras 6, 7, 83 e 9).

Este depósito superficial está colonizado por espécies típicas de manguezal (*Avicennia germinans*, *Laguncularia racemosa* e *Rydhophora mangle*). Atinge cerca de 10 m de espessura e apresenta idade que varia de  $3.900 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M10) a  $570 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  yr BP (M8).

### 6.1.9. Praia de macromaré /dunas (PM/D)

Esta associação é constituída por depósitos de areia quartzosa fina, de coloração cinza róseo (5YR 7/2), com estratificação cruzada longitudinal, marcas onduladas, estruturas de bioturbação e valvas de diatomáceas de táxons marinho e salobro (*Melosira sulcata*, *Dimerogramma* sp., *Aulacoseira granulatta* e *Nitzchia* sp). Está sobreposta à associação PL/M (M6 e M10) e apresenta aproximadamente 2 m de espessura (Figura 6).

Em direção ao topo, atinge cerca de 6m de espessura, constituída por areia quartzosa fina a muito fina, de coloração branca (5YR 8/1), com estratificação cruzada tabular tangencial e marcas de bioturbação. Valvas de diatomáceas são ausentes.

## 6.2. INTERPRETAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

As associações de fácies são atribuídas a depósitos típicos de ambiente estuarino. Essa interpretação é realizada com base nas características faciológicas (abundância de acamamento heterolítico, depósitos com estruturas recobertas por lama), confirmadas pela presença de valvas de diatomáceas típicas de condições ambientais salobra a marinha.

A base da sedimentação quaternária verificada no vale inciso do estuário do rio Marapanim consiste em depósitos da associação CF, que mostram organização interna com granodecrescência ascendente e idade que varia do Pleistoceno Tardio (13.940 +100/-90 <sup>14</sup>C yr BP) até o Holoceno Médio (7.790 +60/-55 <sup>14</sup>C yr BP) (Figura 10). Esta associação representa, portanto, um período intermediário em que o nível do mar estava baixo (base do depósito) até a sua subida (topo do depósito) ocorrida entre 15.000 e 7.000 anos AP (Transgressão Flandriana). A associação CF é caracterizada, no topo, por valvas de diatomáceas típicas de ambiente salobro, o que permite interpretar que este depósito fluvial passou a sofrer influência do ambiente marinho, o que veio a ser confirmado pela posterior deposição da associação BE.

A associação D/I é interpretada como depósitos do sistema de duna e interduna devido a sua granulometria predominantemente composta por areia muito fina, bem selecionada, com aspecto de oxidação devido a exposição subaérea. Outra evidência que subsidia essa interpretação é a ausência de valvas de diatomáceas. A associação D/I é interpretada como depósitos arenosos que ocupavam a planície costeira de Marapanim durante o Holoceno Médio, pelo menos entre 7.640 <sup>14</sup>C yr BP e 6.460 ± 35 <sup>14</sup>C yr BP, similar aos cordões arenosos que ocupam a linha de

costa atual. Tal interpretação é confirmada por Behling e Costa (2001) que realizaram análises geoquímicas, palinológicas e datações por radiocarbono em amostras de sondagem realizada no Lago Crispim, localizado a 2 km da foz do estuário de Marapanim. Esses autores identificaram depósito orgânico formado provavelmente em vale interdunar datado 7.640  $^{14}\text{C}$  yr BP, localizado a 1,43 cm acima do nível do mar atual, com pólenes típicos de vegetação de restinga (*Byrsonima*, *Clusia* e *Copaifera*) e baixa concentração de NaCl, CaO, MgO e K<sub>2</sub>O, indicando que a água marinha não atingiu este depósito.

A associação BE registra a acumulação de sedimentos finos, formados a partir da deposição por suspensão em áreas com o predomínio de baixa energia, sugerido pela dominância de sedimentos lamosos, abundância de fragmentos de vegetação, marcas de bioturbação e a presença de valvas de diatomáceas típicas de ambientes de água salobra. Outra evidência bastante marcante de ambiente de baía estuarina é a presença de lentes com cristais de pirita ( $\text{FeS}_2$ ), mineral de ocorrência típica em ambiente diagenético redutor, fato corroborado por Berredo et al. (2008) que verificaram a ocorrência de pirita na planície lamosa moderna no Estuário de Marapanim, atribuída às condições químicas altamente redutoras, além de fluxo lento da água intersticial devido à baixa permeabilidade do depósito, que favorecem processos de decomposição da matéria orgânica por bactérias sulfato-redutoras.

A associação retrocitada encontra-se sobreposta aos depósitos da Formação Barreiras, considerado como o nível de base do vale inciso de Marapanim, e sobre os depósitos das associações CF e D/I. Apresenta idade que varia de  $7.000 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP a  $3.595 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  yr BP. É interpretada como sendo a superfície transgressiva, devido ao contato com depósitos do substrato do vale inciso de idade miocênica e depósitos de canal fluvial do Pleistoceno Tardio/Holoceno Médio. Esta associação é correlacionável à fácies lama transgressiva, verificada a 18 m abaixo do nível do mar atual, na planície costeira de Bragança por Souza Filho et al. (2004). Além de apresentar idades compatíveis com os resultados obtidos por Behling e Costa (2001) que identificaram pólenes de vegetação típica de pântano (*Mauritia/Mauritiella*) em amostras coletadas no Lago Crispim, a partir do qual interpretam que este ambiente prevaleceu na área entre  $6.620$   $^{14}\text{C}$  yr BP a  $3.630$   $^{14}\text{C}$  yr BP.

A associação MM/BP é atribuída aos depósitos de canal de maré meandrante, com barras em pontal depositadas às margens. O acamamento heterolítico com baixa inclinação está associado à típica acreção lateral de barras em pontal estuarinas (Thomas et al., 1987). A

identificação de *sets* inclinados recobertos por lama indica a influência diária da flutuação da maré (Nio e Yang, 1991). Além dos critérios relacionados à estrutura, a presença de marcas de bioturbação, fragmentos de carapaças de pelecípodos e valvas de diatomáceas típicas de ambientes salobros são considerados consistentes com a influência proposta para a associação. A posição dessa associação sobre a associação BE sugere a migração do canal de maré meandrante em direção à cabeceira, conectando-se com o canal fluvial permitindo a entrada da maré mais facilmente em direção ao continente, interpretação similar àquela proposta por Roy et al. (1980) e Nichol (1991) para sistemas estuarinos dominados por onda.

Na associação BAS o padrão de acamamento heterolítico exhibe alternância entre pacotes arenosos espessos e lamosos menos espessos, refletindo os ciclos de maré em diferentes escalas de tempo (Allen, 1991). Quando ocorre o aumento dos pacotes de sedimentos lamosos em relação aos sedimentos arenosos interpreta-se que a associação está atingindo o limite de intermaré, coincidindo, portanto, com o limite da associação PM e PL/M. A associação BAS é interpretada como o resultado de processo progressivo de preenchimento do estuário. Segundo Harris (1988) e Allen (1991) o crescimento das barras arenosas são proporcionais ao preenchimento do estuário e representa a progradação destas em direção ao mar e, lateralmente, sobre os depósitos de sedimentos finos das associações PM e PL/M (M6 e M10).

A associação PA/PAD é interpretada como depósitos mantidos pelo transbordamento sazonal do canal meandrante. A predominância de sedimentos finos bem compactados, associados à bioturbação, marcas de oxidação, restos de vegetação e presença de valvas de diatomáceas indicam que estes depósitos alternam períodos de exposição subaérea e de submersão, compatíveis com uma planície de inundação. Esta associação representa a progradação da planície aluvial sobre os depósitos lamosos transgressivos da associação BE e ocorre interdigitada com os depósitos modernos da associação PL/M.

A associação PM representa depósitos com granulometria fina e acamamentos heterolíticos, típicos de planície de inundação associada a canais de maré. Estes depósitos apresentam diminuição na proporção areia/argila em direção ao topo. Os ciclos granodecrescentes ascendentes indicam uma tendência progradante da planície de maré lamosa desde  $2.055 \pm 20$  <sup>14</sup>C yr BP, confirmada pela colonização de manguezais ao longo da planície lamosa moderna. Por outro lado, os ciclos de granocrescência ascendentes são interpretados como registro de expansão das barras ou planícies arenosas que ocorrem na foz do estuário.



A apresentação da associação PL/M separada da associação PM ocorre em função do seu significado para a planície estuarina moderna. Esta unidade registra a acumulação de material lamoso e orgânico, típicos de planícies recobertas por vegetação de manguezal, com grande quantidade de marcas e restos de raízes. Este depósito apresentou idades que variaram de  $3.900 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  yr BP na foz do estuário e  $2.055 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  yr BP ao Recente na parte interna do funil estuarino, mostrando a ampla distribuição deste ambiente no Holoceno Superior às margens do Estuário de Marapanim. Behling e Costa (2001) identificaram aumento considerável de polens de vegetação de manguezal (*Rizophora*, *Avicennia*) em amostras coletadas no Lago Crispim a partir de  $3.630$   $^{14}\text{C}$  yr BP, além de alta concentração de NaCl, Ca, Mg e K nos depósitos sugerindo forte influência de águas marinhas. As idades são compatíveis, ainda, com a datação de  $3.736 \pm 31$   $^{14}\text{C}$  yr BP obtida para a base de depósito de manguezal sotoposto a uma barreira arenosa, na planície costeira de Bragança, além de  $2.088 \pm 39$   $^{14}\text{C}$  yr BP que corresponde ao evento de progradação do manguezal daquela planície (Souza Filho et al., 2009).

Esta associação representa a progradação da planície lamosa moderna sobre os depósitos das associações MM/BP e BAS. Em direção à foz, está sobreposta pela associação PM/D indicando que durante o nível de mar alto ocorrem eventos concomitantes entre progradação e retrogradação (Allen e Posamentier, 1993). Silva et al. (submetido) discutem a influência de energia mista (ondas e marés) atualmente na distribuição dos sedimentos ao longo do funil estuarino de Marapanim.

A associação PM/D registra na base dos depósitos, estruturas geradas sob influência de ondas além de valvas de diatomáceas de ambiente marinho, consistentes com o ambiente de praia. O depósito de praia de macromaré é produto da ação mista entre ondas e marés, que atuam na foz do estuário. Este depósito superficial foi descrito por Silva et al. (2009) como praia arenosa de macromaré com *spits* recurvados, que funcionam como barreiras incipientes na foz estuarina. Em direção ao topo, esta associação é constituída por areias finas a muito finas, bem selecionadas, com estruturas geradas pela ação do vento que atua no estirâncio exposto na maré baixa e transporta os sedimentos para o pós-praia, formando cordões arenosos modernos que migram sobre depósitos lamosos da associação PL/M e arenosos do Holoceno Médio da associação D/I (Figuras 6 e 11).

## **7. MODELO DE PREENCHIMENTO DO VALE INCISO DE MARAPANIM**

O vale inciso de Marapanim (VIM) tem sua história evolutiva vinculada ao Último Máximo Glacial ocorrido há cerca de 20.000 anos. Em condições de nível de mar baixo, em torno de 90 m abaixo do atual, a plataforma continental encontrava-se exposta em 17.400 anos BP, propiciando a incisão de vales que tinham desembocaduras posicionadas próximo à quebra da plataforma (Milliman e Barreto, 1975).

A superfície basal do VIM corresponde a uma discordância regional correlacionável com a superfície S4 descrita por Rosseti (2004) (Figuras 11 e 12). Esta superfície basal ocorre próximo à foz atual do estuário, em afloramentos sedimentares onde apresenta continuidade lateral; e também em subsuperfície em testemunhos de sondagem onde está sobreposta por depósitos eólicos do Holoceno Médio ( $6.965 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  yr BP) que ocupam a linha de costa moderna. Em direção ao continente essa superfície desaparece, provavelmente por ocorrer em profundidades elevadas em decorrência de processo erosivo ocorrido durante o Pleistoceno Tardio, durante o processo de incisão fluvial.

Segundo Kowsmann et al. (1977), a partir de 15.000 anos BP, o nível do mar começou a subir propiciando o recuo da linha de costa em direção ao continente, bem como a elevação do nível de base dos rios, que permitiram a instalação de amplas planícies de inundação observadas ao longo da foz do Rio Amazonas (Vital e Stattegger, 2000), em função do baixo gradiente da plataforma continental.

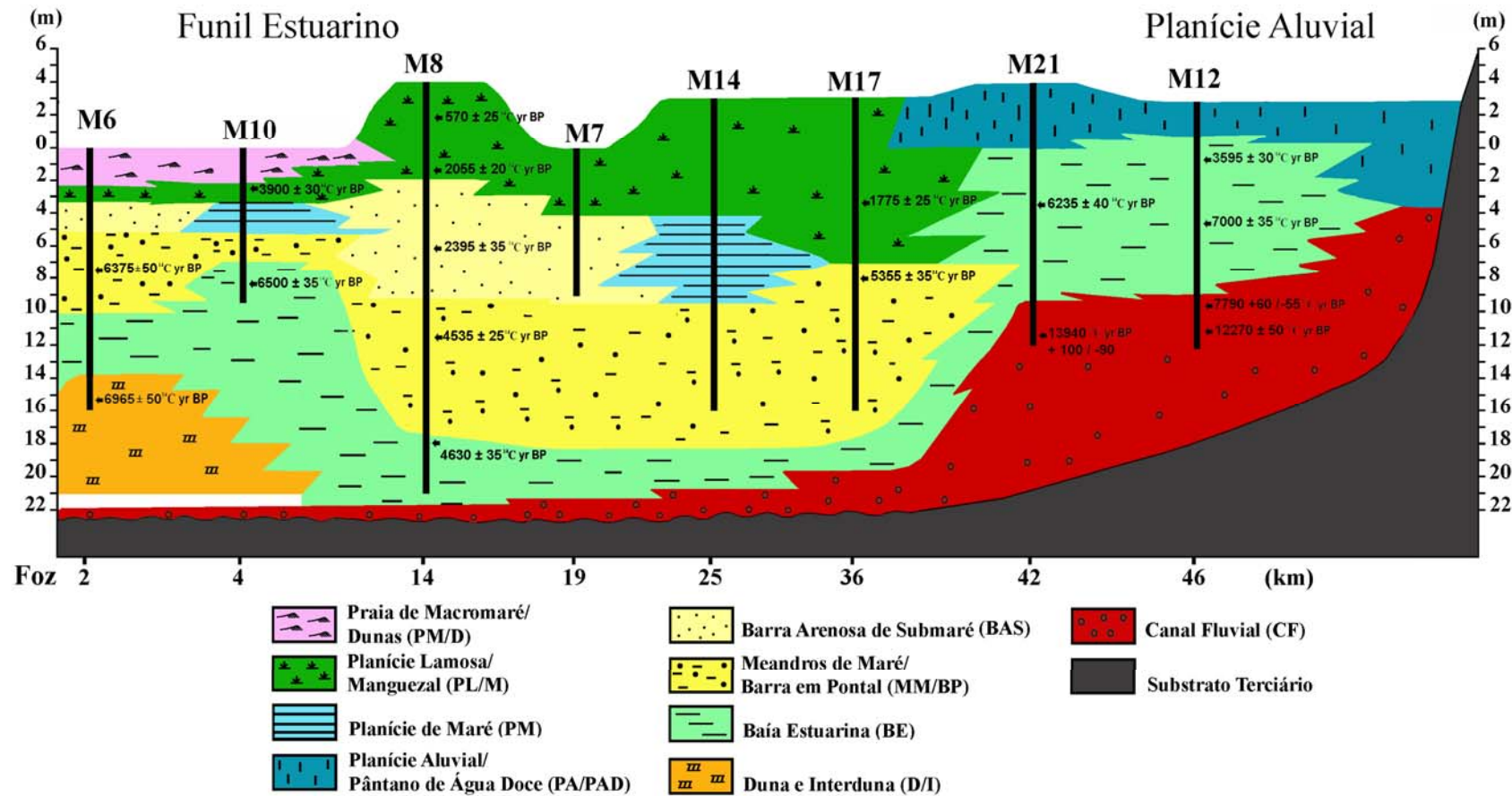


Figura 11. Seção estratigráfica longitudinal mostrando a geometria dos depósitos que preenchem o vale inciso de Marapanim. A seção foi estabelecida a partir da foz estuarina em direção ao continente.

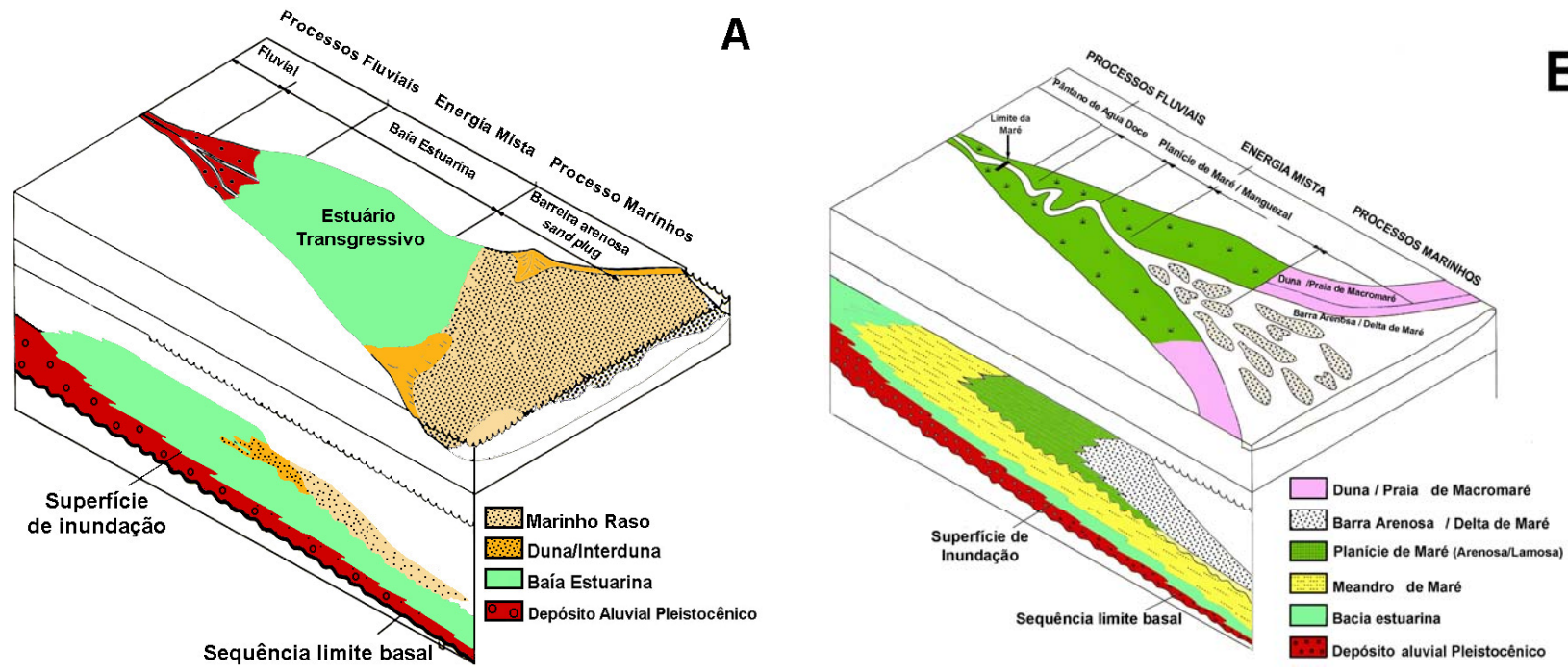


Figura 12. Evolução do preenchimento no Vale Inciso de Marapanim modificado do modelo de Dalrymple et al. (1992). (A) Representa a configuração do Estuário durante o processo transgressivo inicial (7.000 anos BP) representado pela ampla baía estuarina, com características de estuário dominado por onda; (B) A partir de 5.000 anos BP, ocorre a instalação do canal estuarino influenciando a distribuição dos depósitos sedimentares, bem como a configuração do estuário, passando a apresentar características de estuário dominado por maré.

Depósitos fluviais datados do Pleistoceno Tardio ( $13.940 \pm 100/-90$   $^{14}\text{C}$  yr BP) foram identificados na base do VIM, restritos à cabeceira do vale inciso (Figuras 11 e 13). A ausência destes depósitos na base dos testemunhos realizados próximo à foz é atribuída ao alcance de coleta limitado em 21 metros de profundidade. As evidências de influência de maré no topo da associação CF e sua sobreposição por depósitos estuarinos indicam que o aumento do nível do mar foi rápido o suficiente para impedir o fluxo dos sedimentos fluviais, propiciando a agração dos sedimentos lamosos transgressivos sobre o vale fluvial conforme descrito por Allen e Posamentier (1993) para o Estuário de Gironde, na França.

Consideramos, ainda, que Torres (1997) identificou a presença de “lamas antigas” na foz do rio Amazonas (Canal Norte), datada de  $12.020 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  yr BP, interpretado como ampla planície de inundação ou depósito lacustre que teria ocupado a foz do rio durante o Pleistoceno Tardio. Este autor argumenta que a planície lamosa estava disposta a aproximadamente 300 km da linha de costa, que se encontrava na quebra da plataforma, depositada em condições de nível do mar entre 30-40 m abaixo do atual. Milliman et al. (1975) concluíram que grande parte das lamas que recobrem a plataforma interna são relictas e foram depositadas durante a última transgressão durante o Pleistoceno Tardio (Figura 13).

Próximo à foz estuarina atual foi identificado depósito eólico (associação D/I) datado de  $6.965 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  yr BP, que representa uma antiga linha de costa representativa de um nível do mar 14 m abaixo do atual. Com o provável aumento rápido do nível relativo do mar no Holoceno (Vital e Stattegger, 2000), parte dos depósitos eólicos foram recobertos por lamas transgressivas da associação BE, a partir de  $6.500 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP e migraram em direção às áreas topograficamente mais elevadas, junto à base e sobre as falésias da Formação Barreiras.

O progressivo recuo da linha de costa propiciou a instalação de ampla baía estuarina associada a planícies de maré, conforme sugere a associação BE (Figuras 12 e 13). A existência desse depósito estuarino recobrindo depósitos fluviais é interpretado como o início da transgressão holocênica no VIM, datada de  $7.000 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP. Portanto, estes depósitos verificados no curso superior do rio Marapanim registram a porção proximal do sistema estuarino.

O espesso pacote lamoso bem consolidado (BE) verificado ao longo do VIM remete a hipótese de que a baía estuarina fosse parcialmente protegida, provavelmente, por um sistema de cordões litorâneos, similares aos observados na planície costeira atual (Figura 12). A constante subida do nível do mar teria provocado a migração da barreira que ao aproximar-se das falésias,

tornou-se gradualmente estreita e/ou desapareceu inteiramente, como identificado em estuário na Baía de Gomso, na Korea por Yang et al. (2006). No entanto, não foi possível a coleta de testemunhos em direção à plataforma continental interna, que poderiam revelar dados sobre a porção distal do vale inciso. Com base nos dados obtidos na porção proximal do estuário, advoga-se que no início do processo transgressivo o VIM apresentou características de ambiente estuarino dominado por onda, sustentado pela presença de depósitos eólicos datados de  $6.965 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  yr BP a  $6.375 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  yr BP. Depósitos semelhantes são observados na planície costeira atual ocupada por cordões arenosos de paleodunas e planícies de crista de praia (*tidal sand ridges*) que se encontravam na linha de costa e sofreram recuo com a transgressão marinha (Figura 1) (Silva et al., 2009). Os sedimentos de parte destes depósitos podem ter sido dispersos na linha de costa e formaram pequenas barreiras durante a subida do nível do mar, similar à descrita por Souza Filho et al. (2009) para a planície costeira de Bragança, associada ao pulso transgressivo ocorrido em  $5.115 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP.

O canal estuarino (associação MM/BP) se instala antes de  $5.355 \pm 35$   $^{14}\text{C}$  yr BP e possibilita a entrada de lençóis arenosos que formam barras de submaré (associação SB). O sistema estuarino passa, portanto, a apresentar características de um sistema dominado por maré conforme modelo descrito por Dalrymple et al. (1992) (Figura 12).

Neste período passa a ocorrer a estabilização do nível do mar que proporcionou mudanças no padrão de deposição e erosão controladas pela interação de processos marinhos e fluviais, que propiciaram a ampliação da rede de drenagem (Vital e Stattegger, 2000) e permitiram a progradação das planícies de maré (associações PM e PA/PAD) (Figuras 12 e 13).

O nível do mar atual foi atingido por volta de  $3.595 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  yr BP. O canal estuarino apresentava leito mais largo que o atual que, a partir de então, passou a ser preenchido por depósitos progradantes que recobrem os depósitos transgressivos (Figuras 12 e 13).

A progradação de amplas planícies colonizadas por manguezais se inicia a partir de  $2.055 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  yr BP. Um pequeno pulso transgressivo, chegando a atingir 2 m acima do nível atual, ocorre por volta de  $570 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  yr BP e impulsionou a retrogradação de depósitos arenosos (associação P/D) sobre os depósitos lamosos (associação PL/M).

A partir de então, o nível do mar desceu até atingir o nível atual, onde tem permanecido aproximadamente estável propiciando a retrogradação do sistema praia/duna sobre os depósitos

lamosos que dominam a planície estuarina moderna. Este novo pulso transgressivo também foi verificado por Souza Filho (1995) e Cohen et al. (2005) para a planície costeira de Bragança.

## **8. ANÁLISE DA SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA**

A interpretação do padrão deposicional no vale inciso do Estuário de Marapanim sob a ótica dos conceitos de estratigrafia de sequências (Posamentier et al., 1988, Posamentier e Vail, 1988, Van Wagoner et al., 1988) é uma tentativa de estabelecer a relação entre os depósitos geneticamente relacionados e contemporâneos com a história quaternária de variação do nível do mar na costa norte do Brasil (Figuras 11,12 e 13).

A metodologia de análise de depósitos quaternários associada à datações por radiocarbono tem possibilitado a elaboração de modelos deposicionais, bem como sua correlação com os demais setores na costa norte do Brasil (Torres, 1997, Costa e Silveira, 1998, Vital et al., 1998, Rossetti et al., 2007; Cohen et al., 2005, 2008, 2009; Souza Filho e El-Robrini, 1998; Souza Filho et al., 2006, 2009, Silva et al., 2009).

O estuário de Marapanim consiste de um sistema de vale inciso preenchido por uma sucessão de depósitos associados aos tratos de sistemas descritos por Posamentier e Vail (1988) para Sequência do Tipo 1. Essa sequência é composta pelos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA). A sequência limite basal na área estudada é representada por uma superfície erosiva verificada no topo dos depósitos neógenos. No entanto, a superfície limite superior não é registrada devido não ter havido um outro evento de queda no nível relativo do mar que pudesse influenciar a queda no nível de base fluvial.

A sequência limite basal (SB) é representada por uma superfície de discordância que separa o substrato Terciário dos depósitos quaternários. Essa discordância é formada quando a taxa de queda eustática excede a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa (quebra da plataforma continental), resultando na queda relativa do nível do mar nessa posição (Van Wagoner et al., 1988). Portanto, o limite de sequência consiste da combinação entre incisão fluvial que formou os vales e a exposição subaérea dos depósitos terciários. Assim, o talvegue do vale está em contato erosivo com depósitos terciários que encontram-se recobertos por sedimentos fluviais (em direção ao continente) e lamosos transgressivos (em direção à foz).

A superfície basal em direção ao continente está sotoposta por depósitos fluviais (associação CF) datados do Pleistoceno Tardio ( $13.940 \pm 100/-90$   $^{14}\text{C}$  yr BP). Esses depósitos marcam o TSMB que encontra-se recoberto por significativa superfície de inundação marinha representada pela associação BE, denominada de Superfície Transgressiva (ST), que tem seu início de deposição a partir de  $7.790 \pm 60/-55$   $^{14}\text{C}$  yr BP.

O evento da superfície transgressiva marca o início do trato de sistema transgressivo. Esse trato consiste de eventos de sedimentação retrogradacional que se inicia com a deposição de lamas estuarinas (associação BE) e com a contínua subida do nível do mar ocorre a migração de depósitos arenosos (associações MM/BP e BAS) em direção à cabeceira do vale.

Posteriormente, passa a ocorrer a agradação dos depósitos típicos de planícies de intermaré (associações PM, PL/M) e aluvial (associação PA/PAD), bem como sua progradação, sugestivos de deposição em situação de nível relativo do mar estável. A progradação da linha de costa ocorre a partir de aproximadamente  $2.055 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  yr BP, evidenciada por depósitos lamosos colonizado por manguezal identificados no interior do estuário. Neste período, portanto, a sedimentação passou de retrogradacional para progradacional marcando, portanto, o trato de sistema de mar alto.

Provavelmente, a aproximadamente  $570 \pm 25$   $^{14}\text{C}$  yr BP ocorre um pequeno pulso transgressivo evidenciado pelo recobrimento de depósitos lamosos por areias marinhas (associação P/D) e a migração de depósitos de intermaré para níveis topográficos mais elevados. Este evento é correlacionável com o pulso transgressivo descrito por Souza Filho et al. (2006) para a planície costeira de Bragança, onde registraram a partir de 1550 cal yr BP uma sedimentação retrogradante que propiciou a formação de uma pequena ilha-barreira.

Yoshida et al. (2007) argumentam que mudanças de curto período podem ser ocasionados por variação na intensidade relativa dos processos associados à onda e maré que podem propiciar mudança gradual ou abrupta, em escala regional, em função de modificações na batimetria ou morfologia costeira causadas pela variação do nível do mar. Atualmente, a porção proximal dos estuários encontra-se preenchida por amplas planícies lamosas colonizada por vegetação típica de pântano de água doce e manguezais. O vale estuarino encontra-se parcialmente preenchido por barras arenosas e pequenos lobos característicos de delta de enchente e, em direção à plataforma continental interna, registra-se amplo delta de maré vazante (Silva et al., submetido). A foz estuarina apresenta depósitos arenosos associados à planícies de cristas de praia, formadas pela



acrecção de sucessivas barras longitudinas além de dunas eólicas. Tais feições podem indicar possíveis mudanças nos processos dominantes que atuam na linha de costa moderna e tem influenciado a distribuição dos depósitos sedimentares ao longo do funil estuarino.

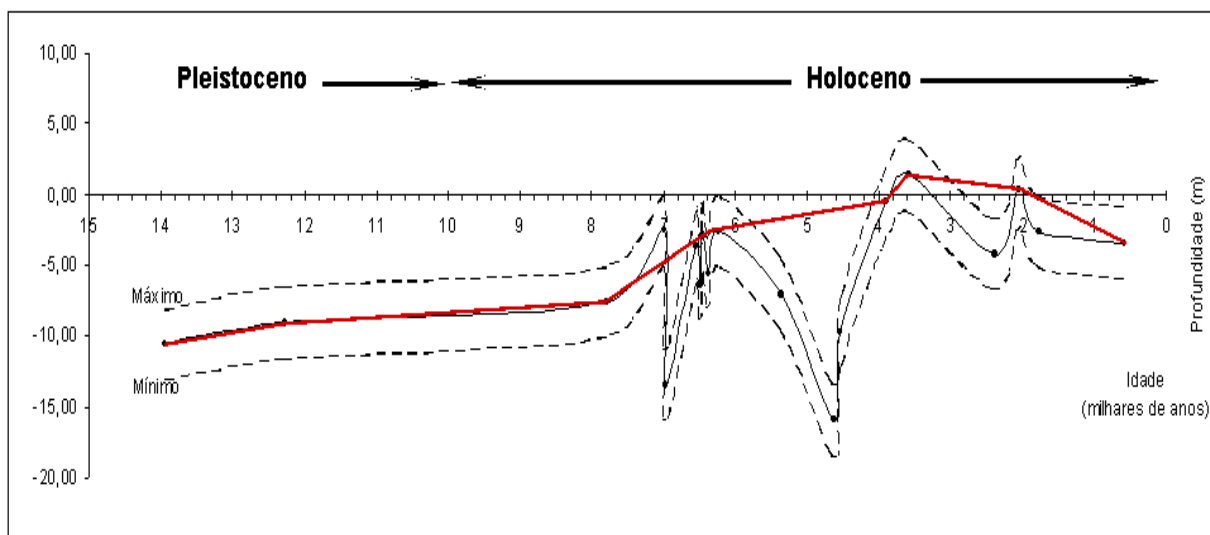


Figura 13. Distribuição das idades calibradas (BP) verificadas nos depósitos que preenchem o vale inciso de Marapanim, mostrando tendência de aumento do nível do mar que corresponde ao evento transgressivo. As oscilações de declínio da curva podem estar relacionadas à variação topográfica do vale inciso. A partir de 4.000 anos BP, o nível atual é alcançado e ocorrem dois pulsos transgressivos.

## 9. CONCLUSÕES

As sucessões de depósitos quaternários apresentam diversas similaridades com os depósitos descritos por Rossetti e Góes (2004) para a sucessão miocênica siliciclástica da Formação Barreiras, o que sugere uma ciclicidade de eventos controlados pela oscilação do nível do mar, e por falhas transcorrentes que permanecem ativas até o Recente e controlam a evolução da morfologia na costa norte do Brasil (Costa et al., 1993; Rossetti et al. 2007; Souza Filho et al., 2006).

Os dados apresentados permitem afirmar que os depósitos quaternários verificados na área de estudo representam o registro de um paleovale estuarino, inciso em depósitos neogênicos da Formação Barreiras durante o período de queda do nível do mar, associado ao último máximo glacial ocorrido há 20.000 anos.

Foram identificadas três sucessões quaternárias relacionadas aos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA). Essas sucessões encontram-se limitadas por uma superfície de descontinuidade basal (SB) que separa os depósitos neogênicos dos quaternários. Enquanto, a superfície superior relacionada a um novo evento de queda no nível de base, ainda não foi registrada.

Durante o período de nível de mar baixo (TSMB) o vale inciso de Marapanim constituiu uma zona de passagem (*bypass*) de sedimentos continentais em direção à quebra da plataforma, que era constituída por uma barreira recifal e bancos carbonáticos (Vital et al., 1991), além de amplas planícies lamosas cortadas por canais distributários (Milliman et al., 1975).

O estágio inicial da última transgressão ocorrida a partir de 14.000 anos AP (Barreto et al., 1975) propiciou o trapeamento de sedimentos fluviais no interior do vale. Posteriormente, estes sedimentos foram recobertos por depósitos lamosos transgressivos que migraram da antiga linha de costa em direção ao continente.

A sedimentação transgressiva (TST), que iniciou o preenchimento do vale, é considerada tipicamente estuarina, com base no domínio de estruturas geradas por maré, depósitos de canal e a presença de valvas de diatomáceas típicas de condições salobras a marinhas. A presença das associações D/I e BE sugere que a deposição ocorreu em um ambiente protegido, com grande disponibilidade de sedimentos lamosos provenientes da plataforma continental adjacente. A constante subida do nível do mar privilegiou a entrada de cunha arenosa associada a depósitos de canal de maré e barras longitudinais.

Em condições de nível de mar estável (TSMA) ocorre amplo desenvolvimento de planícies lamosas (pântano de água doce e manguezais), bem como, sua progradação em direção à foz estuarina. Foi identificado um pequeno pulso transgressivo que propiciou a migração de depósitos arenosos (praia de macromaré e dunas) sobre depósitos lamosos, além de impor a migração de ecossistema manguezal para níveis topográficos mais elevados.

A utilização dos conceitos de estratigrafia de seqüências foi determinante para a elaboração do modelo de preenchimento do estuário de Marapanim e tornou possível sua correlação com os demais depósitos quaternários da costa norte brasileira. A falta de visualização detalhada da geometria dos depósitos, que seria possível através da sísmica de alta resolução, dificultou a precisão na definição de limites entre estes. No entanto, o presente estudo visa contribuir para o

melhor entendimento da evolução dos depósitos quaternários, bem como auxiliar na discussão sobre modelo de fácies estuarinos para a costa norte brasileira.

## **AGRADECIMENTOS**

O presente trabalho faz parte da tese de doutorado do primeiro autor, o qual foi financiado pelo Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq). O suporte financeiro para o trabalho de campo e análises laboratoriais foram providos pela Petrobras S.A. (Projeto PIATAM mar). As análises foram realizada no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará e Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia do Museu Paraense Emílio Goeldi. Agradecemos ao pesquisador P.M. Grootes pelas análises de datação. Somos gratos, ainda, ao Afonso Quaresma, Suzan Rodrigues, Fabrício Gonçalves, Ronaldo Paiva, Gustavo Miranda, Josué Monteiro e Nilton Silva pelo inestimável auxílio nos trabalhos de campo.

## **REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA**

- Abraham, G.M.S., Nichol, S.L., Parker, R.J., Gregory, M.R., 2008. Facies depositional setting, mineral maturity and sequence stratigraphy of a Holocene drowned valley, Tamaki Estuary, New Zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 79, 133-142.
- Allen, G.P. 1991, Sedimentary process and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: Smith, D.G.; Reinson, B.A.; Zaitlin, B.A.; Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16, pp. 29-40.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1993, Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 378-391.
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France. In: Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM, vol. 51, pp. 225-240.
- Angulo, R.J., Suguio, K., 1995. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sea-level curve for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112, 385–393.
- Angulo, R.J., Lessa, G., 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140, 141–166.

- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K., Pessenda, L.C.R., 1999. The relative sea-level changes in the last 5500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid <sup>14</sup>C ages. *Marine Geology* 159, 327–339.
- Angulo, R.J., Pessenda, L.C.R., de Souza, M.C., 2002. O significado das datações ao <sup>14</sup>C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paraense. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 95–106.
- Angulo, R.J., Lessa, G., Souza, M.C., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25, 486-506.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 160-170.
- Barreto, L.A., Milliman, J.D., Amaral, C.A.B., Francisoni, O., 1975. Northern Brazil. Contributions to sedimentology. Upper continental margin sedimentation of Brazil. *Stuttgart*, 4, 11-43.
- Behling, H., Costa, M.L., 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará state, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 114, 145-155.
- Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 225-242.
- Berrêdo, J.F., Costa, M.L., Vilhena, M.P.S.P., Santos, J.T., 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Revista Brasileira de Geociências* 38, 24-35.
- Brandão, J.A.S.L., Feijó, F.J., 1994a. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, Rio de Janeiro, pp. 91-99.
- Brandão, J.A.S.L., Feijó, F.J., 1994b. Bacia da Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, 101-102.
- Chappell, J., Woodroffe, C.D., 1994. Macrotidal estuaries. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 187-218.
- Cohen, M.C., Lara, R.J., 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing technique. *Wetlands ecology and management* 11, 223-231.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R. J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology* 136, 93-108.

- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W.M., Lara, R. J., Behling, H., ANGULO, R.J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* 13, 433-443.
- Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Smith, C.B., Angelica, R.S., Dias, B.S., Pequeno, T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil during the last 1000 years. *Catena* 76, 70–77.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., Smith, C.B., Matos, H.R.S., Vedel, V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Veget Hist archaeobot*, p.
- Costa, J.B.S., Borges, M.S., Bemerguy, R.L., Fernandes, J.M.G., Costa Junior, P.S., Costa, M.L., 1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências (Universidade Estadual de São Paulo)* 12, 373-396.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Costa, M.L., Fernandes, J.M.G., 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos* 4, 23-43.
- Costa, L.T.R., Silveira, O.F.M. 1998. The Araguari Estuary: an example of a tide dominated estuary. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70, 201-211.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., Bemerguy, R.L., Soares Junior, A.V., Villegas, J.M., 2002. Tectonic and paleogeography of Marajó Region, Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 74, 519-531.
- Costa, M.L., Behling, H., Berrêdo, J.F., Carmo, M.S., Siquiera, N.V.M., 2004. Mineralogical, geochemical and palynological studies of Late Holocene mangrove sediments from northeastern Pará state, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 34, 479-488.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, 2002. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C. (Eds.) *Sistema de Informações Geográficas – SIG. Mapas em escala 1:2.500.000*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, Ministério de Minas e Energia 1, pp.674.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1130-1146.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. 1994. History of research, types and internal organization of incised-valley systems: introduction to the volume. In: Dalrymple, W., Zaitlin, B.A., Scholle, P.A. (eds.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, pp. 3-10.
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135-174.

- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guezennec, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 64, 710-720.
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Leão, Z.M.A.N., Azevedo, A.E.G., 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências* 20, 208–215.
- Emery, D., Myers, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., p.297.
- Fairbanks, R.G. 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, p. 637-642.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 181p.
- Harris, P.T. 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually aversive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, 57:273-298.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, Belo Horizonte, Boletim, Sociedade Brasileira de Geologia, 11, 1-31.
- Igreja, H.L.S. Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil. Tese Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil, 192 pp.
- Kapsimalis, V., Massé, L., Tastet, J.P., 2004. Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, southwestern France. *Journal of Coastal Research* 41, 1-11.
- Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. In: PETROBRAS. Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira, CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, Projeto REMAC 8, 55 pp.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S., Poupinet, N., 2003. Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58, 3-16.
- Lessa, G.C., Angulo, R.J., 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question - reply. *Marine Geology* 150, 189–196.
- Lessa, G.C., Masselink, G., 1995. Sedimentation and hydrodynamic changes in a back-barrier macrotidal estuary: a morphodynamic approach. *Marine Geology* 129, 25-46.
- Martin, L., Flexor, J.M., Blitzkow, D., Suguio, K., 1985. Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7000 years. In: *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress*, vol.3, pp.85–90.

- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 303–354.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19, 101–124.
- Miall, A.D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2<sup>o</sup>ed. New York, Springer-Verlag. 409 p.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South América. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31<sup>o</sup> International Geological Congress, p. 389-449.
- Milliman, J.D., Barreto, H.T., 1975. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of Amazon Shelf. *Sedimentology* 22, 137-145.
- Milliman, J.D., Emery, K.O., 1968. Sea levels during the past 35.000 years. *Science* 162, 1121-1123.
- Milliman, J.D., 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 63, 934-950.
- Moraes, B.C., Costa, J.M.N., Costa, A.C.L., Costa, M.H., 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica* 35, 207-214.
- Morais, J., Tintelnot, M., Irion, G., Souza Pinheiro, L. 2006. Pathways of clay mineral transport in the coastal zone of the Brazilian continental shelf from Ceará to the mouth of the Amazon River. *Geo-Marine Letters* 26, 16-22.
- Miranda, L.B., Castro, B.M., Kjerfve, B. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. Editora da Universidade de São Paulo. 411p.
- Munsell Soil Color Charts, 1975. Baltimore, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation.
- Nichol, S.L., 1991. Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting, New South Wales, Australia. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, 41-58.
- Nio, S.D., Yang, C., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Pet. Geol., Mem 16, 3-28.
- Palma, J.J.C., 1979. Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira. In: Chaves, H.A.F. (Ed.), *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceanicas Adjacentes*, PETROBRAS, CENPES, DINTEP, Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC 7.

- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and system tract models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; Posamentier, C.A.R.; Van Wagoner, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p.125-154.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T.; Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; Posamentier, C.A.R.; Van Wagoner, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p. 109-124.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. Atmospheric data. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.
- Reinson, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R.G., James, N.P.(Eds.) *Facies Models. Response to sea level changes*. Ontario, Geological Association of Canada, Love Printing Service Ltd. 179-194p.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., Góes, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 1, 25-74.
- Rossetti, D.F., 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology* 133, 295–324.
- Rossetti, D.F., 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 77–89.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., Santos Júnior, A.E.A., 2001. Clima do Cretáceo no Meio-norte brasileiro. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.), *O Cretáceo da Bacia de São Luís – Grajaú*. Editora Goeldi, Belém, pp. 67– 76.
- Rossetti, D.F., 2003. Delineating shallow Neogene deformation structures in northeastern Pará State using Ground Penetrating Radar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 75, 235-248.
- Rossetti, D.F., 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology* 169, 151-174.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., 2004. Geologia. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M. (Eds.), *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Editora Goeldi, Belém, pp.13-52.
- Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., 2007. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena* 70, 253-265.



- Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., Thales, M., 2007. An abandoned estuary within Marajó Island: Implications for Late Quaternary paleogeography of Northern Brazil. *Estuaries and Coasts*, 30, 813-826.
- Roy, P. S., Thom, B. G., Wright, L. D., 1980. Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sedimentary Geology* 26, 1-19.
- Santos, V.F. 1996. Estratigrafia holocênica e morfodinâmica atual da planície costeira da ilha de Algodal e Marudá. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 139p. (Dissertação de Mestrado).
- Silva, M. S. 1996. Morfoestratigrafia e evolução holocênica da Planície Costeira de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 142p. (Dissertação de Mestrado).
- Silva, C.A., Souza Filho, P.W.M., Rodrigues, S.W.P., 2009. Morphology and modern sedimentary deposits of the macrotidal Marapanim estuary (Amazon, Brazil). *Continental Shelf Research* 29, 619-631.
- Silva, P.D.A. 2009. Apoio à coleta, preparação e Análise composicional da diatomoflórula em sedimentos do Estuário do Rio Marapanim, Pará. Relatório de Fomento. Edital MCT/CNPq 06/2006 – CTPetro/CT-Amazônia – Formação e Fixação de Recursos Humanos para Amazônia. 29 p.
- Silveira, O.F.M., 1998. A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. Ph.D. thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brazil, 150 pp.
- Soares Júnior, A.V., Costa, J.B.S., Hasui, Y., 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. *Geociências* 27, 427-437.
- Souza Filho, P.W.M., EL-ROBRINI, M., 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará (Brasil). *Geonomos* 4, 1-16.
- Souza Filho P. W. M. and El-Robrini M. 1998. As variações do nível do mar e a estratigrafia de sequências da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Serie Ciências da Terra* 10, 45-78.
- Souza Filho, P.W.M., 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the Northeastern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 523-526.
- Souza Filho, P.W.M., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., Lessa, G.C., Koch, B., Behling, H., 2006. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research* 39, 306-310.

- Souza Filho, P.W.M., Lessa, G.C., Cohen, M.C.L., Costa, F.R., Lara, R.J., 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In: Dillenburg, S.F., Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, New York, vol.1, pp. 347-375.
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M., Azevedo, A.E.G.de, 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências* 15, 273–286.
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 180-188.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A., Koster, E.H., 1987. Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation, and significance. *Sedimentary Geology* 53, 123–179.
- Torres, A.M., 1997. Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil. *Berichte-Reports, Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Kiel*, vol. 82, 145 pp.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R.; Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C., G. St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 39-46.
- Villegas, J.M., 1994. Geologia estrutural da Bacia de Marajó. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 119p. (Dissertação de Mestrado).
- Vital, H., Silveira, O.F.M., Torres, A.M., Silva, M.S., Souza Filho, P.W.M., FARIA Jr., L.E.C. 1991. Cone do Amazonas - Projeto MAR 3.1: Dados geológicos preliminares. In: Simpósio sobre oceanografia, 2. São Paulo. *Resumos*. Instituto de Oceanografia, Universidade de São Paulo, p. 245.
- Vital, H., Stattegger, K., Posewang, J., Theilen, F., 1998. Lowermost Amazon River: morphology and shallow seismic characteristics. *Marine Geology* 152, 277-294.
- Vital, H., Stattegger, K., 2000. Lowermost amazon river: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International* 72, 53-60.
- Wolanski, E., Chappell, J.M.A., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. *Journal of Marine Systems* 7, 267-279.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat–winter shoreface. *Sedimentology* 52, 235–252.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., Lee, H.J., 2006. Transgressive sedimentation and stratigraphic evolution of a wave-dominated macrotidal coast, western Korea. *Marine Geology* 235, 35–48.

- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Gingras, M.K., Chun, S.S., 2007. Up-estuary variation of sedimentary facies and ichnocoenoses in an open-mouthed, macrotidal, mixed-energy estuary, Gomso Bay, Korea. *Journal of Sedimentary Research* 77, 757-771.
- Yoshida, S., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., 2007. Changes in depositional processes – an ingredient in a new generation of sequence-stratigraphic models. *Journal of Sedimentary Research* 77, 447-460.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R. 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *Incised-valley Systems: Origin Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publications 51, 45-60.

# **CAPÍTULO 6:**

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A evolução dos depósitos quaternários na costa norte do Brasil está relacionada aos processos geológicos associados à reativação de falhas cenozóicas, variação quaternária no nível do mar e amplo suprimento sedimentar.

O setor leste da costa norte brasileira é caracterizado por sistemas de vales, incisos durante o Pleistoceno Tardio, e que posteriormente foram afogadas durante a última transgressão. Nos últimos 4.000 anos, com a permanência do nível do mar relativamente estável, estes estuários têm sido preenchidos por sedimentos provenientes da interação entre fontes marinhas e continentais.

Nesse contexto, está inserido o estuário de Marapanim, submetido à atuação de macromarés e ondas, além de elevada taxa de deriva litorânea de sedimentos.

A morfologia e o padrão de distribuição dos depósitos superficiais no interior do funil estuarino representam uma combinação de características entre dois modelos evolutivos propostos para a foz de estuários dominados por onda e por maré. A ação das ondas e uma forte deriva litorânea são responsáveis pelo desenvolvimento de um sistema barreira às margens do estuário representado por praias de macromarés e dunas eólicas. As correntes de maré impedem a progradação lateral dessas barreiras para o interior do canal e formam barras longitudinais típicas de estuários dominados por marés. A ausência de uma barreira atual na foz do estuário impede a formação de bacia central lamosa, confinando os depósitos lamosos às margens. Em direção à foz, um amplo sistema de delta de maré forma uma morfologia arqueada típica de estuários dominados por onda que atenua a ação das ondas no interior do estuário.

A distribuição espacial dos minerais pesados e argilominerais permitiu a zonação tripartite do setor estuarino externo. Além de fornecer importante informação sobre as fontes que contribuem para o preenchimento do estuário. As análises mineralógicas mostraram que a formação Barreiras é a principal fonte de sedimentos para o estuários, seguida de contribuições provenientes da plataforma continental. Estes sedimentos constituem o preenchimento sedimentar do vale inciso de Marapanim.

Os dados apresentados permitem afirmar que os depósitos quaternários observados na área de estudo recobriram os depósitos da Formação Barreiras durante o evento de queda do nível do mar, associado ao último máximo glacial ocorrido há 20.000 anos.

Foram identificadas três sucessões quaternárias relacionadas aos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA). Essas sucessões encontram-se limitadas por uma superfície de descontinuidade basal (SB) que separa os depósitos neogênicos

dos quaternários. Enquanto, a superfície superior relacionada a um novo evento de queda no nível de base, ainda não foi registrada.

Durante o período de nível de mar baixo (TSMB) o vale inciso de Marapanim constituiu uma zona de passagem (*bypass*) de sedimentos fluviais em direção à quebra da plataforma. A transgressão holocênica ocorrida a partir de 17.000 anos AP é registrado no vale inciso a partir de 14.000 yr <sup>14</sup>C BP até 6.000 yr <sup>14</sup>C BP. A transgressão propiciou o trapeamento de sedimentos fluviais no interior do vale que, posteriormente, foram recobertos por depósitos lamosos que retrogradaram da antiga linha de costa em direção ao continente.

A sedimentação transgressiva (TST), que iniciou o preenchimento do vale, é considerada tipicamente estuarina, com base no domínio de estruturas geradas por maré, depósitos de canal e a presença de valvas de diatomáceas típicas de condições salobras a marinhas.

Em condições de nível de mar estável (TSMA) a partir de 2.000 yr <sup>14</sup>C BP ocorre amplo desenvolvimento de planícies lamosas (pântano de água doce e manguezais), bem como, sua progradação em direção à foz estuarina. Foram identificados pulsos transgressivos há aproximadamente 5.000 e 2.000 yr <sup>14</sup>C BP., que propiciou a migração de depósitos arenosos (praia de macromaré e dunas) sobre depósitos lamosos, ale. de impor a migração de ecossistema manguezal para níveis topográficos mais elevados.

A utilização dos conceitos de estratigrafia de seqüências foi determinante para a elaboração do modelo de preenchimento do estuário de Marapanim e tornou possível sua correlação com os demais depósitos quaternários da costa norte brasileira. A falta de visualização detalhada da geometria dos depósitos, que seria possível através da sísmica de alta resolução, dificultou a precisão na definição de limites entre estes. No entanto, o presente estudo visa contribuir para o melhor entendimento da evolução dos depósitos quaternários, bem como auxiliar na discussão sobre modelo de fácies estuarinos.

**CAPÍTULO 7:**  
**REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA**

- ABRAHIM, G.M.S., NICHOL, S.L., PARKER, R.J., GREGORY, M.R., 2008. Facies depositional setting, mineral maturity and sequence stratigraphy of a Holocene drowned valley, Tamaki Estuary, New Zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **79**: 133-142.
- ALLEN, G.P., SALOMON, J.C., BASSOULET, P., DUPENHOAT, Y., DEGRANDPRE, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sediment. Geol.* **26**: 62-90.
- ALLEN, J.R.L. 1990. The Severn Estuary in southwest Britain: its retreat under marine transgression and fine sediment regime. *Sedimentary Geology*, **66**:13-28.
- ALLEN, G.P.1991, Sedimentary process and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: SMITH, D.G.; REINSON, B.A.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16, p. 29-40.
- ALLEN, G.P., POSAMENTIER, H.W., 1993, Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**: 378-391.
- ALLEN, G.P., POSAMENTIER, H.W., 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France. In: DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM, vol. 51, p. 225-240.
- ANGULO, R.J., SUGUIO, K., 1995. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sea-level curve for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **112**: 385–393.
- ANGULO, R.J., LESSA, G., 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* **140**:141–166.
- ANGULO, R.J., GIANNINI, P.C.F., SUGUIO, K., PESSENDA, L.C.R., 1999. The relative sea-level changes in the last 5500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid <sup>14</sup>C ages. *Marine Geology* **159**:327–339.
- ANGULO, R.J., PESSENDA, L.C.R., DE SOUZA, M.C., 2002. O significado das datações ao <sup>14</sup>C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. *Revista Brasileira de Geociências* **32**:95–106.



- ANGULO, R.J., LESSA, G., SOUZA, M.C., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*. **25(5-6)**: 486-506.
- ASHLEY, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* **60**:160-170.
- ASSINE, M.L., PERINOTTO, J.A.J., 2001. Estratigrafia de seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: RIBEIRO, H.J.P. (Ed.) *Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações*. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. p.305-339.
- BARRETO, L.A., MILLIMAN, J.D., AMARAL, C.A.B., FRANCISCONI, O., 1975. Northern Brazil upper continental margin sedimentation of Brazil: northern Brazil Contributions to sedimentology.. Stuttgart, 4, 11-43.
- BEHLING, H., COSTA, M.L., 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará state, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology* **114**:145-155.
- BEHLING, H., COHEN, M.C.L., LARA, R.J., 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167**:225-242.
- BERREDO, J.F., PROST, M.T., COSTA, M.L., 2003. Morfologia, evolução hidrológica e geoquímica dos manguezais do estuário do rio Marapanim, costa NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9, Belém. *Livro de Resumos...*Belém. SBG. p. 210-214
- BERRÊDO, J.F., COSTA, M.L., VILHENA, M.P.S.P., SANTOS, J.T., 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Revista Brasileira de Geociências* **38**:24-35.
- BERRÊDO, J.F., 2006. *Geoquímica dos sedimentos de manguezais do nordeste do estado do Pará: o exemplo do estuário do rio Marapanim*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 185 p. (Tese de Doutorado).
- BOYD, R., DALRYMPLE, R., ZAITLIN, B. A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, **80**:139-150.

- BRANDÃO, J.A.S.L., FEIJÓ, F.J., 1994a. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras* **8**:91-99.
- BRANDÃO, J.A.S.L., FEIJÓ, F.J., 1994b. Bacia da Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras* **8**:101-102.
- BROWN Jr., L.F. & FISHER, L.W. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma. p. 213-248.
- CAVALCANTE, S.G.H., 2007. *Processos oceanográficos na região costeira e estuarina do rio Caeté, Pará, Brasil*. Rio de Janeiro. Universidade Federal Fluminense. Curso de Pós-Graduação em Geociências. 138 p. (Tese de Doutorado)
- CAVALCANTE, S.G.H., KJERFVE, B., KNOPPERS, B.A., DIELE, K., BARRETO, R.C., 2005. Comportamento dos sedimentos em suspensão, temperatura e salinidade na região costeira adjacente a baía do Caeté. Oceanographic variability in the adjacent coastal region of the Caeté Bay - Pará-Brazil (Preliminary Results). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10. Porto de Galinhas, Pernambuco. Anais...Porto de Galinhas: SBGq. 4p.
- CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS/INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (CPTEC/INPE), n.d., Dados previsionais, portal oceânico. Retrieved March, 2004, from Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em: <http://tucupi.cptec.inpe.br/wam>. Acesso em: 21 de jan. 2008.
- CHAPPELL, J., WOODROFFE, C.D., 1994. Macrotidal estuaries. In: CARTER, R.W.G., WOODROFFE, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, p. 187-218.
- COHEN, M.C.L., LARA, R. J. 2003. Temporal changes of mangrove vegetation boundaries in Amazonia: Application of GIS and remote sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, **11**:223-231.
- COHEN, M.C.L.; BEHLING, H.; LARA, R. J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **136**: 93-108.

- COHEN, M.C.L.; SOUZA FILHO, P.W.M.; LARA, R. J.; BEHLING, H.; ÂNGULO, R.J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433-443.
- COHEN, M.C.L., LARA, R.J., SMITH, C.B., ANGELICA, R.S., DIAS, B.S., PEQUENO, T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil during the last 1000 years. *Catena* **76**:70–77.
- COHEN, M.C.L, BEHLING, H., LARA, R.J., SMITH, C.B., MATOS, H.R.S., VEDEL, V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Veget Hist and Archaeobot*, **18**(6): 425-439.
- COSTA, J.B.S., BORGES, M.S., BEMERGUY, R.L., FERNANDES, J.M.G., COSTA JUNIOR, P.S., COSTA, M.L., 1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências* .**12**:373-396.
- COSTA, J.B.S., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., BORGES, M.S., FERREIRA JÚNIOR, C.R.P., BEZERRA, P.E.L., COSTA, M.L., FERNANDES, J.M.G., 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*. **4**:23-43.
- COSTA, L.T.R. & SILVEIRA, O.F.M. 1998. The Araguari Estuary: an example of a tide dominated estuary. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70** (2): 201-211.
- COSTA, J.B.S., HASUI, Y., BEMERGUY, R.L., SOARES JUNIOR, A.V., VILLEGAS, J.M., 2002. Tectonic and paleogeography of Marajó Region, Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **74**:519-531.
- COSTA, M.L., BEHLING, H., BERRÊDO, J.F., CARMO, M.S., SIQUIERA, N.V.M., 2004. Mineralogical, geochemical and palynological studies of Late Holocene mangrove sediments from northeastern Pará state, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* **34**:479-488.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, CPRM, 2002. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C. (Eds.) *Sistema de Informações Geográficas – SIG. Mapas em escala 1:2.500.000*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, Ministério de Minas e Energia 1, pp.674.
- COSTA, M.L., BEHLING, H., BERRÊDO, J.F., DO CARMO, M.S., SIQUEIRA, N.V.M., 2004. Late Holocene mangrove sediments from northeastern Pará State, Brazil. *Revista Brasileira Geociências*. **34**:479-488.

- DALRYMPLE, R.W., KNIGHT, R.J., ZAITLIN, B.A., MIDDLETON, G.V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay - Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* **37**:577-612.
- DALRYMPLE, R. W., 1992. Tidal depositional systems. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. p. 195-218.
- DALRYMPLE, R. W., ZAITLIN, B. A., BOYD, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**:1130-1146.
- DAVIES, J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeit. fur Geomorph.*, **8**: 127-142.
- DALRYMPLE, R.W., BOYD, R., ZAITLIN, B.A. 1994. History of research, types and internal organization of incised-valley systems: introduction to the volume. In: DALRYMPLE, W., ZAITLIN, B.A., SCHOLLE, P.A. (eds.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, p. 3-10.
- DALRYMPLE, R.W., RHODES, R.N., 1995. Estuarine dunes and bars. In: PERILLO, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam. p. 359-422.
- DALRYMPLE, R.W., CHOI, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* **81**:135-174.
- DAVIS, R.A., FITZGERALD, D.M., 2004. *Beaches and coasts*. Blackwell, Malden, MA, 419 p.
- DELOFFRE, J., LAFITE, R., LESUEUR, P., LESOURD, S., VERNEY, R., GUEZENNEC, L., 2005. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **64**:710-720.
- DIAS, G.T.M., 1996. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. Anais...Salvador. SBG. p. 423-426.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1962. *Cartas de correntes de maré – Rio Pará – de Salinópolis à Belém*. 1ª ed., 22 p.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN), 1986. *Roteiro da Costa Norte*. Marinha do Brasil. Niterói, Rio de Janeiro, 152 pp.

- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. 1994. *Tábuas de Marés para 1994. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros*. Rio de Janeiro, DHN. P.1-6.
- DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P., LEÃO, Z.M.A.N., AZEVEDO, A.E.G., 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências* **20**: 208–215.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, **80**: 213-232.
- EMERY, D., MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., p.297.
- FAIRBANKS, R.G. 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**:637-642.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 181p.
- FRYE, J.C., WILLMAN, H.B., 1962. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* **46**:112-113.
- GALEHOUSE, J.S., 1971. Point counting. In: CARVER, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*, Wiley, New York. p.385-407.
- GIBBS, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedimentary Petrology*. **47**: 237-243.
- GÓES, A.M., 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 155 p. (Dissertação de Mestrado)
- GOMES, C.F. 1988. *Argilas. O que são e para que servem*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 457p.
- GREGÓRIO, A.M.S., MENDES, A.C., 2009. Characterization of sedimentary deposits at the confluence of two tributaries of the Pará river estuary (Guajará Bay, Amazon). *Continental Shelf Research*. **29**: 609-618.
- HARRIS, P.T., COLLINS, M.B., 1985. Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, U.K. *Marine Geology*. **62**:153-166.

- HARRIS, P.T. 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually aversive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, **57**:273-298.
- HARRIS, P. T., HEAP, A. D., BRYCE, S. M., PORTER-SMITH, R., RYAN, D. A., HEGGIE, D. T., 2002. Classification of Australian clastic coastal depositional environments based on a quantitative analysis of wave, tide and river power. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 858-870.
- HARRIS, P. T. & HEAP, A. D., 2003. Environmental management of clastic coastal depositional environments: inferences from an Australian geomorphic database. *Ocean and Coastal Management*, **46**: 457-478.
- HAYES, M.O. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: CRONIN, L.E. (Ed.), *Estuarine Research*, V. II. Academic Press, New York, p. 3-22.
- HEAP, A.D., BRYCE, S.B., RYAN, D.A., 2004. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology*, **168**: 1-17.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, *Boletim*, V. 11, p. 1-31.
- IGREJA, H.L.S. *Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 192 p. (Tese de Doutorado)
- IRION, G. 1984. Sedimentation and sediments of Amazon rivers and evolution of the Amazon landscape since Pliocene times. In: SIOLI, H. (Ed.), *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. Dordrecht, The Netherlands, W. Junk, p. 201-214.
- JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.,G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **42**: 47-69.
- KAPSIMALIS, V., MASSÉ, L., TASTET, J.P., 2004. Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, southwestern France. *Journal of Coastal Research* **41**: 1-11.

- KJERFVE, B., PERILLO, G.M.E., GARDNER, L.R., RINE, J.M., DIAS, G.T.M., MOCHEL, F.R., 2002. Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: HEALY, T.R., WANG, Y., HEALY, J-A. (Eds.) *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Functions*. Elsevier, Amsterdam, p. 219-239.
- KOWSMANN, R.O., COSTA, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. In: PETROBRAS. *Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira*, CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, Projeto REMAC 8, 55 p.
- LARSONNEUR, C., 1977. La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français: methode mise au point et utilisée en Manche. *J. Recherche Oceanog.* **2**: 33-39.
- LESOURD, S., LESUEUR, P., BRUN-COTTAN, J.C., GARNAUD, S., POUPINET, N., 2003. Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **58**:3-16.
- LESSA, G.C., ANGULO, R.J., 1998. Oscillations or not oscillations, that is the question - reply. *Marine Geology* **150**:189–196.
- LESSA G.C. 1994. *A morphodynamic approach to the hydrodynamics and evolution of two small macrotidal estuaries. Central Queensland Coast – Australia*. Sydney, University of Sydney. Department of Geography. Coastal Studies Unit. 235p. (Phd Thesis).
- LESSA, G.C.; MEYERS, S.D.; MARONE, E. 1998. Holocene stratigraphy in Paranaguá Bay estuary, South Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 1060-1076.
- LESSA, G.C. & MASSELINK, G. 1995. Sedimentation and hydrodynamic changes in a back-barrier macrotidal estuary: a morphodynamic approach. *Marine Geology*. **129**:25-46.
- MARTIN, L., FLEXOR, J.M., BLITZKOW, D., SUGUIO, K., 1985. Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7000 years. In: PROCEEDINGS OF THE FIFTH INTERNATIONAL CORAL REEF CONGRESS, V.3, p.85–90.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M., DOMNGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **68**: 303–354.
- MARTIN, L., DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* **19**:101–124.

- MARTINS, E.S.F., SOUZA FILHO, P.W.M., COSTA, F.R., ALVES, P.J.O., 2007. Extração automatizada e caracterização da rede de drenagem e das bacias hidrográficas do nordeste do Pará ao noroeste do Maranhão a partir de imagens SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13, Florianópolis. CD-ROM
- MARTINS, S.E.M., MENDES, A.C., BOULHOSA, M.B.M., MOTA, M.S., FREITAS, P.T.A., ARAUJO-JUNIOR, W.P., 2007. Caracterização sedimentológica da área de influência do Porto de Vila do Conde, Barcarena, PA. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 11. Belém. ABEQUA. CD-ROM.
- MARTORANO, L.G.; PEREIRA, L.C.; CÉSAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. *Estudos climáticos do Estado do Pará: Classificação climática (KÖPPEN) e deficiência hídrica* (THORTHWHITE, MATHER). Belém. SUDAM/EMBRAPA. SNLCS. 53p.
- MIALL, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2 ed. New York, Springer-Verlag. 409 p.
- MICHALOPOULOS, P., ALLER, R.C., 1995. Rapid clay mineral formation in Amazon Delta sediments: reverse weathering and oceanic elemental cycles. *Science* **270**: 614-617.
- MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., 2000. Sedimentary basins of South América. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. p. 389-449.
- MILLIMAN, J.D., BARRETO, H.T., 1975. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of Amazon Shelf. *Sedimentology* **22**: 137-145.
- MILLIMAN, J.D., EMERY, K.O., 1968. Sea levels during the past 35.000 years. *Science* **162**: 1121-1123.
- MILLIMAN, J.D., 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* **63**: 934-950.
- MIRANDA, L.B., CASTRO, B.M. & KJERFVE, B. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. Editora da Universidade de São Paulo. 411p.
- MIRANDA, A.G., MENDES, A.C. 2007. Evolução batimétrica da Baía de Guajará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Belém....ABEQUA. CD-ROM.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for



- stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p. 53-62.
- MORAES, B.C., COSTA, J.M.N., COSTA, A.C.L., COSTA, M.H., 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica* **35**: 207-214.
- MORAIS, J., TINTELNOT, M., IRION, G., SOUZA PINHEIRO, L. 2006. Pathways of clay mineral transport in the coastal zone of the Brazilian continental shelf from Ceará to the mouth of the Amazon River. *Geo-Marine Letters* **26**: 16-22.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS. 1975. Baltimore, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation.
- NASCIMENTO, M.S., GÓES, A.M., 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do Rio Capim, sul da sub-bacia de Cametá. *Revista Brasileira de Geociências*. **35**: 49-58.
- NICHOL, S.L., 1991. Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting, New South Wales, Australia. In: SMITH, D.G., REINSON, G.E., ZAITLIN, B.A., RAHMANI, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, p. 41-58.
- NICHOL, S. L., ZAITLIN, B. A., THOM, B. G., 1997. The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia: a Holocene example of an estuarine bayhead delta. *Sedimentology*, **44**: 263-286
- NIO, S.D., YANG, C., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: REINSON, G.E., ZAITLIN, B.A., RAHMANI, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, p. 3-28.
- PALMA, J.J.C., 1979. Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira. In: CHAVES, H.A.F. (Ed.), *Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceanicas Adjacentes*, PETROBRAS, CENPES, DINTEP, Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC 7.
- PATCHINEELAM, S. M., KJERFVE, B., GARDNER, L. R., 1999. A preliminary sediment budget for the Winyah Bay estuary, South Carolina, USA. *Marine Geology*, **162**:133-134.
- PERILLO, G. M. E., 1995. Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. In: PERILLO, G. M. E., (ed.) *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*. Developments in Sedimentology 53. p.17-47.

- PINHEIRO, R.V.L. 1987. *Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do Estuário Guajará. Belém.* Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 152p. (Dissertação de Mestrado).
- PLINT, A.G.; EYLES, N.; EYLES, C.H. & WALKER, R.G. 1992. Control of sea level changes". In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Canada: Geological Association of Canada. p. 15-25.
- POSAMENTIER, H.W., VAIL, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and system tract models. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, C.A.R.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p.125-154.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, C.A.R.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p. 109-124.
- .PRITCHARD, D.W. 1967. What is an estuary? Physical viewpoint. In: LAUFF, G.H. *Estuaries*. American Association for the advancement of Science, p.3-5.
- PRITCHARD, D.W. & CARTER, H. H. 1971. Classification of estuaries. In: SCHUBEL, J.R. (ed.) *Estuarine environment: estuaries and estuarine sedimentation*. Washington D.C., American Geological Institute. p.9-11.
- READING, H.G. 1996. Facies. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 4-14.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M. , GUILDERSON, T.P., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S., BRONK RAMSEY, C., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J., WEYHENMEYER, C.E., 2004. Atmospheric data. *Radiocarbon* **46**: 1029-1058.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag. 549 p.

- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P.(eds.) *Facies Models. Response to sea level changes*. Ontario, Geological Association of Canada, Love Printing Service Ltda. p. 179-194.
- RIGGS, S. R., CLEARY, W. J., SNYDER, S. W., 1995. Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, **126**: 213-234.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **1**: 25-74.
- ROSSETTI, D.F., 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology* **133**: 295–324.
- ROSSETTI, D.F., 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences* **14**: 77–89.
- ROSSETTI, D.F., TRUCKENBRODT, W., SANTOS JÚNIOR, A.E.A., 2001. Clima do Cretáceo no Meio-norte brasileiro. In: ROSSETTI, D.F., GÓES, A.M., TRUCKENBRODT, W. (Eds.), *O Cretáceo da Bacia de São Luís – Grajaú*. Editora Goeldi, Belém, p. 67– 76.
- ROSSETTI, D.F., 2003. Delineating shallow Neogene deformation structures in northeastern Pará State using Ground Penetrating Radar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **75**: 235-248.
- ROSSETTI, D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, **169**:151-174.
- ROSSETTI, D.F., GÓES, A.M., 2004. Geologia. In: ROSSETTI, D.F., GÓES, A.M. (Eds.), *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Editora Goeldi, Belém. p.13-52.
- ROSSETTI, D.F., VALERIANO, M.M., 2007. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena* **70**: 253-265.
- ROSSETTI, D.F., VALERIANO, M.M., THALES, M., 2007. An abandoned estuary within Marajó Island: Implications for Late Quaternary paleogeography of Northern Brazil. *Estuaries and Coasts*, **30**: 813-826.
- ROY, P. S., THOM, B. G., WRIGHT, L. D., 1980. Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sedimentary Geology* **26**:1-19.

- ROY, P. S., WILLIAMS, R. J., JONES, A. R., YASSINI, R., GIBBS, P. J., COATES, B., WEST, R. J., SCANES, P. R., HUDSON, J. P., AND NICHOL, S., 2001. Structure and function of southeast Australian estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **53**: 351-384.
- RYAN, D. A., HEAP, A. D., RADKE, L., HEGGIE, D. T., 2003. *Conceptual models of Australia's estuaries and coastal waterways: applications for coastal resource management*. Geoscience Australia, Record 2003/2009, 136 p.
- SANTANA, D.S., 2004. *Composição florística e variação espaço-temporal dos parâmetros ambientais e da biomassa fitoplanctônica do Estuário do Rio Marapanim (Pará, Brasil)*. Universidade Federal do Pará. Programa de Pós-Graduação em Biologia Ambiental. 115 pp. (Dissertação de Mestrado)
- SANTOS, J.T., 2007. Minerais pesados dos sedimentos de manguezais e de fundo de canal do Estuário do Rio Marapanim: Aplicações para o estudo de proveniência. In: REUNIÃO DA SOCIEDADE BRASILEIRA PARA O PROGRESSO DA CIÊNCIA, 59, SBPC, Belém. CD-ROM
- SANTOS, V.F. 1996. *Estratigrafia holocênica e morfodinâmica atual da planície costeira da ilha de Algodal e Marudá*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 139p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, C.A. 1998. *Análise Morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim – NE do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 133p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, C. A. & MENDES, A.C. 2003. Morphostratigraphy of a Macrotidal Estuary: Marapanim River, Northern Brazil. In: LATIN AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. *Abstracts...* Belém, p. 103.
- SILVA, M.C.L 2001. *Avaliação multitemporal da dinâmica costeira da praia do Pescador, Bragança (Norte do Brasil)*. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 126 p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, M. S. 1996. *Morfoestratigrafia e evolução holocênica da Planície Costeira de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 142p. (Dissertação de Mestrado).

- SILVA JÚNIOR, O. G. 1998. *Morfoestratigrafia da planície costeira do município de São João de Pirabas (porção NW) – NE do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 120 p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVEIRA, O.F.M. 1998. *A Planície Costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 198p (Tese de Doutorado).
- SILVA, M. S. 1996. *Morfoestratigrafia e evolução holocênica da Planície Costeira de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 142p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, C.A. 1998. *Análise Morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim – NE do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 133p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, C.A., SOUZA FILHO, P.W.M., RODRIGUES, S.W.P., 2009. Morphology and modern sedimentary deposits of the macrotidal Marapanim estuary (Amazon, Brazil). *Continental Shelf Research* **29**: 619-631.
- SILVA, P.D.A. 2009. *Apoio à coleta, preparação e Análise composicional da diatomoflórula em sedimentos do Estuário do Rio Marapanim, Pará..* Edital MCT/CNPq 06/2006 – CTPetro/CT-Amazônia – Formação e Fixação de Recursos Humanos para Amazônia. 29 p. (Relatório Técnico)
- SILVEIRA, O.F.M. 1998. *A Planície Costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências (Tese de Doutorado). 237p.
- SOARES JÚNIOR, A.V., COSTA, J.B.S., HASUI, Y., 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. *Geociências* **27**: 427-437.
- SOUZA FILHO, PW.M., EL-ROBRINI, M., 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará (Brasil). *Geonomos* **4**: 1-16.
- SOUZA FILHO P. W. M., EL-ROBRINI M. 1998. As variações do nível do mar e a estratigrafia de sequências da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Serie Ciências da Terra* **10**: 45-78.

- SOUZA FILHO, P.W.M. 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the Northeast Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 523-526.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 2000. Coastal zone geomorphology of the Bragança area, Northeast of Amazon Region, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 518-522.
- SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M.; EL-ROBRINI, M. 2003. Geomorphology, land-use and environmental hazard in Ajuruteua macrotidal sandy beach, northeastern, Pará, Brazil. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, **35**: 580-589.
- SOUZA FILHO, P.W.M., 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica* **23**: 427-435.
- SOUZA FILHO, P.W.M., COHEN, M.C.L., LARA, R.J., LESSA, G.C., KOCH, B., BEHLING, H., 2006. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research* **39**: 306-310.
- SOUZA FILHO, P.W.M., LESSA, G.C., COHEN, M.C.L., COSTA, F.R., LARA, R.J., 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In: DILLENBURG, S.F., HESP, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, New York, V.1 p. 347-375.
- SUGUIO, K. 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo. Edgard Blucher, 342p.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P; DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J.M. AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do Nível Relativo do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15** (4):273-286.
- SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J.B.L., ZANOTTO, O., WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* **17**: 180-188.
- THOMAS, R.G., SMITH, D.G., WOOD, J.M., VISSER, J., CALVERLEY-RANGE, E.A., KOSTER, E.H., 1987. Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation, and significance. *Sedimentary Geology* **53**: 123-179.
- THOREZ, J., 1976. *Practical identification of clay minerals*. G. Lelotte, Belgique, 90 p.
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:373-382.

- TORRES, A.M., 1997. *Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil*. Berichte-Reports, Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Kiel 145 pp. (PhD Thesis)
- UNESCO 1997. *La zone côtière*. Environnement et Développement Dossiers. N 6. 15P.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W., SEILACHER, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. p. 617-659.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R.; SARG, J.F., LOUITT, T.S., HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C., G. ST. C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 39-46.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, H.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. *Siliciclastic stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, n. 7. 55p.
- VILLEGAS, J.M., 1994. Geologia estrutural da Bacia de Marajó. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 119p. (Dissertação de Mestrado).
- VITAL, H., SILVEIRA, O.F.M., TORRES, A.M., SILVA, M.S., SOUZA FILHO, P.W.M., FARIA JR., L.E.C. 1991. Cone do Amazonas - Projeto MAR 3.1: Dados geológicos preliminares. In: Simpósio sobre oceanografia, 2. São Paulo. *Resumos*. Instituto de Oceanografia, Universidade de São Paulo, p. 245.
- VITAL, H., STATTEGGER, K., POSEWANG, J., THEILEN, F., 1998. Lowermost Amazon River: morphology and shallow seismic characteristics. *Marine Geology* **152**: 277-294.
- VITAL, H., STATTEGGER, K., GARBE-SCHÖNBERG, C. D., 1999. Composition and trace-element geochemistry of detrital clay and heavy-mineral suites of the lowermost Amazon River: a provenance study. *Journal of Sedimentary Research*. 563-575.
- VITAL, H. & STATTEGGER, K. 2000. Lowermost amazon river: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*, **72**: 53-60.

- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada. 402 p.
- WELLS, J.T. 1995. Effects of sea level rise on coastal sedimentation and erosion. In; EISMA, D. (Ed.). *Climate Change: Impact on coastal habitation*. Lewis Publishers. 260p.
- WOLANSKI, E., CHAPPELL, J.M.A., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. *Journal of Marine Systems* **7**: 267-279.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.M.A.; THOM, B.G.; WOLANSKI, E. 1986. *Geomorphological dynamics and evolution of the South Alligator tidal river and plains, northern territory*. Australian National University. North Australia Research Unit (mangrove monograph, 3). 190p.
- WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.M.A.; THOM, B.G.; WOLANSKI, E. 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, **36**:737-756.
- WOODROFFE, C., 1992. Mangrove sediments and geomorphology. In: ROBERTSON, A. I., ALONGI, D. M. (eds), *Tropical mangrove ecosystems*. American Geophysical Union, Washington., p. 7-41.
- WOODROFFE, C.D. & CHAPPELL, J. 1993. Holocene emergence and evolution of the McArthur River Delta, southwestern Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentary Geology*, **83**:303-317.
- WOODROFFE, C.D.; MULRENNAN, M.E.; CHAPPELL, J. 1993. Estuarine infill and coastal progradation, southern van Diemen Gulf, Northern Australia. *Sedimentary Geology*, **83**:257-275.
- WOODROFFE, C.D.; MURRAY-WALLACE, C.V.; BRYANT, E.A., BROOLE, B., HEIJNIS, H.; PRICE, D.M. 1995. Late Quaternary sea-level highstands in the Tasman Sea: evidence from Lord Howe Island. *Marine Geology* **125**:61-72.
- WRIGHT, L.D. et al. 1975. Sediment transport and deposition in a macrotidal river channel, Ord River, Western Australia. In: Cronin, L.E. (ed.) *Estuarine Research*. New York, Academic Press, **11**:309-322.
- WRIGHT, L.D., 1985. River deltas. In: DAVIS JR., R.A. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, New York, p. 1-76.



- YANG, B.C., DALRYMPLE, R.W., CHUN, S.S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat–winter shoreface. *Sedimentology* **52**: 235–252.
- YANG, B.C., DALRYMPLE, R.W., CHUN, S.S., LEE, H.J., 2006. Transgressive sedimentation and stratigraphic evolution of a wave-dominated macrotidal coast, western Korea. *Marine Geology* **235**: 35–48.
- YANG, B.C., DALRYMPLE, R.W., GINGRAS, M.K., CHUN, S.S., 2007. Up-estuary variation of sedimentary facies and ichnocoenoses in an open-mouthed, macrotidal, mixed-energy estuary, Gomso Bay, Korea. *Journal of Sedimentary Research* **77**: 757-771.
- YOSHIDA, S., STEEL, R.J., DALRYMPLE, R.W., 2007. Changes in depositional processes – an ingredient in a new generation of sequence-stratigraphic models. *Journal of Sedimentary Research* **77**: 447-460.
- ZAITLIN, B.A. & SHULTZ, B.C., 1990. Wave-influenced estuarine sandbody: the Senlac Heavy Oil Pool, Saskatchewan, In: BARWIS, J.H., MCPHERSON, J., STUDLICK, J.R.J. (eds.), *Sandstone Petroleum Reservoirs*: New York, Springer-Verlag, p. 363-387.
- ZAITLIN, B.A.; DALRYMPLE, R.W.; BOYD, R. 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *Incised-valley Systems: Origin Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publications, **51**: 45-60.