



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“ A PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA (NE DO PARÁ): INFLUÊNCIA DAS
VARIÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA MORFOESTRATIGRAFIA COSTEIRA
DURANTE O HOLOCENO”.**

TESE APRESENTADA POR

PEDRO WALFIR MARTINS E SOUZA FILHO

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

Data de Aprovação 20/11/95

Comitê de Tese:


.....
MAÂMAR EL-ROBRINI (Orientador)


.....
MOYSÉS GONZALES TESSLER


.....
CLEVERSON GUZAN SILVA

BELÉM

**Aos meus pais (in memoriam), irmãos e
a Iá, pelas lições de amor e humildade.**

AGRADECIMENTOS

Como todo trabalho de pesquisa, esta dissertação não é de um único autor. Existem muitos colaboradores que contribuíram para o desenvolvimento desta. Aqui faço meus sinceros agradecimentos às instituições e pessoas que permitiram a realização desta dissertação de mestrado:

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado, que me trouxe uma sustentabilidade econômica durante a realização do trabalho;

Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (CG/UFPA), onde as análises sedimentológicas e morfoscópias foram realizadas;

A Pro-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP / UFPA) e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG), pela ajuda financeira inestimável para realização dos trabalhos de campo e em especial ao Coordenador do CPGG, Prof. Dr. Jean Michel Lafon, que sempre procurou atender e encaminhar todas as solicitações a ele feitas;

Ao Laboratório de Geologia Marinha da Universidade Federal Fluminense (LAGEMAR/UFF) pela realização do Curso de Especialização em Geologia e Geofísica Marinha e das disciplinas que serviram de créditos para o curso de mestrado;

Ao Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia da Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (CHSRA / SUDAM), onde as cenas de satélite foram interpretadas e o mapa geomorfológico elaborado;

Ao Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar (PROMAR) pela utilização do testemunhador a vibração durante os trabalhos de campo e de sua infraestrutura;

Ao Prof. Miguel Ramos, Coordenador do Campi Universitário de Bragança da UFPA, que serviu de base e alojamento durante as etapas de campo;

Em especial ao meu orientador, Prof. Dr. Maâmar El-Robrini, pelo acompanhamento dos trabalhos desde a fase de elaboração da proposta de tese, trabalhos de campo, sugestões e discussões durante a fase final do trabalho de dissertação, além da relação de amizade estabelecida durante todo o trabalho;

Aos Profs. Drs. Moysés Gonzalez Tessler e Cleverson Guizan Silva pela participação na banca examinadora desta dissertação de mestrado e pelas sugestões feitas com o intuito de enriquecer este trabalho.

Ao Geólogo Marcio Sousa da Silva pela ajuda nos trabalhos de campo, sugestões e discussões durante a elaboração da dissertação e em especial pela sua verdadeira amizade;

Ao Msc. Amilcar Carvalho Mendes e ao estudante do Curso de Graduação Jorge Augusto pela indispensável ajuda nos trabalhos de campo;

A doutoranda Odete Machado da Silveira pelas sugestões e discussões a cerca da forma e conteúdo científico do trabalho;

Ao Prof. Dr. Paulo Sucasas da Costa, pela realização do sobrevôo com seu ultraleve na área de estudo;

Ao Prof. Dr. Alberto Figueiredo da Universidade Federal Fluminense (UFF), pela atenção e ensinamentos transmitidos durante minha estadia em Niterói (RJ);

Ao barqueiro Bandeirante pela inestimável ajuda durante a realização dos trabalhos de campo.

Ao bibliotecário Hélio Braga Martins pela revisão do texto e normas de editoração desta dissertação de mestrado.

A todos os meus amigos, professores e funcionários dos departamentos de geologia das Universidades Federais do Pará (UFPA) e Fluminense (UFF), que me proporcionaram um ambiente favorável à realização deste trabalho;

A minha família, pelos momentos de lazer, tranquilidade e amor.

Finalmente, Eu gostaria de agradecer a DEUS por ter me dado tranquilidade, perseverança e inspiração para escrever esta dissertação de mestrado.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
RESUMO	1
ABSTRACT	3
RÉSUMÉ	5
1. INTRODUÇÃO	7
2. PLANÍCIES COSTEIRAS	10
2.1. DEFINIÇÃO.....	10
2.2. TRABALHOS ANTERIORES.....	10
2.3. CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DEPOSICIONAIS CLÁSTICOS COSTEIROS.....	12
2.4. SISTEMA DEPOSICIONAL COSTEIRO DOMINADO POR MARÉ.....	14
2.4.1. Planície de Maré.....	15
2.4.2. Estuário Dominados por Maré.....	16
2.4.3. Praia.....	18
3. METODOLOGIA	20
3.1. ELABORAÇÃO DA CARTA TEMÁTICA.....	20
3.2. TRABALHOS DE CAMPO.....	22
3.3. PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO.....	23
3.3.1. Processamento de Testemunhos.....	23
3.3.2. Descrição Macroscópica dos Testemunhos.....	23

3.3.3. Análise Granulométrica	25
4. ÁREA DE ESTUDO	26
4.1. LOCALIZAÇÃO.....	26
4.2. CLIMA.....	26
4.3. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS.....	27
4.4. VEGETAÇÃO.....	28
4.5. CENÁRIO GEOLÓGICO.....	30
4.5.1. Geomorfologia	30
4.5.2. Arcabouço Estrutural	30
4.5.3. Estratigrafia	31
5. GEOMORFOLOGIA	36
5.1. INTRODUÇÃO.....	36
5.2. PADRÕES MORFOLÓGICOS.....	37
5.2.1. Planalto Costeiro	39
5.2.2. Planície Aluvial	39
5.2.2.1. Canal Fluvial.....	40
5.2.2.2. Planície de Inundação.....	40
5.2.2.3. Levee.....	40
5.2.3. Planície Estuarina	40
5.2.3.1. Canal Estuarino.....	40
5.2.3.1.1. Funil Estuarino.....	42
5.2.3.1.2. Segmento Retilíneo.....	42
5.2.3.1.3. Segmento Meandrante.....	43

5.2.3.1.4. Canal de Curso Superior.....	43
5.2.3.2. Córregos de Marés.....	44
5.2.3.3. Planície de Inundação.....	44
5.2.4. Planície Costeira.....	44
5.2.4.1. Pântanos Salinos.....	44
5.2.4.1.1. Pântanos Salinos Internos.....	45
5.2.4.1.2. Pântanos Salinos Externos.....	45
5.2.4.2. Manguezais.....	45
5.2.4.3. Cheniers.....	49
5.2.4.4. Planície Arenosa.....	49
5.2.4.5. Dunas Costeiras.....	49
5.2.4.6. Praia.....	51
5.2.4.6.1 Pós-Praia.....	51
5.2.4.6.2. Estirâncio.....	53
5.3. CONCLUSÕES.....	53
6. ESTRATIGRAFIA.....	56
6.1. INTRODUÇÃO.....	56
6.2. UNIDADE MORFOESTRATIGRÁFICO.....	59
6.2.1. Unidade Planície de Inundação.....	59
6.2.2. Unidade Levee.....	59
6.2.3. Unidade Barras de Canal.....	60
6.2.4. Unidade Manguezal de Supramaré.....	60
6.2.5. Unidade Pântano Salino.....	63

6.2.6. Unidade Manguezal de Inter-maré.....	63
6.2.7. Unidade Planície Arenosa.....	66
6.2.8. Unidade Barra em Pontal.....	66
6.2.9. Unidade Dunas Costeiras.....	70
6.2.10. Unidade Chenier.....	72
6.2.11. Unidade Praia.....	75
6.3. FÁCIES ESTRATIGRÁFICOS.....	77
6.3.1. Fácies Areia Fluvial.....	77
6.3.2. Fácies Areia e Lama Marinha/Estuarina.....	77
6.3.3. Fácies Areia e Lama de Barra em Pontal.....	77
6.3.4. Fácies Lama Arenosa Mosqueada.....	78
6.4. CONCLUSÕES.....	78
7. MODELO DEPOSICIONAL DA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA.....	88
8. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA.....	98
8.1. OSCILAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA LESTE E SUDESTE BRASILEIRA.....	98
8.2. INFLUÊNCIA DAS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA.....	100
8.2.1. Pleistoceno Terminal.....	100
8.2.2. Holoceno.....	101
9. CONCLUSÕES.....	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	109
ANEXO A.....	123
ANEXO B - GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras		pg.
Figura 1.1	Mapa de localização da Planície Costeira Bragantina.....	08
Figura 2.1-	Distribuição dos ambientes deposicionais costeiros.....	13
Figura 2.2-	Classificação ternária para ambientes costeiros.....	14
Figura 2.3-	Representação esquemática das definições de estuário.....	17
Figura 2.4-	Distribuição da energia, elementos morfológicos e fácies sedimentares em um estuário dominado por maré.....	18
Figura 2.5-	Perfil topográfico e características sedimentares do ambiente de praia	19
Figura 3.1-	Sistema de testemunhagem a vibração.....	24
Figura 3.2-	Esquema de marcação para identificação das seções dos testemunhos.....	25
Figura 4.1-	Principais direções dos ventos aliseos, correntes de marés, deriva litorânea e Corrente Costeira Norte Brasileira.....	28
Figura 4.2-	Mapa de vegetação da Planície Costeira Bragantina.....	29
Figura 4.3-	Estruturação do Norte do Brasil.....	32
Figura 4.4-	Mapa tectônico do Mioceno no NE do Pará.....	33
Figura 4.5-	Mapa geológico do NE do Pará.....	34
Figura 5.1-	Unidades morfológicas da Planície Costeira Bragantina.....	38
Figura 5.2-	Contato entre o Planalto Costeiro e a Planície Costeira.....	39
Figura 5.3-	Planície Aluvial do Rio Caeté.....	41
Figura 5.4-	Planície estuarina do Rio Caeté.....	42

Figura 5.5-	Barra em pontal de canal de maré meandrante.....	43
Figura 5.6-	Pântano Salinio.....	46
Figura 5.7-	Transição do pântano salino externo, para manguezal de supramaré e manguezal de intermaré.....	47
Figura 5.8-	Linha de costa erosiva e progradacional.....	48
Figura 5.9-	Cheniers.....	50
Figura 5.10-	Planície arenosa exposta durante maré baixa.....	51
Figura 5.11-	Dunas costeiras.....	52
Figura 5.12-	Praia de Ajuruteua.....	53
Figura 6.1-	Mapa de localização dos testemunhos a vibração.....	57
Figura 6.2-	Vibracore BVC-17 da planície de inundação.....	61
Figura 6.3-	Vibracore BVC-08 de manguezal de supramaré.....	62
Figura 6.4-	Vibracore BVC-04 de pântano salino.....	64
Figura 6.5-	Vibracore BVC-01 de manguezal de intermaré.....	65
Figura 6.6-	Vibracore BVC-27 da planície arenosa.....	67
Figura 6.7-	Vibracore BVC-14 de barra em pontal.....	68
Figura 6.8-	Estratificação heterolítica inclinada de barra em pontal lamosa.....	69
Figura 6.9-	Ilustração esquemática de uma barra em pontal hipotética.....	70
Figura 6.10-	Estratificação cruzada de duna.....	71
Figura 6.11-	Vibracore BVC-18 de chenier.....	73
Figura 6.12-	Modelos estratigráficos para chenier, cordão de praia e spits.....	74
Figura 6.13-	Acamamento de praia.....	75
Figura 6.14-	Vibracore BVC-11 de praia.....	76

Figura 6.15-	Vibracore BVC-35 da unidade areia e lama marinha/estuarina.....	79
Figura 6.16-	Vibracore BVC-02 da unidade areia e lama marinha/estuarina.....	80
Figura 6.17-	Vibracore BVC-20 da unidade lama arenosa mosqueada.....	81
Figura 6.18-	Mapa de localização dos transects.....	83
Figura 6.19-	Seção 1.....	84
Figura 6.20-	Seção 2.....	84
Figura 6.21-	Seção 3.....	85
Figura 6.22-	Unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré erodida por lençol transgressivo.....	85
Figura 7.1-	Bloco diagrama esquemático mostrando uma vista NE dos principais ambientes sedimentares da Planície Costeira Bragantina.....	89
Figura 7.2-	Bloco diagrama esquemático mostrando uma vista NW dos principais ambientes sedimentares da Planície Costeira Bragantina.....	90
Figura 7.3-	Bloco diagrama mostrando um corte longitudinal a unidade pântano salino.....	91
Figura 7.4-	Coluna estratigráfica holocênica composta.....	92
Figura 7.5-	Seção transversal mostrando o desenvolvimento de chenier.....	94
Figura 7.6-	Delta de maré vazante de um canal de maré estuarino.....	96
Figura 8.1-	Curvas de variação do nível do mar nos últimos 7.000 anos A.P na costa leste brasileira.....	99
Figura 8.2-	Modelo sedimentar evolutivo da Planície Costeira Bragantina.....	104

Tabelas	pg.
Tabela 5.1- Principais Unidades Morfológicas da Área.....	37
Tabela 6.1- Principais Características das Unidade Morfoestratigráficas.....	58
Tabela 6.2- Principais Características dos Fácies Estratigráficos.....	59

RESUMO

A Planície Costeira Bragantina, com uma área aproximada de 1.570 Km² está localizada na Bacia Costeira Cretácea de Bragança-Viseu (NE do Pará). A arquitetura da bacia e sua paleotopografia, associada a movimentações tectônicas recentes tem controlado a distribuição e a espessura dos depósitos terciários e quaternários. Esta planície costeira constitui um sistema deposicional dominado por macromaré (6m), desenvolvido sob condições de um clima equatorial quente e úmido, com uma estação chuvosa e outra seca bem definidas e precipitação média anual equivalente a 3.000 mm.

A geomorfologia da área é compartimentada em três padrões morfológicos: (1) planície aluvial, com canal fluvial, leves e planície de inundação; (2) planície estuarina, com canal estuarino compartimentado em funil estuarino, segmento retilíneo e meandrante e canal de curso superior, córregos de marés e planície de inundação e; (3) planície costeira, com ambientes de pântano salino (interno e externo), planície de maré (manguezais de supramaré, intermaré e planície arenosa com baixios de marés), chenier, dunas costeiras e praias.

O estudo da morfoestratigrafia permitiu a caracterização de 11 unidades morfoestratigráficas: (1) planície de inundação, (2) leves, (3) barra de canal, (4) manguezal de supramaré, (5) pântano salino, (6) manguezal de intermare, (7) planície arenosa, (8) barra em pontal, (9) dunas costeiras, (10) chenier e (11) praias e 4 fácies estratigráficas: (1) areia fluvial, (2) areia e lama marinha/estuarina, (3) areia e lama com estratificação heterolítica e (4) areia lamosa mosqueada.

A análise estratigráfica permitiu a individualização de três seqüências estratigráficas: (1) marinha transgressiva basal (S1), com ambientes fluvial, pantanoso e face praial ("shoreface"); (2) marinha regressiva (S2), com ambientes fluvial, planície de maré, chenier e pântano salino e; (3) marinha transgressiva atual (S3) com ambiente estuarino e litorâneo.

A evolução deste sistema deposicional na Planície Costeira Bragantina está associada às oscilações do nível do mar durante o Holoceno Superior. No máximo da transgressão holocênica (6.000 anos A.P.), uma elevação do nível do mar invadiu as áreas costeiras, erodindo o Planalto Costeiro (Grupo Barreiras).

Após este evento, ocorreu a progradação da planície lamosa, sob condições regressivas ou de nível de mar estável, sobre o lençol arenoso transgressivo basal. Portanto, períodos erosivos, provavelmente, relacionados a rápidas subidas do nível do mar ou a mudanças climáticas, afetaram a descarga dos rios, permitindo a formação de cheniers.

Atualmente, novos depósitos arenosos migram sobre a planície lamosa.

ABSTRACT

The Bragança Coastal Plain is located in the Northeastern of Pará in the Bragança-Viseu Coaxial Basin (Cretaceous), with an approximate surface area of 1,570 Km². The geometry of the basin and its paleotopography, associated with recent tectonic movements has controlled the distribution and the thickness of the Tertiary and Quaternary deposits. This coastal plain constitutes a macrotidal (6 m) depositional system, developed in a hot and humid equatorial climate, with a dry and a wet well defined season and an annual precipitation averaging 3,000 mm.

The geomorphology of the area is subdivided in three morphologic realms: (1) alluvial plain, with fluvial channel, levees and floodplain; (2) estuarine plain, with an estuarine channel subdivided in estuarine funnel segment, straight segment, meandering segment and upstream channel; tidal creek and; floodplain and; (3) coastal plain, with salt marsh (inner and outer), tidal plain (supratidal mangroves, intertidal mangroves and sand flats with tidal shoals), chenier, coastal dunes and beach environments.

Eleven morphostratigraphic units are recognized: (1) floodplain, (2) levee, (3) channel bars, (4) supratidal mangroves, (5) salt marsh, (6) intertidal mangroves, (7) sand flat, (8) point bar, (9) coastal dunes, (10) chenier and, (11) beaches. Four stratigraphic facies are also present: (1) fluvial sands, (2) marine/estuarine sand and mud, (3) sand and mud with heterolithic stratification and, (4) motled muddy sand.

The stratigraphic analysis permitted the recognition of three stratigraphic sequences: (1) basal marine transgressive (S1) with fluvial, salt marsh and shoreface environments; (2) marine regressive (S2) with fluvial, tidal plain, chenier and salt marsh environments and; (3) recent marine transgressive (3) with estuarine and littoral environments.

The evolution of this depositional system in the Bragança Coastal Plain is associated with sea level oscillations during the Latter Holocene. In the maximum of the Holocenic Transgression (6,000 years B.P.) the marine incursion invaded the coastal areas and eroded the highland (Barreiras Group).

Afterwards, occurred the mud flat progradation under regressive conditions or stillstand sea level, over the transgressive sandy sheet. Therefore, erosive periods probably linked to rapid rise of sea level or climatic changes influenced the rivers flow and allowed the chenier building. Nowadays, new sand sheets are deposited over the mud flat.

RÉSUMÉ

La Plaine Côtière de Bragança, avec une superficie de 1.570 Km², est située dans le bassin Côtière de Bragança-Viseu (NE du Pará). L'architecture de ce bassin et sa paléo-topographie qui sont associées à des mouvements tectoniques récents, exercent un fort contrôle sur la distribution et l'épaisseur des dépôts Tertiaires et Quaternaires. Cette plaine côtière est constituée d'un système de déposition influencé par une macro-marée (6m), et un climat équatorial chaud et humide caractérisé par une saison humide et sèche et des précipitations de l'ordre de 3.000 mm/an.

La géomorphologie de la zone est compartimentée en 3 types: (1) une plaine alluviale avec un chenal fluvial, des levées et une plaine d'inondation; (2) une plaine estuarienne, avec un chenal estuarien caractérisé par un funil estuarien, un segment rectiligne et méandrant et un chenal supérieur; des crevasses et une plaine d'inondation; (3) une plaine côtière, avec des systèmes de marécages (interne et externe), une plaine de marée (une mangrove de super-marée et inter-marée et plaine sableuse avec des haut-fond de marée, cheniers, dune côtière et plages.

L'étude morpho-stratigraphique de la zone a permis de caractériser 11 unités morpho-stratigraphiques: (1) plaine d'inondation, (2) diques, (3) barre de chenal, (4) mangrove de supermaré, (5) marécages, (6) mangrove d'intermaré, (7) plaine sableuse, (8) "point bar", (9) dune côtière, (10) chenier et, (11) plages et 4 unités stratigraphiques: (1) sable fluvial, (2) sable et boues marines/estuariennes, (3) "point bar", (4) sables boueuses rougeâtres.

L'analyse stratigraphique a permis l'individualisation de 3 séquences stratigraphiques: (1) marine transgressive basale (S1) avec des systèmes fluvial, de marécages et face de plage, (2) marine régressive (S2) avec des systèmes fluvial, plaine de maré, chenier et maré marécages et, (3) marine transgressive (S3) actuelle avec systèmes estuariens et côtiers.

“shoreface”, (2) une séquence marine régressive (S2) caractérisée par des systèmes fluviaux, une plaine de marée, des cheniers et des marécages, (3) une séquence marine transgressive (S3) actuelle avec des systèmes estuariens et côtiers.

L'évolution de ce système de déposition dans la plaine côtière de Bragança, est associée à des oscillations du niveau de la mer durant l'Holocène Supérieur. Durant le maximum de la transgression de l'Holocène (6.000 ans B.P), la montée du niveau de la mer a atteint les collines côtières sculptées dans la Formation du Barreiras.

Après cet événement et dans des conditions de régression marine des dépôts houeux se sont accumulés au dessus d'une couverture sableuse basale. Des périodes érosives, probablement liées à de rapides montées du niveau de la mer ou à des changements climatiques ont affectées la décharge des rivières, permettant ainsi la formation de cheniers. Actuellement de nouveaux dépôts sableux migrent en direction de la mangrove.

1. INTRODUÇÃO

Planícies costeiras dominadas por macromarés (>4m) têm sido objeto de estudos em litorais do mundo inteiro, no entanto poucos trabalhos documentam as planícies lamosas densamente colonizadas por mangues, o que só é observado em regiões tropicais quentes e úmidas: Norte do Brasil, Península da Malásia (KAMALUDIN, 1993) e Austrália (SEMENIUK, 1981; 1993).

Os trabalhos desenvolvidos por FRANZINELLI (1982; 1992) na costa do Estado do Pará, permitiu a individualização de dois importantes setores geomorfológicos: (1) uma costa transgressiva alta e; (2) uma costa transgressiva baixa, onde está inserida a Planície Costeira Bragantina. Este setor vem sofrendo um processo de subsidência, provavelmente relacionado a eventos neotectônicos de reativação de falhamentos normais (COSTA et al. 1991a; IGREJA, 1991).

EL-ROBRINI & SOUZA FILHO (1993; no prelo) admitem que a região Norte do Brasil, foi submetida a uma transgressão marinha a partir do Pleistoceno Terminal, que afogou progressivamente paleolinhas de costa. Durante o máximo da Transgressão Holocênica a subida do nível do mar atingiu o Planalto Costeiro, o que é evidenciado pela presença de falésias mortas. A partir daí, eventos progracionais e retrogradacionais sucessivos dominaram as planícies costeiras.

É dentro deste contexto que está inserida a Planície Costeira Bragantina (Figura 1.1), objeto desta pesquisa inédita de caracterização de um sistema deposicional dominado por macromaré. Uma variedade de unidades morfológicas (planície aluvial, planície estuarina e planície costeira) e ambientes deposicionais (fluvial, estuarino, pântano salino, planície de maré e litorâneo), compõe este complexo sistema deposicional dominado por macromaré.

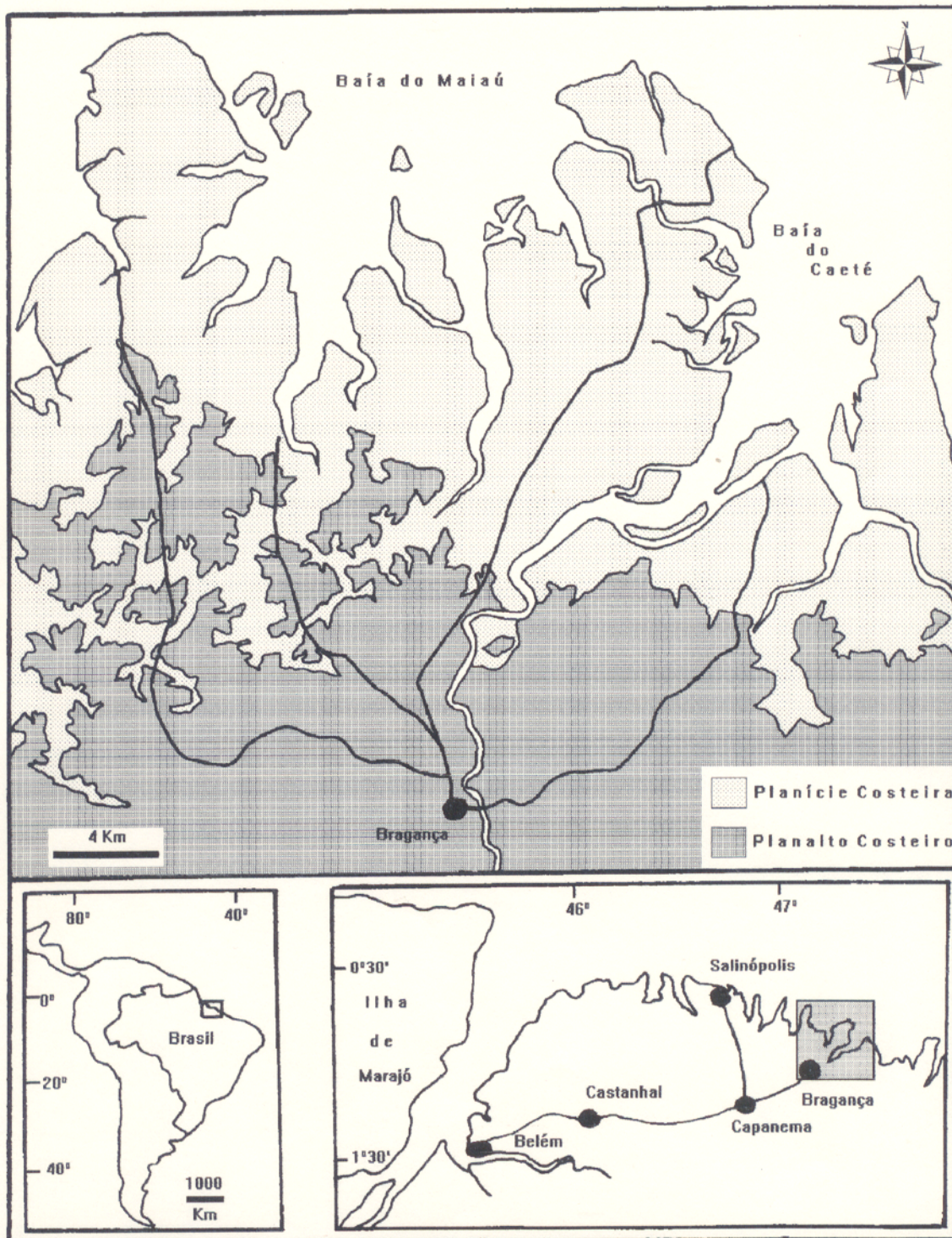


Figura 1.1- Mapa de localização da Planície Costeira Bragantina.

Este trabalho tem como objetivos principais:

- A caracterização faciológica, morfoestratigráfica e estratigráfica das seqüências sedimentares holocênicas, a partir da descrição de testemunhos a vibração de até 6m de comprimento e de seções aflorantes;
- identificar as unidades morfológicas da área a partir da interpretação de imagens de radar de 1972 (banda X) na escala 1:100.000, cenas do satélite LANDSAT TM-5 de 1992 (composição 5R4G3B) na escala 1:50.000 e fotografias aéreas de 1977, na escala 1:25.000;
- apresentar um modelo deposicional atual a partir da integração de dados geomorfológicos, sedimentológicos e estratigráficos, que permitiram deste modo a individualização de seqüência estratigráficas e a construção de seções e de uma coluna estratigráfica composta para o Quaternário e;
- estabelecer uma correlação espacial/temporal das unidades morfoestratigráficas e dos fácies estratigráficos da planície costeira, como resposta as dinâmicas continentais e marinhas, em especial das variações do nível do mar, na última dezena de milhares de anos.
- elaboração de um modelo evolutivo da área em estudo, que facilitou o entendimento da natureza da deposição dos ambientes sedimentares, podendo servir de referência para o modelo sedimentar da região costeira Norte do Brasil.

2. PLANÍCIES COSTEIRAS

2.1. DEFINIÇÕES

Não existe um consenso nas opiniões do que constitui a zona costeira. Bird apud FANIRAN & JEJE (1983) e KOMAR (1976) a define como "uma zona de largura variável, incluindo a praia, estendendo-se continente adentro, até onde ocorre influência das áreas marinhas, incluindo falésias, cabeceira do estuário de maré, dunas costeiras, lagunas e pântanos. Ketchum & Tripp apud FANIRAN & JEJE (1983) são menos definitivos, conceituando a zona costeira como "uma faixa de espessura variável, que bordeja os continentes, mares interiores e grandes lagos". INMAN & NORDSTROM (1971) delimitam a zona costeira para incluir a planície costeira e a plataforma continental. De acordo com estes autores a zona costeira é composta da planície costeira, da plataforma continental, e da água sobrejacente a esta; ela inclui também outras feições menores, como as grandes baías, dunas costeiras, planícies de marés, estuários e deltas. Eles distinguiram ainda a linha de costa como uma superfície sedimentar, associada diretamente com a interação de ondas e correntes induzidas.

A planície costeira é a zona de transição entre ambientes deposicionais continentais e marinhos. Geralmente ela apresenta um relevo topográfico de pequena amplitude, sendo fortemente influenciada pelas variações do nível do mar que provoca a migração dos ambientes tanto em direção ao continente quanto ao mar (DAVES JR., 1983; FRASER, 1989).

2.2. TRABALHOS ANTERIORES

Vários trabalhos têm sido realizados nas regiões costeiras e oceânicas ao longo do tempo. Suess apud HEEZEN (1974) reconheceu diferenças topográficas e estruturais fundamentais entre as margens continentais do Atlântico e do Pacífico, classificando-as como margens passivas e ativas respectivamente.

Johnson apud BLOOM (1978), pela primeira vez, classificou geneticamente as planícies costeiras, baseado em feições morfológicas e nas variações do nível do mar, distinguindo assim

costas de emersão, submersão, neutras e compostas. No entanto, com o conhecimento das variações do nível do mar durante o Quaternário, com poucas excessões, todas as costas devem ser classificadas como compostas e então esta classificação perdeu sua utilidade.

Valentin apud BLOOM (1978) mostrou a importância das flutuações do nível do mar no modelamento costeiro, caracterizando costas que avançaram (costas emergentes e progradantes) e costas que recuaram (costas submergentes e retrogradantes). Mais tarde, novas aproximações genéticas foram aplicadas, baseado na interação dos processos marinhos e não-marinhos e qual o dominante. Assim, Shepard apud BLOOM (1978) distinguiu costas primárias, cuja forma é pouco variável e é dominada por processos continentais e; costas secundárias, cujo processo marinho (erosivo ou deposicional) é o agente modificador da linha de costa.

Tanner apud BLOOM (1978) distinguiu costas de alta energia caracterizadas por grandes feições erosionais ou depósitos de sedimentos grosseiros e costas de baixa energia, que apresentam baixo relevo, muitas vezes com pântanos salinos e manguezais desenvolvidos. DAVIES (1977) baseado na natureza das ondas que atingem a costa e sua relação com as formas costeiras, definiu ambientes costeiros de ondas de tempestades, ondas "swells", ondas de ventos alísios e ambientes de mar protegido e com base na amplitude da maré o mesmo autor definiu costas de macromaré (>4m), mesomaré (4-2m) e micromaré (<2m).

A classificação da linha de costa com base em critérios morfo-estruturais, recebeu grande impulso com o advento da tectônica de placas. INMAM & NORDSTROM (1971) classificaram as costas do ponto de vista morfológico em costas: montanhosas, colinosas e planas com plataforma estreita, colinosa e plana com plataforma larga, deltáica, de recifes e glaciais. Estes mesmos autores classificaram as costas tectonicamente em costas de colisão (continental e de arco de ilha), costas de espalhamento e costas de mares marginais.

BLOOM (1978) classificou as costas controladas estruturalmente em costas altas, constituídas por rochas resistentes, sob processo de erosão marinha e com deposição ao longo dos planos de fraqueza e; costas baixas constituídas principalmente por sedimentos que formam as planícies costeiras.

Durante os últimos vinte anos, com o avanço dos estudos petrolíferos, vários sedimentólogos iniciaram estudos sobre os fácies sedimentares, a fim de caracterizar ambientes reservatórios e rochas fontes em vários sistemas deposicionais, o que impulsionou a classificação genética dos ambientes, com base nos processos sedimentares, que evoluiu para a classificação ternária proposta por Galloway apud GALLOWAY & HOBDAV (1983), baseada nos processos dominados por ondas, marés e rios. Depois disso, diversas classificações têm sido propostas para ambientes fluviais (MAIL, 1982), ilhas barreiras (HAYES, 1980), estuários (DARYMPLE et al., 1992) e plataformas continentais (JOHNSON & BALDWIN, 1986). Atualmente o grande desenvolvimento da classificação de ambientes da planície costeira envolve a estratigrafia de seqüências (POSAMENTIER & VAIL, 1988), que não utiliza somente os fácies costeiros para sua classificação e sim a geometria e o empilhamento das seqüências transgressivas e regressivas, sendo fundamentada principalmente nas variações relativas do nível do mar (BOYD et al., 1992).

Dentre as classificações supracitadas, a Planície Costeira Bragantina representa uma costa de submersão retrogradante influenciada por macromaré (FRANZINELLI, 1982; 1992) e atualmente é classificada como uma costa transgressiva, que integra os ambientes de planície de maré, estuários e praias.

2.3. CLASSIFICAÇÃO DOS SISTEMAS DEPOSICIONAIS CLÁSTICOS COSTEIROS

Recentemente BOYD et al., (1992) propuseram uma classificação para os ambientes costeiros clásticos, incluindo deltas, "strand plain", planícies de maré, estuários e lagunas. Esta classificação inclui tanto os componentes morfológicos, como os evolutivos e está baseada no processo costeiro dominante (Figura 2.1). Aplicou-se também a classificação ternária para estes ambientes, utilizando-se dois eixos de correlação (Figura 2.2). (1) o eixo horizontal é definido como o poder relativo dos processos ondas versus marés; (2) o eixo vertical é relativo ao poder fluvial e; (3) o terceiro eixo (tempo relativo) é utilizado a fim de se estabelecer uma classificação costeira evolutiva, que combina os processos costeiros com as variações relativas do nível do mar, suprimento de sedimentos e forma da linha de costa, distinguindo-se dois grupos de ambientes

deposicionais - transgressivos e regressivos. DALRYMPLE et al., (1992) combinou na classificação evolutiva os conceitos de taxa de suprimento sedimentar em dois tipos de costa (linear e embaiada-elongada/lobada) com o nível relativo do mar.

Quando a taxa de sedimentação excede a taxa de subida do nível do mar, ou os sedimentos acumulam-se durante uma queda relativa do nível do mar, a regressão gera linhas de costa alongada/lobada (delta, se durante a progradação e deposição for dominante a ação fluvial sobre a redistribuição marinha) ou linear ("strand plain" e planície de maré), quando predominam os processos marinhos. Quando a taxa de subida relativa do nível do mar, excede a taxa de suprimento sedimentar, ocorre uma transgressão que afoga os paleovales fluviais, gerando estuários que são formados somente sob condições de elevação do nível do mar e lagunas em costas embaiadas que migram em direção ao continente junto com a plataforma continental adjacente. Distante da foz dos rios, onde muitas costas lineares são encontradas, transgressão ou progradação geram ambientes de "strand plain" e planícies de maré (BOYD et al., 1992).

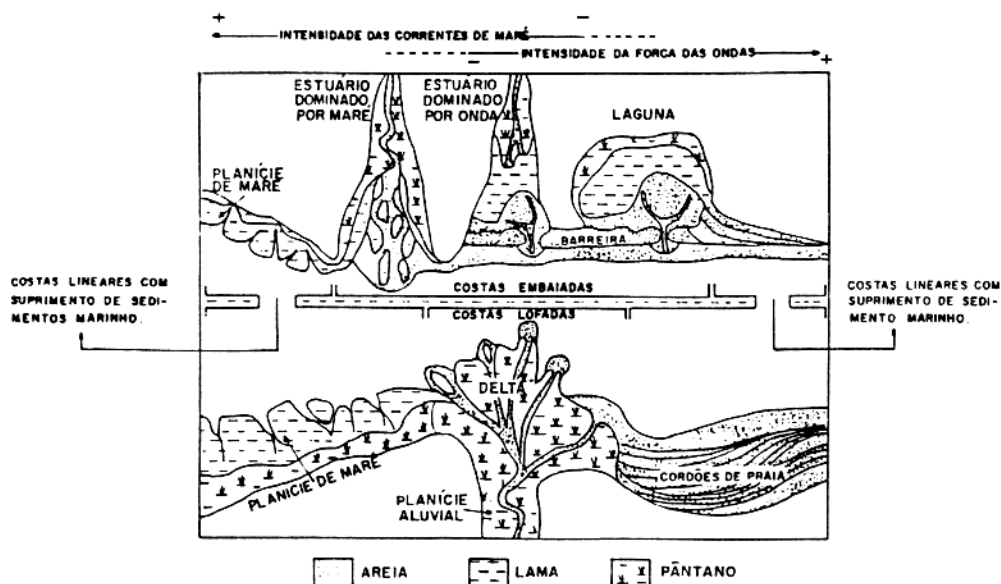


Figura 2.1- Distribuição dos ambientes deposicionais costeiros em costas progradantes e transgressivas. As costas embaiadas são parte correspondente de costas progradantes alongadas/lobadas (deltas). Os deltas são formados por sedimentos de origem fluvial, os estuários fontes mistas e as lagunas por sedimentos marinhos (BOYD et al., 1992).

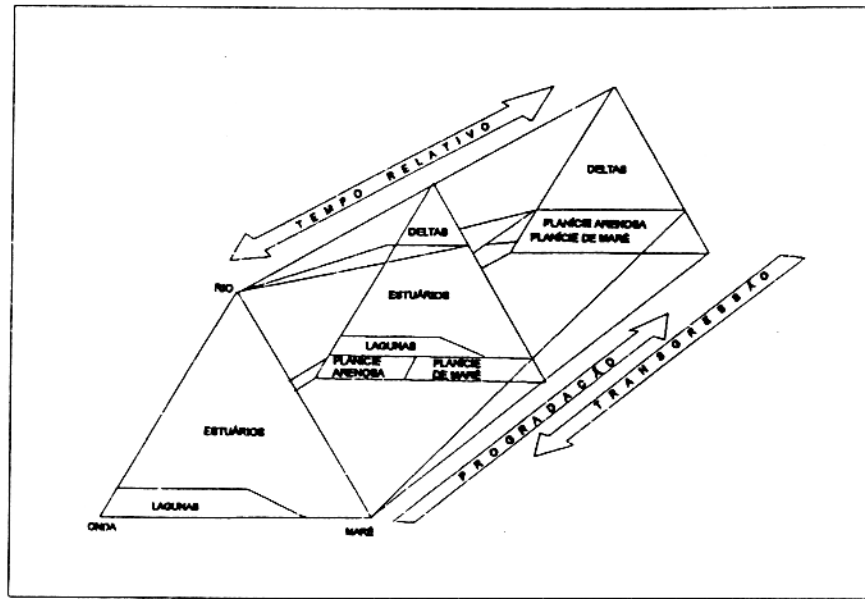


Figura 2.2- Classificação ternária para ambientes costeiros, baseada nos processos atuantes (BOYD et al., 1992).

Duas são as principais vantagens desta classificação costeira: a primeira, é a inclusão de todos os importantes ambientes deposicionais costeiros clásticos e o interrelacionamento entre eles, do ponto de vista do processo atuante e do modelo evolutivo e; a segunda vantagem é a oportunidade de se gerar modelos de fácies para estuários e lagunas. Esta aproximação evolutiva é compatível com a estratigrafia de seqüências, pois as variações no suprimento de sedimentos e no nível do mar relativo são incluídos, e servem como um ponto de partida para uma análise estratigráfica mais detalhada (BOYD et al., 1992).

2.4. SISTEMA DEPOSICIONAL COSTEIRO DOMINADO POR MARÉ

Dois são os ambientes mais comuns em sistemas deposicionais dominados por maré: (1) planície de maré lamosa e arenosa que margeia a linha de costa e; (2) barras ou "sand ridges" de maré com "sand waves" superimpostas, que ocorrem a "offshore" da planície, em ambientes marinhos rasos, abertos, deltaicos e estuarinos (DALRYMPLE, 1992). Na Planície Costeira Bragantina, estes ambientes são margeados por cordões de dunas e pela planície arenosa que ocorrem na porção distal do sistema.

2.4.1. Planície de Maré

Em áreas com grandes amplitudes de maré, a planície de maré ocorre margeando estuários e costas abertas. Ela pode estender-se por vários quilômetros de distância e formar planícies com declives suaves ($<1^\circ$) (DALRYMPLE, 1992). Com base na frequência de inundação das marés, as planícies podem ser divididas em supramaré, intermaré e inframaré. Segundo FRASER (1989), REINECK & SINGH (1980) e FRIEDMAN et al., (1992) a zona de supramaré é inundada somente durante as marés de sizígia, a zona de intermaré é recoberta pelo menos uma vez durante todo o ciclo de maré, e a zona de inframaré é aquela sempre submersa. FRASER (1989) e KLEIN (1977) ainda subdividem a planície de maré em três zonas, baseados na duração da inundação em: planície de maré alta que é submersa somente durante os picos de inundação; planície de maré média, submersa durante metade do período do ciclo de maré e planície de maré baixa, sempre inundada durante um ciclo.

DAVIS JR. (1978, 1983) inclui a zona supramaré dentro da zona de intermaré. WEIMER et al., (1982) subdivide este ambiente em zona inframaré, zona intermaré inferior e zona intermaré superior. Para este autor a última zona é citada incorretamente como zona de supramaré, que significa acima do nível da maré. No entanto, esta zona está dentro da variação da maré, mesmo não sendo esta área recoberta diariamente e sim durante determinados períodos sazonais.

As planícies de maré desenvolvem-se sob condições transgressivas e progradantes, caracterizadas por uma seqüência granodecrescente ascendente. Isto reflete o decréscimo de energia da zona inframaré para zona de supramaré conseqüentemente os sedimentos adjacentes ao canal são tipicamente arenosos, e passam gradualmente para lamas próximo a linha de maré alta. Assim, a zona inframaré predominantemente arenosa com canais preenchidos, barras em pontal e lençóis de sedimentos, correspondem a planície arenosa; na zona intermaré ocorrem depósitos lamosos e arenosos caracterizando uma planície mista e; a zona supramaré consiste de depósitos lamosos constituindo a planície lamosa (DALRYMPLE, 1992).

“Sand waves” e “sand ridges” são comuns em áreas inframaré rasas tais como: porção axial dos estuários dominados por maré; na foz e na região da planície deltaica submersa dominada

por maré e em largas plataformas dominadas por maré. Associado ao ambiente de planície de maré, ocorrem os canais de maré. Os canais maiores e com maior suprimento de sedimentos são denominados de "tidal channels" e estuários. Enquanto os canais distributários menores são chamados de "tidal creeks" ou córregos de maré (WEIMER et al., 1982).

2.4.2. Estuários Dominados por Maré

O termo estuário foi definido por diversos autores (Pritchard; Fairbridge; Coleman & Wright apud DALRYMPLE et al. 1992). Segundo DALRYMPLE et al. (1992) estuário é "a parte externa de um sistema de vales afogados que recebe sedimentos fluviais e marinhos, contendo fácies influenciadas por processos de marés, ondas e rio. Sua extensão é considerada a partir do limite flúvio-estuarino em direção ao continente, com fácies influenciadas por maré, até o limite estuarino-marinho em direção ao mar com fácies costeiras na foz".

Os estuários dominados por maré recebem sedimentos dos rios na cabeceira do estuário, e da plataforma continental adjacente. A energia das correntes de maré excede a energia das ondas na foz de estuários, onde as barras de areia alongadas são desenvolvidas, dissipando assim a energia das ondas, variando o decréscimo da energia estuário acima. Por outro lado, a maré enchente é progressivamente contida estuário adentro, devido a sua forma afunilada, chegando a zero no limite da maré, enquanto a energia fluvial decresce em direção ao mar (Figura 2.3) (DALRYMPLE et al., 1992).

Assim, os estuários são compartimentados em três porções dominadas por processos marinhos, mistos e fluviais. (1) A porção distal, constituída por barras arenosas geradas por correntes de maré; (2) o segundo fácies constitui o setor com máxima energia de maré, representado por planícies arenosas de regime de fluxo superior, distribuídas num padrão de canais entrelaçados, onde o estuário é mais amplo, tornando-se confinados em direção a montante (DALRYMPLE et al., 1992) e; (3) a zona central de baixa energia do sistema, onde o canal é caracterizado por apresentar forma "reta-meandrante-reta" (WOODROFFE et al., 1989). A porção reta mais extensa é dominada por maré e o transporte de sedimentos a montante se realiza

por fortes correntes de maré enchente, que formam algumas barras em pontal e barras de meio de canal, enquanto a porção reta mais interior é dominada por correntes fluviais contendo barras similares. A parte central é meandrante e contém comumente barras em pontal. A porção interna, dominada por processos fluviais, apresenta o "bay-head delta" e o canal fluvial passa diretamente do limite de maré para a porção reta interior da porção central (Figura 2.4) (DALRYMPLE et al., 1992).

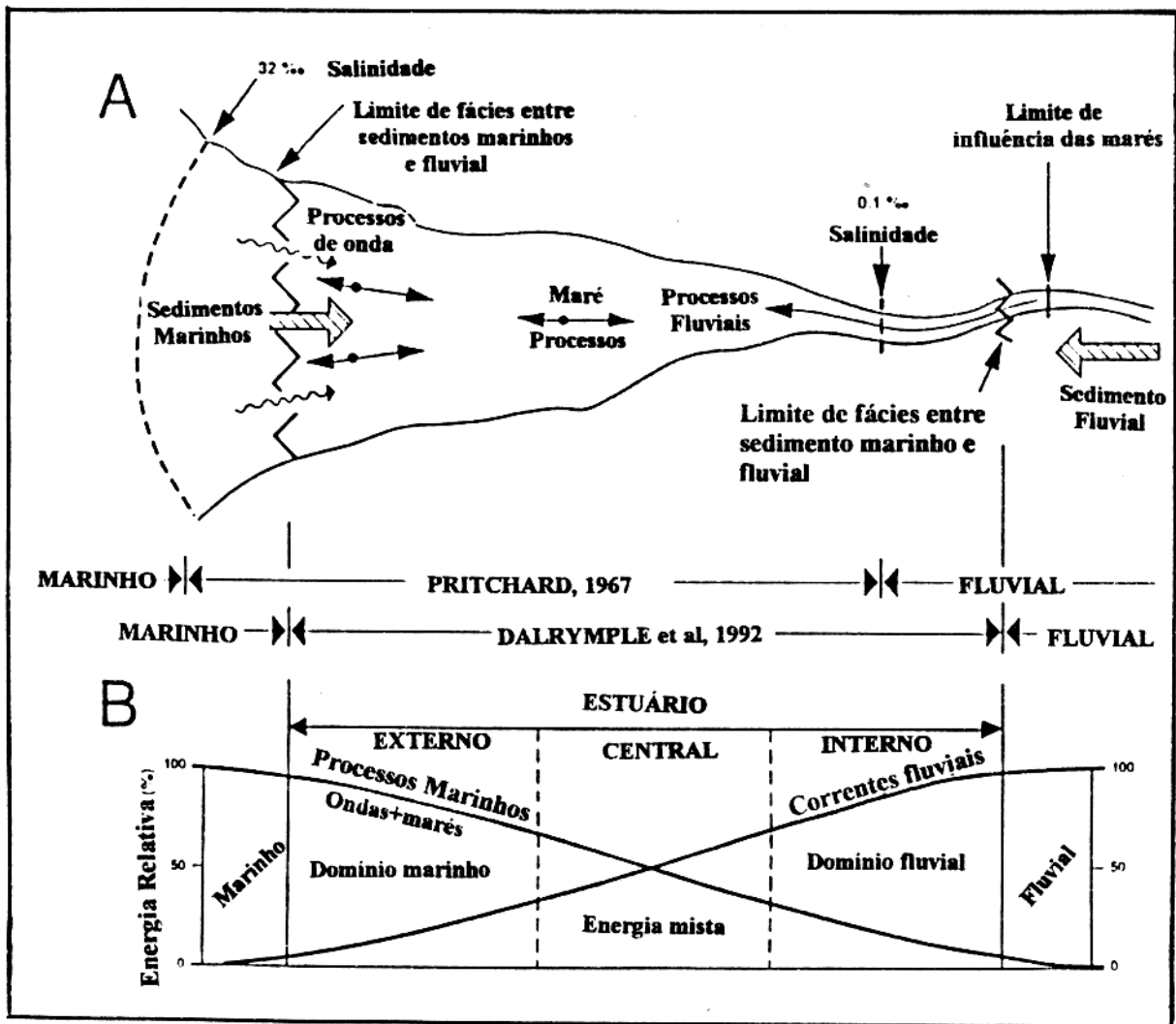


Figura 2.3- A. Representação esquemática das definições de estuário de acordo com PRITCHARD (1967) e DALRYMPLE et al. (1992). O limite do estuário é marcado pela salinidade 0,1‰ em direção ao continente e 32‰ em direção ao mar, mas o limite dos fácies em direção ao continente e ao mar são mais interiores. B. Distribuição esquemática dos processos atuantes em estuários, resultando na zonation de fácies ternária.

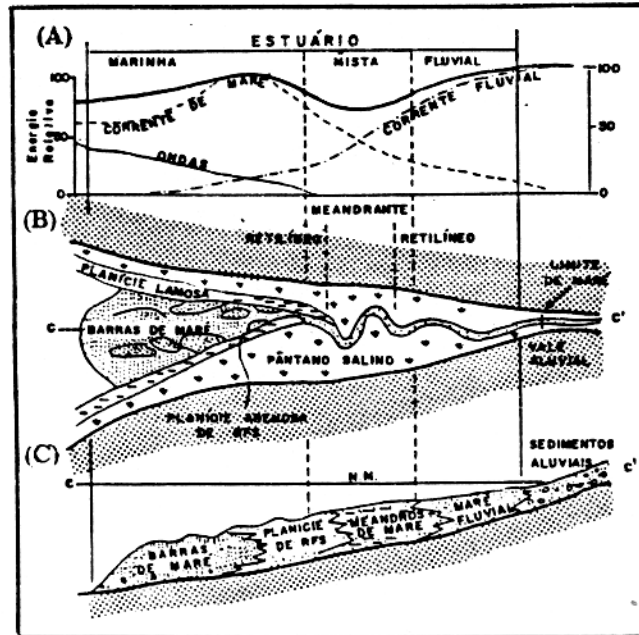


Figura 2.4- Distribuição do (A) tipo de energia; (B) elementos morfológicos vistos em planta e (C) fácies sedimentares vistos em seções longitudinais em um estuário idealizado dominado por maré. RFS- regime de fluxo superior; MAM- maré alta média (DALRYMPLE et al. 1992).

2.4.3. Praia

Os ambientes costeiros são caracterizados por mudanças, no entanto as praias e zonas “nearshore” são os mais dinâmicos destes ambientes. As praias são definidas por DAVES Jr. (1978), como uma zona de sedimentos inconsolidados, que se estende a partir do limite mais superior da ação de ondas até o nível de maré baixa média e seu limite em direção ao continente é marcado por uma mudança abrupta de sedimentos e ou declividade. Este limite pode ser representado por dunas costeiras ou falésias.

A configuração topográfica generalizada das praias é mostrada na Figura 2.5. Três zonas são observadas no perfil de praia :

-Pós-praia (“backshore”): estende-se do nível de maré alta normal, até o limite topográfico da praia em direção ao continente (dunas costeiras ou falésias), apresentando uma estratificação horizontal suavemente inclinada em direção ao continente, sendo esta zona também chamada de

berma., cujo limite em direção ao mar é marcado por um declive abrupto (escarpa de praia). Em áreas onde a erosão é intensa, o berma não é desenvolvido;

-Estirâncio (“foreshore”): equivale a zona de intermaré e apresenta configurações variadas, cuja declividade depende da granulometria dos sedimentos, energia de ondas e marés. Em praias de sedimentos finos e dominadas por macromaré, semelhantes a da área em estudo, o declive é suave (1-3°). Nesta zona ocorre sistema de calhas e cristas (“ridge e runnel”), seccionados por “gaps”, marcados por estratificações cruzadas de baixo ângulo e;

-Face Praial (“Shoreface”): está situada entre a linha de maré baixa e o limite em direção ao mar da ação das ondas no substrato. É caracterizada por barras “longshore”, relativamente paralelas a linha de costa. Dentro dessa zona ocorre o “shoreface” superior, com laminações plano paralelas e o inferior, com marcas onduladas (DAVES Jr. 1978).

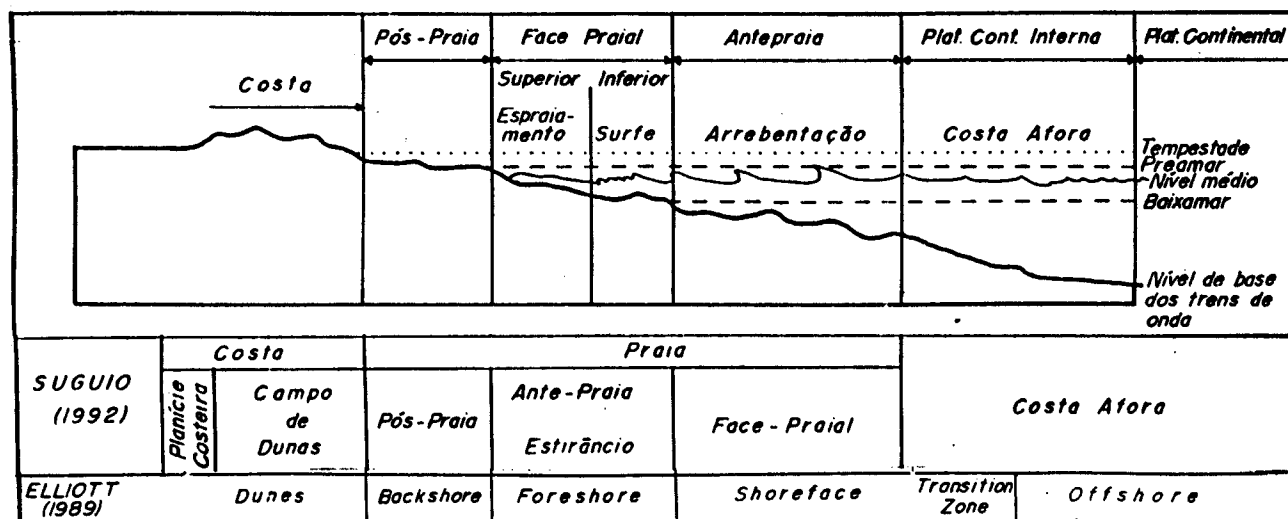


Figura 2.5- Perfil topográfico e características sedimentares do ambiente de praia (SUGUIO, 1992 e ELLIOTT, 1989).

3. METODOLOGIA

Os métodos e equipamentos utilizados durante a realização deste trabalho incluíram sensoriamento remoto, geoprocessamento, testemunhagem a vibração, análises sedimentológicas e faciológicas.

3.1. ELABORAÇÃO DA CARTA TEMÁTICA

A metodologia para elaboração das cartas temáticas seguiu a proposição feita por GEWANDSZNAJDER (1988), sendo feitas adaptações para o estudo de área costeiras devido sua dinâmica e constante modificação da linha de costa.

Foram selecionadas cenas de satélite LANDSAT, fotografias aéreas e imagens de radar. As cenas de satélite TM do LANDSAT-5 foram adquiridas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e pertencem ao acervo do Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA/SUDAM). A imagem é fornecida na forma de fita "streamer", datada de 24/07/1991, cobrindo a órbita-ponto 222-61.

As imagens em fita foram processadas digitalmente em computador PC 486-DX-2, em escala 1:50.000 através do Sistema de Tratamento de Imagens (SITIM) versão 340, instalados nos equipamentos do CHSRA/SUDAM. Utilizando-se o Sistema REMBRANDT acoplado ao monitor de vídeo, foram obtidas fotografias ampliadas em papel fotográfico e slides cobrindo toda a área nas bandas 3, 4 e 5, além da composição colorida 5R 4G 3B formada pela associação da banda 5 (canal do infravermelho médio) a cor vermelha (Red-R), a banda 4 (infravermelho próximo) a cor verde (Green-G) e a banda 3 (vermelho visível) ao azul (Blue-B), definidas como a melhor composição para o estudo das áreas de manguezais. Esta composição também foi utilizada para estudos dos manguezais do Estado do Ceará (MIRANDA et al., 1988).

As fotografias aéreas em escala 1:25.000 datada de 1977, pertencem ao acervo da Biblioteca do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

As imagens de radar (banda X) foram obtidas em 1972 com Radar Gems 1000, editado em 1977 durante a realização do Projeto RADAM, cedida pela Biblioteca da Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM).

Trabalhos desenvolvidos em diversas instituições, utilizam cartas topográficas ou ao milionésimo como unidade padrão de mapeamento, devido à maior exatidão geodésica no posicionamento das coordenadas de canto de folha. Assim, de posse das imagens se ajusta o posicionamento da imagem sobre as bases cartográficas.

Devido ao difícil ajuste entre a base cartográfica, (folha planimétrica do RADAM em escala 1:100.000) e a imagem de satélite com correção de sistema, elaborou-se um mapa em escala 1:50.000 com base nas imagens de satélite. Assim, as imagens ficaram prontas para o uso em sistemas de informações geográficas (SIGs).

Segundo D'Alge apud LI et al. (1990) a principal fonte de erro das imagens com correção de sistema está nos dados efemérides, enquanto os dados de altitude e do sistema de imageamento são confiáveis. Isto introduz um erro de posicionamento na imagem que corresponde a uma translação que não afeta sua consistência geométrica interna.

Fez-se interpretação visual das imagens (composição 5R 4G 3B) em papel, utilizando o aparelho projetor (PROCOM-2) da Gregory Geoscience Limited (Canadá), constituído de uma mesa com porta-placa, um sistema ótico de projeção e reflexão com objetivas cambiáveis e um sistema elétrico para iluminação e ventilação. Um fator limitante a utilização de imagens de satélite foi o recobrimento de nuvens em cerca de 20% da área. Tal trecho foi recoberto por fotografias aéreas, em escalas 1:25.000 reduzidas para escala 1:50.000 em projetor ótico.

Levantamentos de campo foram realizados para identificação da vegetação e tipo de sedimento, para então reinterpretar-se as cenas, completando e/ou corrigindo as classificações temáticas iniciais.

A reinterpretação integrada da base cartográfica após verificação de campo, permitiu a elaboração da carta temática na escala 1:50.000, onde foi possível descrever e analisar as características dos indicadores ecológicos, de ambientes de sedimentação e geomorfológicos. A etapa seguinte consistiu da informatização dos dados adquiridos, utilizando-se Sistema de Informações Geográficas (SIG 2.0) desenvolvido pelo consórcio INPE-ENGESPAÇO. Este sistema permitiu adquirir, armazenar, combinar e analisar as informações codificadas espacialmente, funcionando de forma integrada com o "software" SITIM utilizado no processamento digital das imagens de satélite TM do LANDSAT-5.

Durante a informatização dos dados foram gerados 6 planos de informações (PI): PI drenagem; PI vegetação, PI geológico, PI morfológico, PI logística, PI legenda. Combinados, possibilitaram a geração de um mapa integrado da Planície Costeira Bragantina, onde foi possível quantificar as áreas ocupadas por cada uma das unidades morfoestratigráficas mapeadas.

3.2. TRABALHOS DE CAMPO

Foram realizadas quatro etapas de campo abrangendo os seguintes tópicos e períodos:

- a) 20 a 24/04/1994: Reconhecimento logístico regional da área e elaboração de perfis esquemáticos para pré-estabelecimento de pontos de testemunhagem;
- b) 06 a 16/10/1994: Amostragem de sedimentos utilizando-se dragas e testemunhadores a vibração;
- c) 24/04 a 03/05/95: Amostragem de sedimentos utilizando-se dragas e testemunhadores a vibração e;

d) 28-30/07/95: Sobrevoos com ultraleve modelo Fox, para uma melhor compartimentação das unidades geomorfológicas e obtenção de diapositivos.

As técnicas de testemunhagens foram as mesmas utilizadas por MENDES (1994) durante a realização de sua tese de mestrado. Utilizou-se o Sistema "Vibracore", que consiste de um motor a gasolina, que transmite vibrações a 7.000 rpm a um cabeçote de aço, firmemente acoplado a um tubo de alumínio, de aproximadamente 6m de comprimento e 7,5 cm de diâmetro (Figura 3.1A), que penetra no sedimento sem deformar as estruturas sedimentares. O testemunho é recuperado com o auxílio de uma torre de ferro galvanizado e uma talha (Figura 3.1B).

3.3. PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO

3.3.1. Processamento de Testemunhos

Após a coleta, os testemunhos foram marcados (Figura 3.2 A) e processados (Figura 3.2 B) segundo técnicas descritas por FIGUEIREDO Jr. (1990). Cortou-se os testemunhos longitudinalmente e as seções foram divididas em A e C (laterais) e B (central), processadas da seguinte forma: a seção A foi destinada para descrição, fotografia e amostragem; a seção B preservada para arquivo e; a seção C para radiografia e amostragem.

3.3.2. Descrição Macroscópica dos Testemunhos

Na descrição dos testemunhos foram identificadas as estruturas e as texturas sedimentares. Para tal fim, utilizou-se uma ficha modelo elaborada por BOYLES et al. (1986) que possibilitou a inserção de diversos tipos de informações, tais como: granulometria, comprimento do testemunho, litologia, estruturas sedimentares físicas e biogênicas, pontos fotografados e amostrados.

A primeira característica observada nos sedimentos foi a cor, pois mudanças de cores mostram relativos graus de oxidação, mudanças granulométricas, bioturbação, composição e

conteúdo de matéria orgânica. Foram tomados os devidos cuidados para descrever os testemunhos sob luz natural, evitando a iluminação artificial, que segundo FIGUEIREDO Jr. (1990) altera a percepção das cores. Posteriormente os testemunhos foram fotografados.

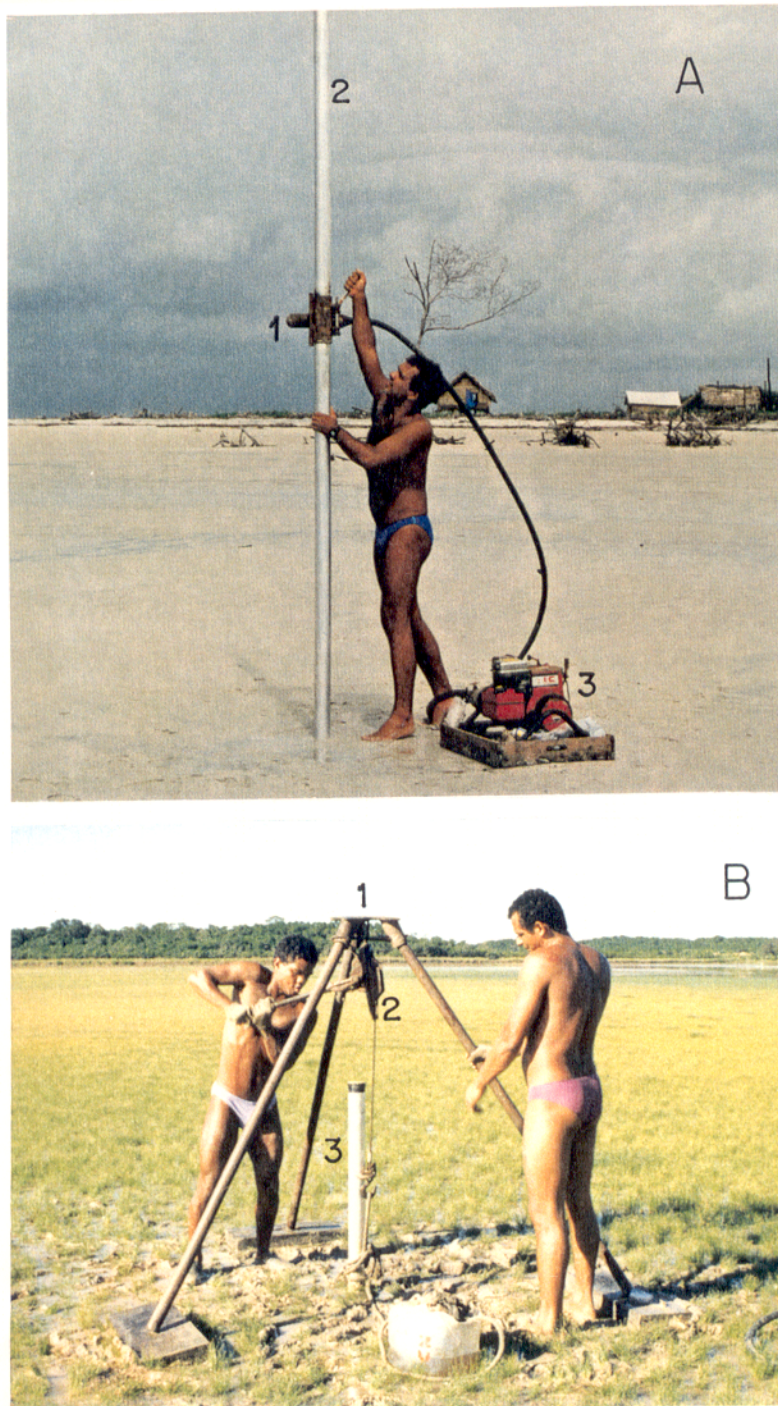


Figura 3.1- (A) Sistema de testemunhagem a vibração (vibracore) utilizado no campo. 1- cabeçote; 2- tubo de alumínio; 3- motor. (B). Sistema de retirada do testemunho. 1- Torre; 2- talha; 3- tubo de alumínio.

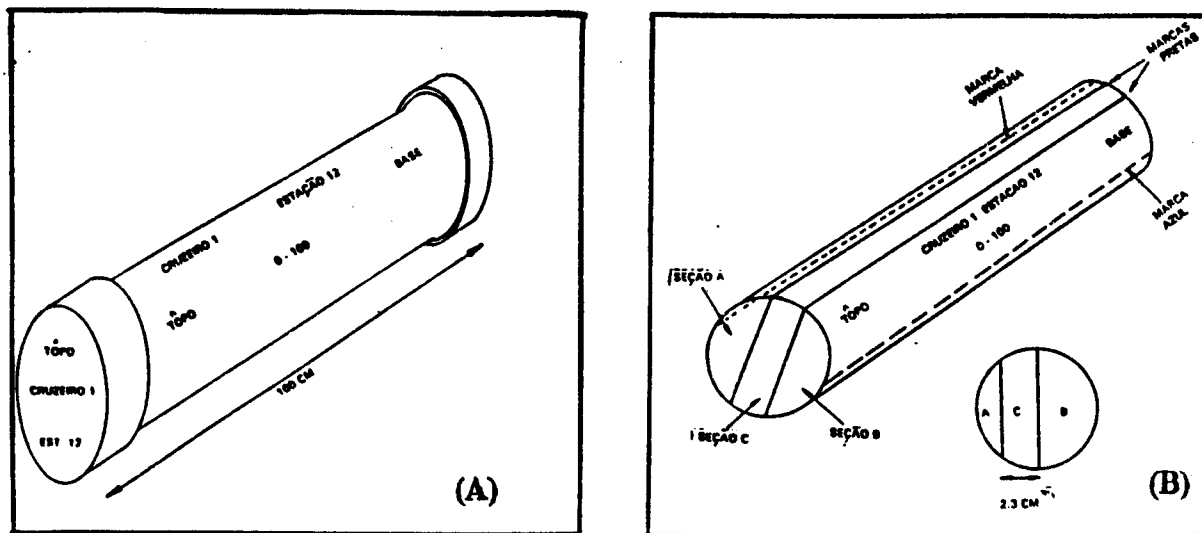


Figura 3.2- Esquemas de marcações para identificação das seções (A) e corte (B) dos testemunhos em seções longitudinais. As seções são simétricas ou deslocadas do centro como indicado no corte transversal (FIGUEIREDO Jr., 1990).

Na descrição preliminar dos testemunhos utilizou-se a carta de cores do THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE (1984) e uma tabela comparativa de grãos. Posteriormente esta descrição foi completada com análises morfológicas e granulométricas das areias.

3.3.3. Análise Granulométrica

O estudo da distribuição granulométrica foi realizado somente em amostras predominantemente arenosas, utilizando-se métodos clássicos descritos por SUGUIO (1973).

O objetivo desta análise foi quantificar as frações arenosas dos intervalos analisados do testemunho, para obtenção dos parâmetros estatísticos para caracterizar texturalmente os sedimentos.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. LOCALIZAÇÃO

Segundo ACKERMANN (1964), a Região Bragantina se refere a toda zona que tem como eixo econômico a Estrada de Ferro de Bragança, cujo ponto inicial está em Belém e o terminal em Bragança. Esta região está compreendida entre o litoral, ao norte; o vale do Rio Guamá, ao sul; o vale do Rio Gurupi, ao leste; e os rios Pará e Tocantins, a oeste (FRANCISCO et al., 1971). Cidades costeiras como Salinópolis, Vigia e outras têm sido, por vezes, incluídas nesta região por estarem economicamente ligadas a estrada de ferro e rodagem, embora outros autores as considerem como Região do Salgado, devido se encontrarem na zona litorânea.

Neste trabalho, o termo Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) abrange a faixa costeira do Município de Bragança, que se estende da Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté, entre as coordenadas 00°43'18" - 00°04'17" S e 46°32'16" - 46°55'11" W, perfazendo cerca de 1.570 Km² (Figura 1.1).

O acesso a partir de Belém é feito pela rodovia federal BR-316, passando pelos municípios de Castanhal e Capanema. A partir de Capanema prossegue-se pela rodovia estadual PA-242 até o Município de Bragança (Figura 1.1), totalizando 208 Km de Belém a Bragança.

4.2. CLIMA

O clima da área é do tipo Am2 (segundo adaptação da classificação de KÖPPEN). É caracterizado por ser quente e úmido, com estação seca prolongando-se de junho a novembro e um período chuvoso bem acentuado, com fortes chuvas nos demais períodos do ano (dezembro a maio), apresentando pluviosidade média anual variando de 2.500 a 3.000 mm (MARTORANO et al., 1993).

A variação média anual de temperatura situa-se entre 21,1^o e 30,9^o C, com média de 25,7^o C e os valores mais elevados são observados nos meses de agosto a outubro, quando atinge 42^oC. O regime pluviométrico é o grande responsável pela variação térmica, com ajuda da umidade relativa do ar, que oscila entre 80 e 91% (MARTORANO et al., 1993).

4.3. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

A posição geográfica do NE do Estado Pará (0^o-1^o S), aliados a seus embaiamentos costeiros e grande extensão da Plataforma Continental do Pará/Maranhão, proporcionam o desenvolvimento de um ambiente de alta energia.

Esta região é dominada por macro-marés semi-diurnas com amplitudes variando de 4 a 6 m (DHN, 1994). As correntes de marés atingem velocidades máximas de 2.1 nós (6 hs antes da preamar nas marés de sizígia) e mínimas de 1.9 nós (4 horas depois da preamar nas marés de quadratura) em Salinópolis, com direções E-NW e NE (D.H.N., 1981) (Figura 4.1).

As correntes induzidas pelos fluxos dos rios são restritas às regiões estuarinas e vários fatores climáticos afetam a quantidade e a sazonalidade da descarga. As correntes induzidas pelos ventos são geradas pelos ventos alísios de NE e E, que transportam grandes quantidades de sedimentos pelíticos e arenosos da plataforma interna em direção a costa (Figura 4.1).

Análises físico-químicas das águas estuarinas na Baía de Marapanim mostram um aumento nas concentração dos elementos condutivos em solução. A condutividade aumenta brutalmente da parte interna do estuário (Marapanim: 7.300 s/cm) para a parte sob influência marinha (Algoal: 20.000 s/cm) (EL-ROBRINI, 1993).

Trabalhos específicos sobre a dinâmica costeira desta planície ainda não foram desenvolvidos, não havendo dados sobre circulação e velocidades de correntes de marés, análises físico-químicas, taxa de sedimentação.

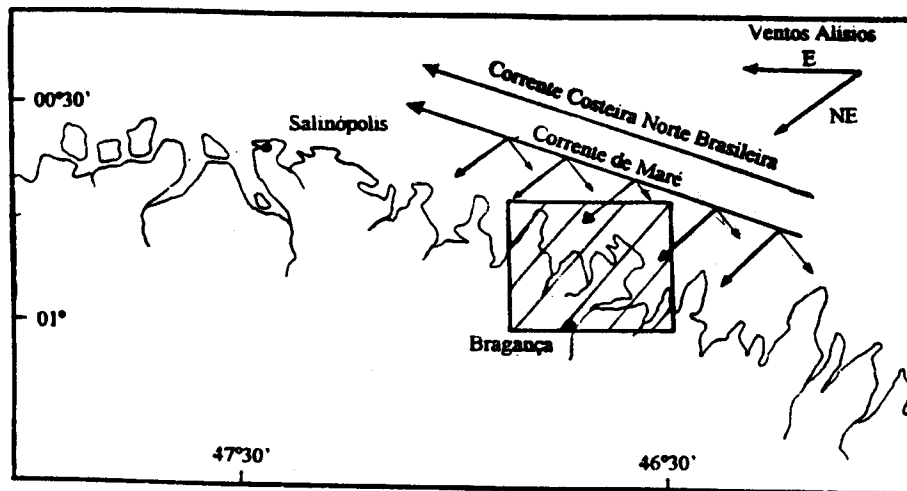


Figura 4.1- Principais direções dos ventos alísios, correntes de marés, deriva litorânea e a Corrente Costeira Norte Brasileira.

4.4. VEGETAÇÃO

A vegetação desta região está enquadrada no contexto das florestas secundárias sobre o planalto costeiro e das formações pioneiras, representadas pela vegetação de mangue, campos herbáceos e campos arbustivos sobre a planície costeira (Figura 4.2).

A vegetação de mangue ocupa toda a Planície Costeira de Bragança, penetrando em direção ao continente ao longo dos canais estuarinos (Figura 4.2). Esta vegetação instala-se nas áreas sob influência de águas salinas e salobras, sendo constituídas somente por comunidades típicas. Os gêneros dominantes são *Rhizophora L.*, *Avicenia L.* e *Lagunculária L.* Associada a esta vegetação, ocorre *Spartina sp.* e *Conocarpus L.*, cujos domínios não foram identificados no campo, sendo referidos na figura 4.2 como manguezal adulto, jovem e degradado.

A *Rhizophora L.* é conhecida popularmente como mangue vermelho ou mangal. É dominante na área de estudo e facilmente reconhecida pela ramificação peculiar das raízes de sustentação, arqueadas e subaéreas, o que permite as árvores se fixarem em ambiente constituído por sedimentos lamosos e encharcados. A *Avicennia L.* conhecida vulgarmente como mangue preto ou siriubal, apresenta dois tipos de raízes: uma raiz horizontal muito ramificada responsável

pela sustentação e outras verticais e subaéreas (pneumatóforos) responsáveis pela filtração dos nutrientes. A *Lagunculária L* é conhecida como mangue branco ou tinteiro. Não possuem raízes aéreas e sim expansões das raízes nutritivas com pneumatóforos (SCHAEFFER-NOVELLI & CINTRON, 1986).

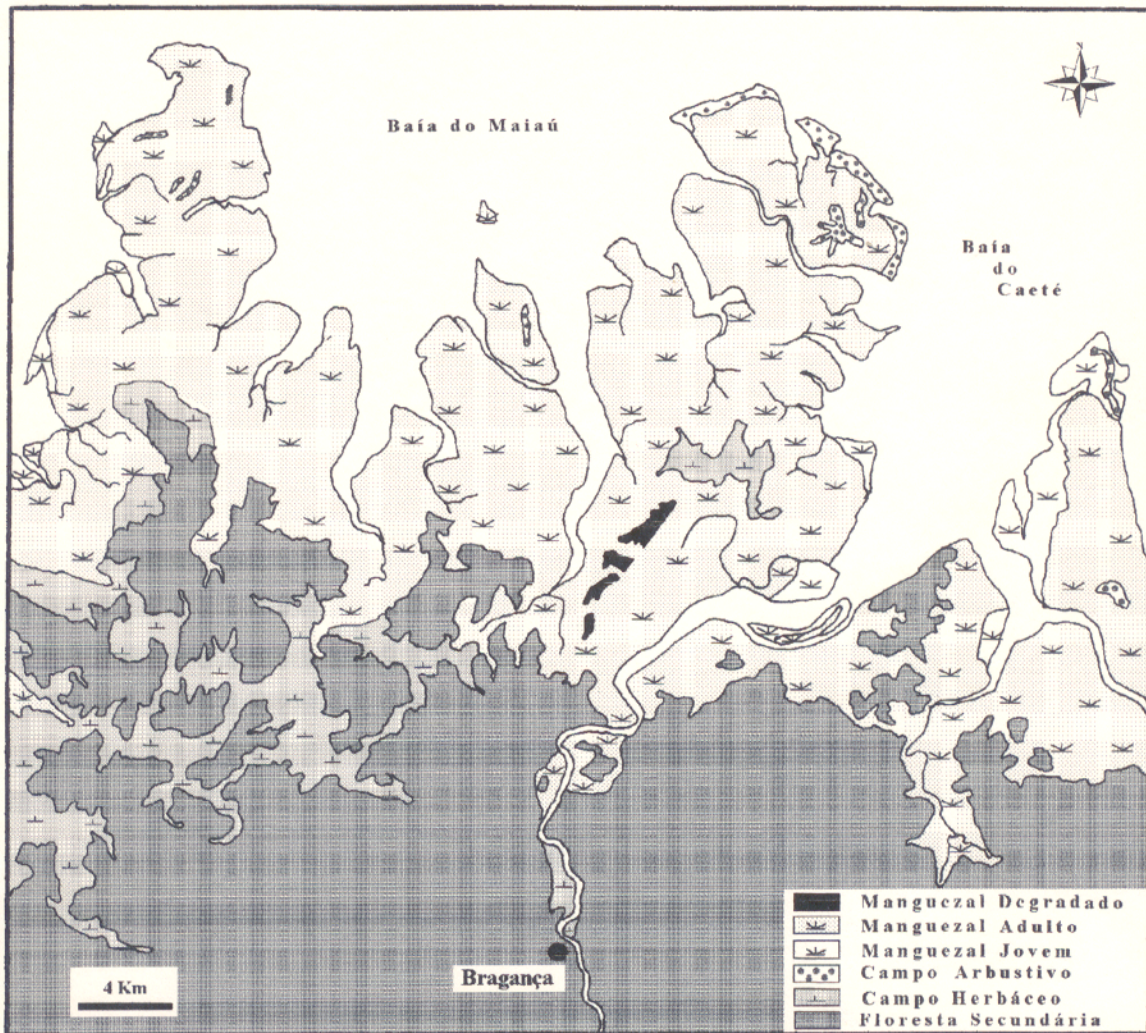


Figura 4.2- Mapa de vegetação da Planície Costeira Bragantina.

A vegetação de campo herbáceo ocorre em áreas alagadas periodicamente, sob influência pluvial e de águas salobras, representadas pelos pântanos salinos vegetados, predominantemente, por *Aleucharias sp.* (juncos) (Figura 4.2).

Os campos arbustivos ocorrem sobre cheniers e dunas representadas por *Chrysobalanus icaco* L. (ajuru); *Anacardium occidentale* L. (caju) e *Byrsonma crassifolia* H.B.K. (muruci), com gramíneas e ciperáceas associada (Figura 4.2).

4.5. CENÁRIO GEOLÓGICO

4.5.1. Geomorfologia

O relevo do NE do Pará é sustentado por três unidades geomorfológicas distintas (COSTA et al., 1977): (1) Maciço Residual: representa as maiores elevações (200 m), caracterizando "inselbergs" desenvolvidos sobre metassedimentos do Grupo Gurupi; (2) Zona dos Platôs: constituem uma série de platôs de bordas escarpadas e ravinadas, esculpidas em sedimentos da Formação Barreiras e/ou Formação Itapecuru e; (3) Peneplano: é correlacionável à unidade morfo-estrutural Planalto Rebaixado da Amazônia (da Zona Bragantina) (BARBOSA & PINTO, 1973) e a Unidade Geomorfológica Baixo Planalto Costeiro (SENNA et al., 1991), que representa um planalto sustentado por conglomerados da Formação Barreiras, caracterizado por um relevo colinoso de baixa amplitude.

Os sedimentos quaternários representam a Unidade Planície Aluvionar (COSTA et al., 1977), correlacionável à Unidade Morfoestrutural Litoral de "Rias" (BARBOSA & PINTO, 1973), à Unidade Geomorfológica Planície Costeira Baixa, caracterizada por manguezais e à Unidade Geomorfológica Planície Arenosa, que constituem as planícies arenosas, as praias, e os cordões dunários (SENNA et al., 1991; SENNA, 1993).

4.5.2. Arcabouço Estrutural

A área em estudo integra a bacia costeira cretácea de Bragança-Viseu, que representa uma fossa tectônica delimitada por falhas normais de direção NW-SE, (ARANHA et al., 1990).

As rochas pré-cambrianas apresentam-se orientadas segundo direções preferenciais WNW-ESE, compondo o cinturão de cisalhamento Gurupi e NW-SE compondo a faixa de cisalhamento de Tentugal (COSTA et al., 1988).

Durante o Paleozóico, a região esteve sujeita a uma tectônica extensional de direção NW-SE, relacionada a abertura do Atlântico I, originando falhas normais nas direções N-S e NE-SW e falhas transferentes de direções NW-SE (Figura 4.3) (COSTA et al., 1991b). A estruturação do Mesozóico é consequência da abertura do Atlântico Equatorial a partir do Jurássico, o que possibilitou a geração de falhas normais NW-SE e falhas transferentes NE-SW, devido a extensão no eixo NE-SW (Figura 4.3) (COSTA et al., 1991c). A tectônica cenozóica é controlada pela movimentação da placa sul-americana para oeste, onde as principais estruturas geradas são falhas transcorrentes E-W de movimentação dextral e falhas normais NW-SE (COSTA et al., 1991a).

O mapa tectônico proposto por URDININEA (1977) mostra que desde o Cretáceo, a fossa de Bragança-Viseu comporta-se como um baixo tectônico, diferenciando-se da região situada a oeste da Baía de Pirabas, onde ocorre uma plataforma estável, controlada pelo embasamento Pré-Cambriano, que permaneceu emerso até o Terciário Inferior (Figura 4.4).

4.5.3. Estratigrafia

A bacia de Bragança-Viseu é assoalhada por rochas do embasamento Pré-Cambriano, composto por um mosaico de blocos cratônicos (Craton de São Luis), interligado por faixas móveis do embasamento Brasileiro-Panafricano (ABREU & LESQUER, 1985); sedimentos Cambro-Ordoviciano (Formação Bequião) e unidades Eo-Paleozóicas (Seqüência Piriá-Camiranga) (IGREJA, 1991) (Figura 4.5).

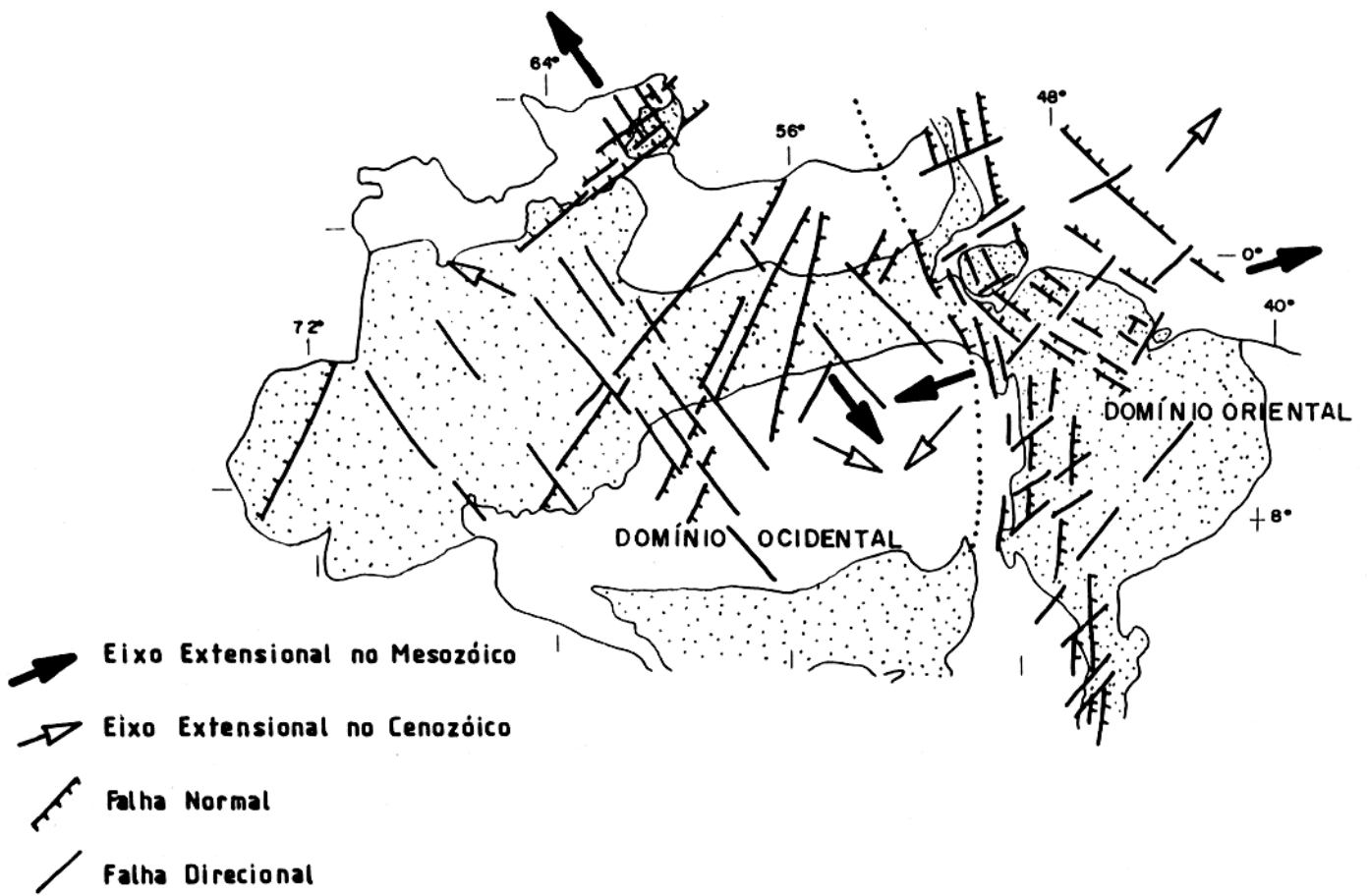


Figura 4.3- Estruturação do Norte do Brasil (modificado de COSTA et al., 1991b).

ARAI et al. (1988; 1994) dataram o Grupo Barreiras do Mioceno Inferior não descartando a idade Eoceno. Segundo ROSSETTI et al. (1989) este grupo é constituído por conglomerados polimíticos com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos, sendo possível identificar 13 fácies sedimentares, admitindo-se o modelo deposicional do tipo leque aluvial - planície de areia - planície de lama, com influência marinha na porção mais distal do sistema.

Na Planície Costeira Bragantina, o Grupo Barreiras constitui a única unidade aflorante, que sustenta o Planalto Costeiro que margeia a planície costeira.

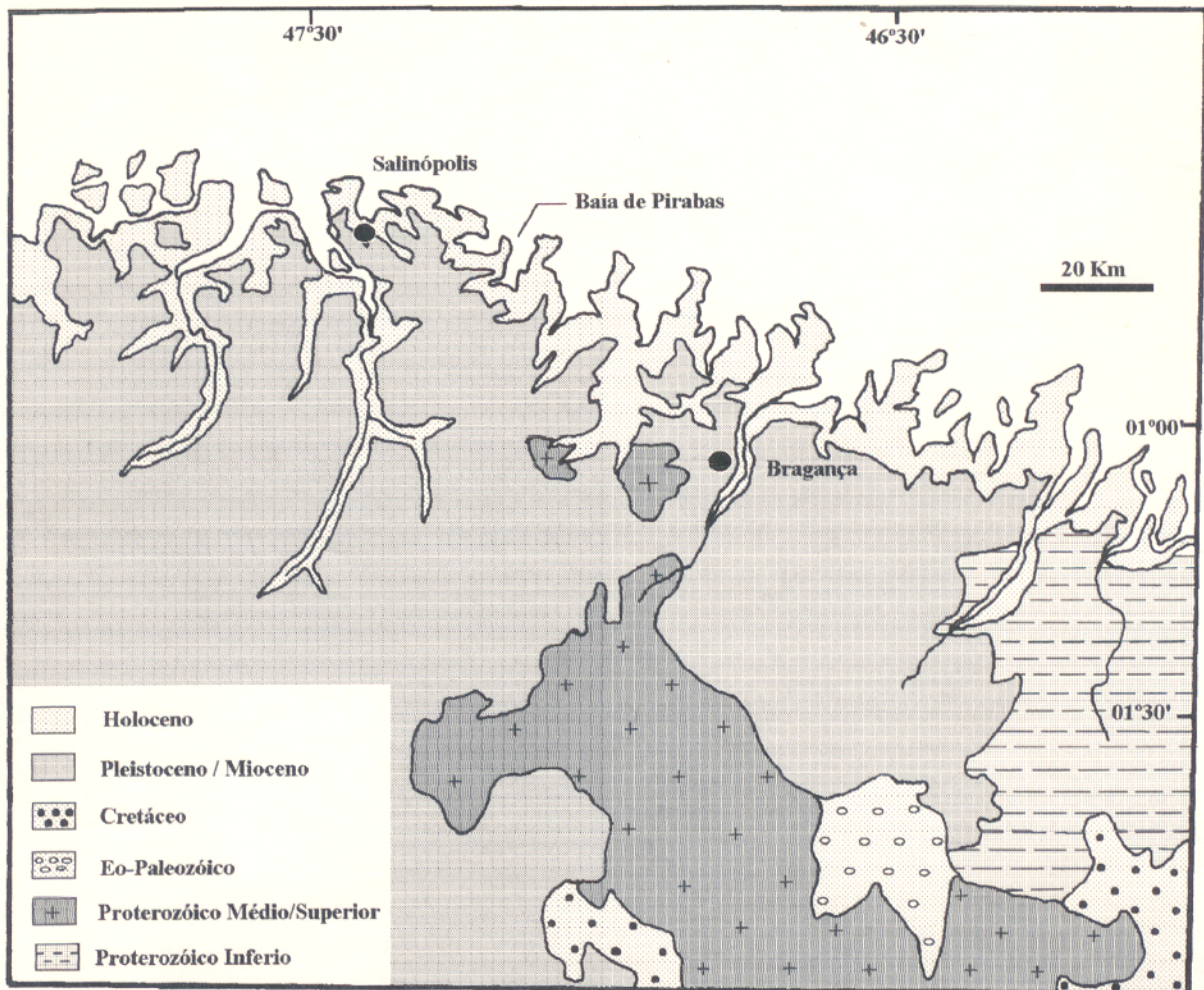


Figura 4.5- Mapa geológico do NE do Pará (Modificado de COSTA et al. 1977).

O Quaternário é representado por sedimentos areno-argilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras (SÁ, 1969) e por depósitos da planície aluvionar, estuarina e costeira da cobertura sedimentar recente (Figura 4.5).

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. INTRODUÇÃO

As planícies costeiras dominadas por marés têm sido objeto de estudos multidisciplinares em todos os litorais do mundo (WOODROFFE et al., 1986; FARIA Jr. et al., 1987; DALRYMPLE et al., 1990; EL-ROBRINI, 1992; DALRYMPLE et al., 1992; DOMINGUES et al., 1992; FRANZINELLI, 1992; MARTIN et al., 1993; WOODROFFE & MULRENNAN, 1993; MENDES, 1994).

O litoral NE do Pará perfaz 600 Km de extensão, indo desde a foz do Rio Amazonas até a foz do Rio Gurupi. FRANZINELLI (1982, 1992) caracterizou dois tipos de costa nesta região: (1) costa de emersão, situada a oeste da Baía de Marajó, que apresenta-se reta e contornada por baixos cordões arenosos, com planície de maré muito bem desenvolvida e; (2) costa de submersão, a leste da Baía de Marajó.

A costa de submersão é referida neste trabalho como uma costa embaiada transgressiva dominada por maré. FRANZINELLI (1982; 1992) compartimentou esta costa em dois setores: (1) um a oeste da Baía de Pirabas, onde as baías costeiras recortam as falésias ativas do Planalto Costeiro e; (2) outro a leste, onde o Planalto Costeiro recua em direção ao sul, constituindo falésias mortas e as baías recortam a planície costeira (Figura 4. 5).

A mesma autora reconheceu quatro feições geomorfológicas regionais, representadas por falésias ativas e inativas, depósitos de manguezais, planície de marés e cristas de praias ("beach-ridges"). SENNA (no prelo) caracterizou neste trecho, sete unidades geo-botânicas: barras pré-litorâneas, praias arenosas, campo arbustivo sobre dunas, campo arbustivo sobre formações não quaternárias, mangue adulto, espaço hidromórfico periodicamente inundado, floresta degradada sobre baixos planaltos.

O objetivo deste capítulo é mapear e descrever a geomorfologia da área de estudo, com base em dados morfológicos, sedimentológicos, estratigráficos, oceanográficos e botânicos, a fim de contribuir para o melhor entendimento dos processos evolutivos desta planície costeira. A Tabela 5.1 sintetiza as principais unidades morfológicas da área em estudo.

Tabela 5.1- Principais unidades morfológicas da área em estudo e suas sub-unidades e área de abrangência.

Unidades Morfológicas	Sub-unidades Morfológicas	Área (Km²)
Planalto Costeiro	-----	493
	Canal Meandrante	
Planície Aluvial	Planície de Inundação	3
	Levee	
	Canal Estuarino (funil estuarino, segmento retilíneo, segmento meandrante, canal de curso superior)	462
Planície Estuarina	Córregos de maré	
	Planície de inundação	
	Pântano Salino (Interno e externo)	83
	Manguezal (Supramaré e Intermaré)	471
Planície Costeira	Chenier	5,5
	Planície Arenosa	49
	Dunas Costeiras	6,5
	Praia	-----

5.2. PADRÕES MORFOLÓGICOS

A Planície Costeira Bragantina foi compartimentada em três unidades morfológicas distintas, com base na forma, natureza do sedimento, vegetação e processos atuantes. Estas unidades são mapeadas na Figura 5.1 e são referidas como: (1) Planície Aluvial; (2) Planície Estuarina e; (3) Planície Costeira.

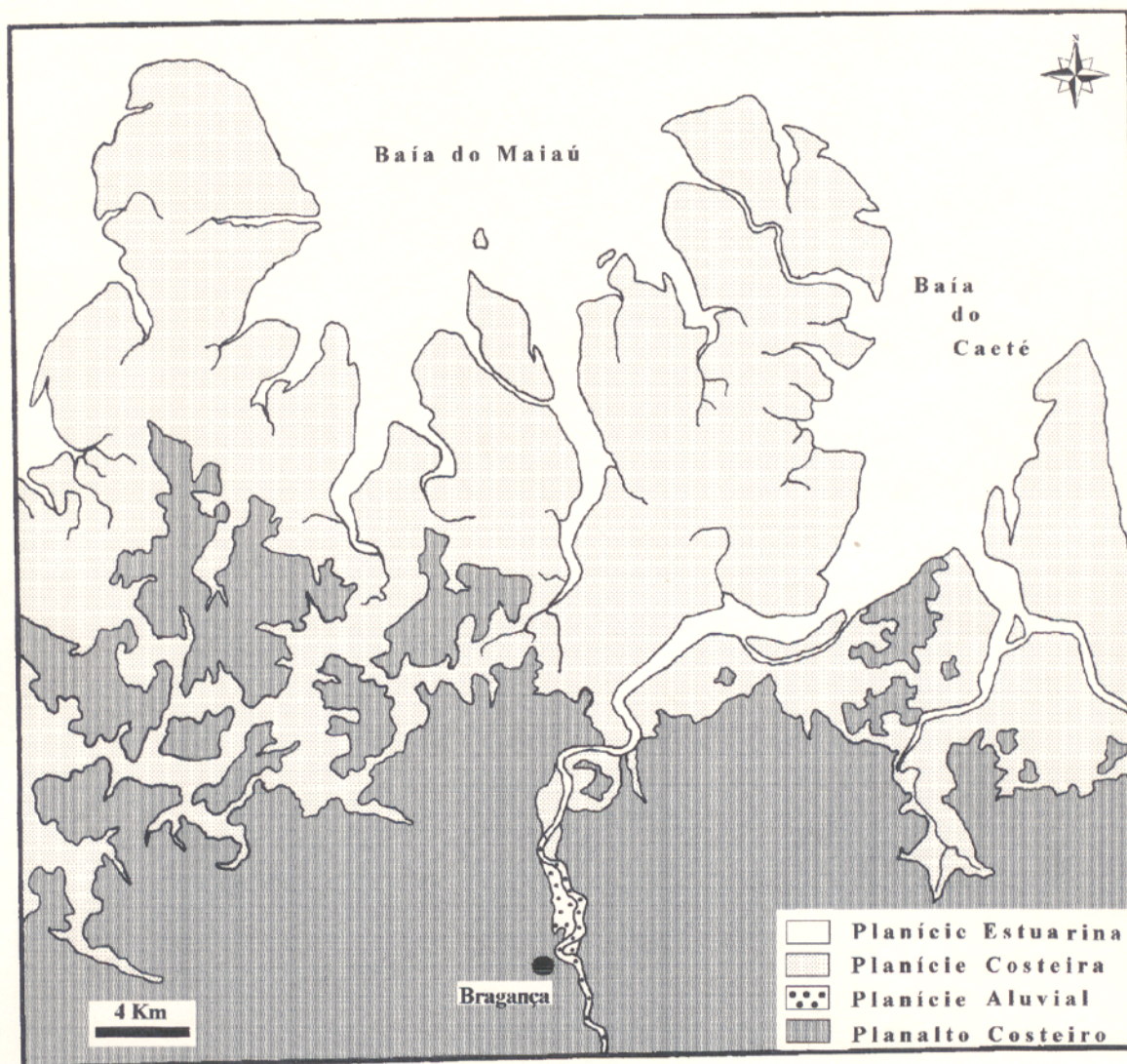


Figura 5.1- Unidades morfológicas da Planície Costeira Bragantina

Várias subunidades morfológicas foram reconhecidas dentro das três unidades. Estas serão descritas abaixo e estão mapeadas na escala 1:100.000 no mapa de Unidades geomorfológicas (ANEXO B).

WOODROFFE et al. (1986; 1989)) utilizaram classificações morfológicas semelhantes em planícies estuarino-deltaicas no Território Norte (Austrália).

5.2.1. Planalto Costeiro

Corresponde ao embasamento da Planície Costeira Bragantina e é constituído por sedimentos do Grupo Barreiras. Representa uma superfície plana arrasada, suavemente ondulada e fortemente dissecada, com cotas entre 50 e 60m, que diminuem progressivamente em direção à planície costeira a norte (COSTA et al. 1977). Este contato é marcado por uma mudança litológica (sedimentos areno-argilosos avermelhados do Grupo Barreiras e lamosos da planície costeira) e vegetacional (floresta secundária e mangue) brusca (Figura 5.2) e morfológica brusca (falésias mortas de até 1m de altura).



Figura 5.2- Contato entre o Planalto e a Planície Costeira. Notar o contato brusco entre a vegetação de floresta secundária sobre o Planalto Costeiro e a vegetação de manguezal sobre a Planície Costeira.

5.2.2. Planície Aluvial

Estende-se a sul do limite da maré na planície estuarina à altura de Bragança, abrangendo uma área de 3 Km² (Figura 5.1). Esta unidade morfológica é subdividida em três subunidades abaixo descrita:

5.2.2.1. Canal Fluvial

É representado pelo Rio Caeté, que apresenta um canal meandrante, com anomalias em caixa e cotovelo, encravados no Planalto Costeiro. Depósitos de barra em pontal e longitudinal ocorrem no meio do canal (Figura 5.3 A).

5.2.2.2. Planície de Inundação

Formam áreas planas, limitadas pelos depósitos de leves e pelo Planalto Costeiro. São colonizadas por campos herbáceos, principalmente por *Eleucharias sp.* (Figura 5.3 A e B). São inundados somente durante os períodos de grandes cheias, quando ocorre o transbordamento dos canais e os sedimentos mais finos são acumulados sobre esta área.

5.2.2.3. Levee

São diques marginais construídos 50 cm acima da planície de inundação, adjacente ao canal fluvial, vegetados por mangues e *Eleucharia sp* (Figura 5.3 A e B). São rompidos durante os períodos de grandes cheias, quando ocorre o transbordamento deste.

5.2.3. Planície Estuarina

É limitada a sul pela planície aluvial no limite superior da influência das marés e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos, ocupando uma área de 462 Km². É margeada pela planície costeira em sua porção distal e pelo Planalto Costeiro na proximal (Figura 5.1). A planície estuarina é formada por três subunidades morfológicas abaixo descritas:

5.2.3.1. Canal Estuarino

A geomorfologia dessa subunidade varia da porção distal para a proximal, refletindo progressivamente a influência das marés ao longo do canal estuarino. Este é representado,

principalmente, pelo estuário do Rio Caeté que é compartimentado em quatro padrões morfológicos distintos, semelhante a compartimentação proposta por WOODROFFE et al (1986; 1989) para o Rio Aligator na Austrália (Figura 5.4).

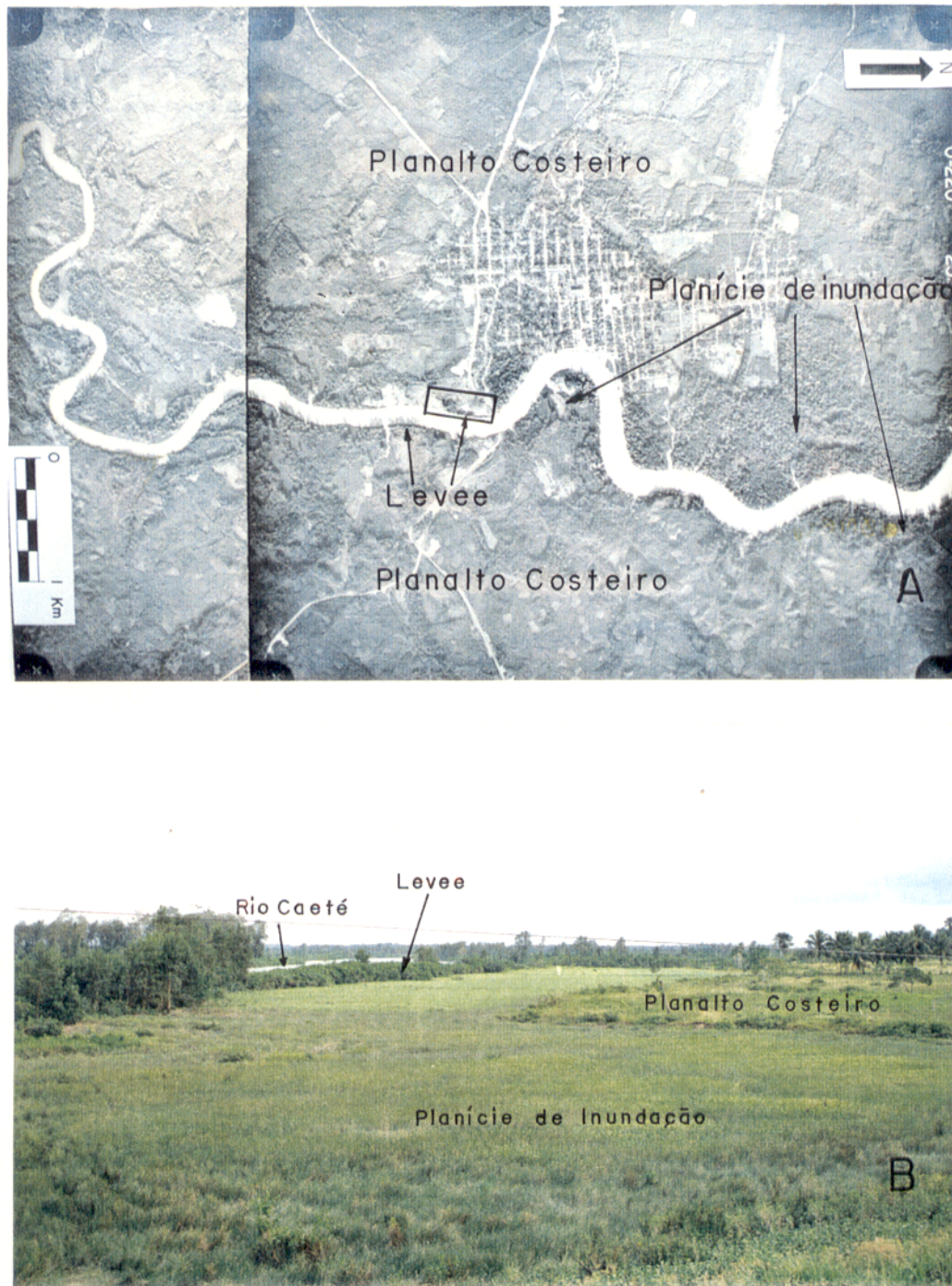


Figura 5.3- Planície aluvial do Rio Caeté, mostrando o canal meandrante do Rio Caeté, planície de inundação (PI), levees e o Planalto Costeiro. B. Detalhe da fotografia aérea, mostrando as unidades acima citadas.

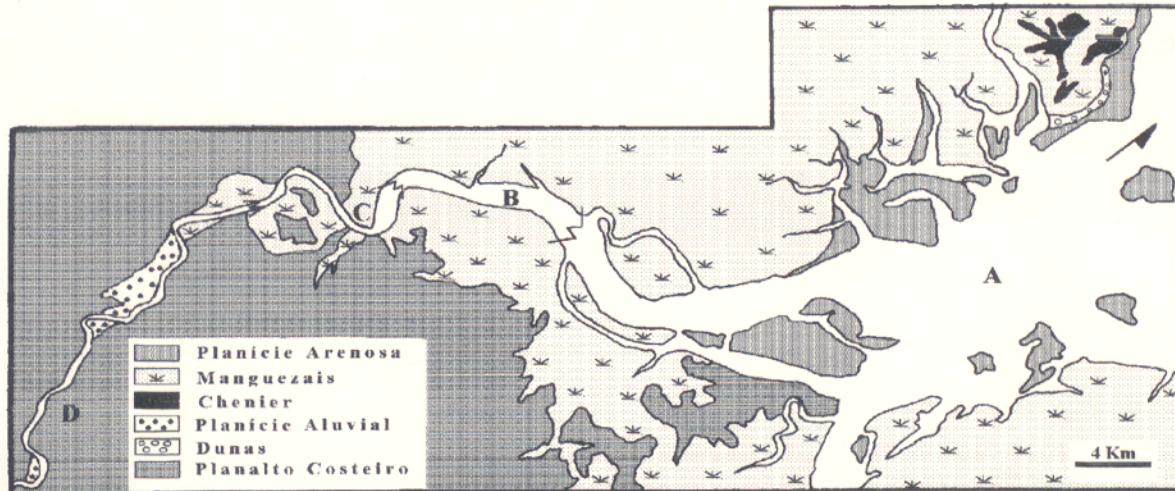


Figura 5.4- Planície estuarina do Rio Caeté e os diferentes padrões morfológicos do canal estuarino e subunidades limítrofes. A- funil estuarino; B- segmento retilíneo; C- segmento meandrante; D- canal de curso superior.

5.2.3.1.1. Funil Estuarino

Corresponde a ampla foz do estuário (7.5 Km de largura) que apresenta um alargamento brusco em direção ao mar. É margeado por depósitos de manguezais com cheniers e pela planície arenosa que constituem sua planície de inundação e localmente pelo Planalto Costeiro. Barras arenosas de marés e ilhas de manguezais são frequentes e estão amplamente distribuídas neste trecho do estuário.

5.2.3.1.2. Segmento Retilíneo

Neste setor o estuário é dominado por fortes correntes de marés e os sedimentos são transportados em direção a montante. É margeado por falésias esculpidas nos depósitos de manguezais, submersos durante as marés altas. Barras arenosas de maré também ocorrem ao longo deste trecho.

5.2.3.1.3. Segmento Meandrante

É margeado por falésias do Planalto Costeiro, sobre o qual desenvolve-se a planície de inundação colonizada por mangue e gramíneas. Na parte côncava dos meandros, as margens são erosivas e na parte convexa ocorrem os depósitos de barra em pontal (Figura 5.5). Barras longitudinais também ocorrem no meio do canal.



Figura 5.5. Barra em pontal de canal de maré meandrante (Furo Grande).

5.2.3.1.4. Canal de Curso Superior

Está encaixado no Planalto Costeiro e apresenta alternância de segmentos retos e sinuosos espaçados irregularmente. Franjas de manguezal margeiam o canal e barras em pontal e longitudinal são freqüentes.

A relação morfodinâmica entre estes tipos de canal serão discutidas no Capítulo 5.3.

5.2.3.2. Córregos de Marés

São canais distributários que recortam a planície costeira. Apresentam forma meandrante a retilínea, com largura máxima de 100m. Em direção ao continente são bifurcados, rasos e estreitos com substrato lamoso; em direção ao mar, os mesmos são singulares e largos, com fundo arenoso. Barras em pontal são frequentes.

5.2.3.3. Planície de Inundação

Ao longo do funil estuarino, do segmento retilíneo e meandrante ocorrem os depósitos lamosos da planície costeira. No canal de curso superior, as planícies de inundação são constituídas por sedimentos pelíticos fitoturbados, ricos em matéria orgânica. Às margens deste trecho ocorrem finas franjas de mangue seguidos por gramíneas e palmeiras que colonizam a planície de inundação e desaparecem quando entram em contato com o Planalto Costeiro.

5.2.4. Planície Costeira

É a mais extensa das unidades morfológicas, abrangendo uma área de 615,7 Km². É limitada a sul por falésias mortas de 1 a 2 m de altura esculpidas no Planalto Costeiro, e a norte dessa zona dominam os processos marinhos, sendo recortada pela planície estuarina (Figura 5.1). Seis subunidades foram identificadas (Ver ANEXO B).

5.2.4.1. Pântanos Salinos

São representados pelos “Campos de Bragança”, que ocupam uma área de 82,7 Km² estando sob influência do domínio da supramaré. São subdivididos em:

5.2.4.1.1. Pântanos Salinos Internos

Estão encaixados em uma rede de drenagem colmatada (ANEXO B), alimentada principalmente pela pluviosidade. Permanece alagada durante o período chuvoso e seca durante o período de estiagem. Estes pântanos são colonizados por *eleucharias sp.*(juncus) e limitados pela floresta degradada sobre o Planalto Costeiro (Figura 5.6 A);

5.2.4.1.2. Pântanos Salinos Externos

Ocorrem mais a norte e são limitados internamente pelo Planalto Costeiro com floresta secundária e externamente pela planície costeira lamosa com vegetação de mangue (ANEXO B). Apresenta a mesma morfologia do pântano salino interno, diferindo deste por ser mais baixo relativamente e por ser influenciado diariamente pelas marés (Figura 5.6 B).

5.2.4.2. Manguezais

São constituídos por sedimentos lamosos colonizados, principalmente, por *Ryzophora* e *Avicenia*, submetidos a influência das marés (ANEXO B), ocupando uma área de 466,8 Km². Os manguezais são caracterizados em termos de tipo de sedimento e vegetação. A razão da utilização deste critério é que estes depósitos são representados estratigraficamente por um espesso pacote de lama (>6 m) rico em matéria orgânica, sem estruturação aparente, apresentando por vezes lentes milimétricas de areia intercalda e forte bioturbação e fitoturbação. Diferenciando-se da unidade de pântano salino, pelas características morfológicas e tipo de vegetação.

Baseado na ação das marés, na altimetria relativa e no porte da vegetação de mangue, subdividiu-se estes depósitos em: (1) manguezal de supramaré, topograficamente mais elevado, menor porte arbóreo e influenciado pelas marés somente durante os períodos de sizígia e; (2)

manguezal de intermaré, topograficamente mais baixo, maior porte arbóreo, com frentes de progradação colonizada por mangues jovens que margeam a planície costeira (Figura 5.7).

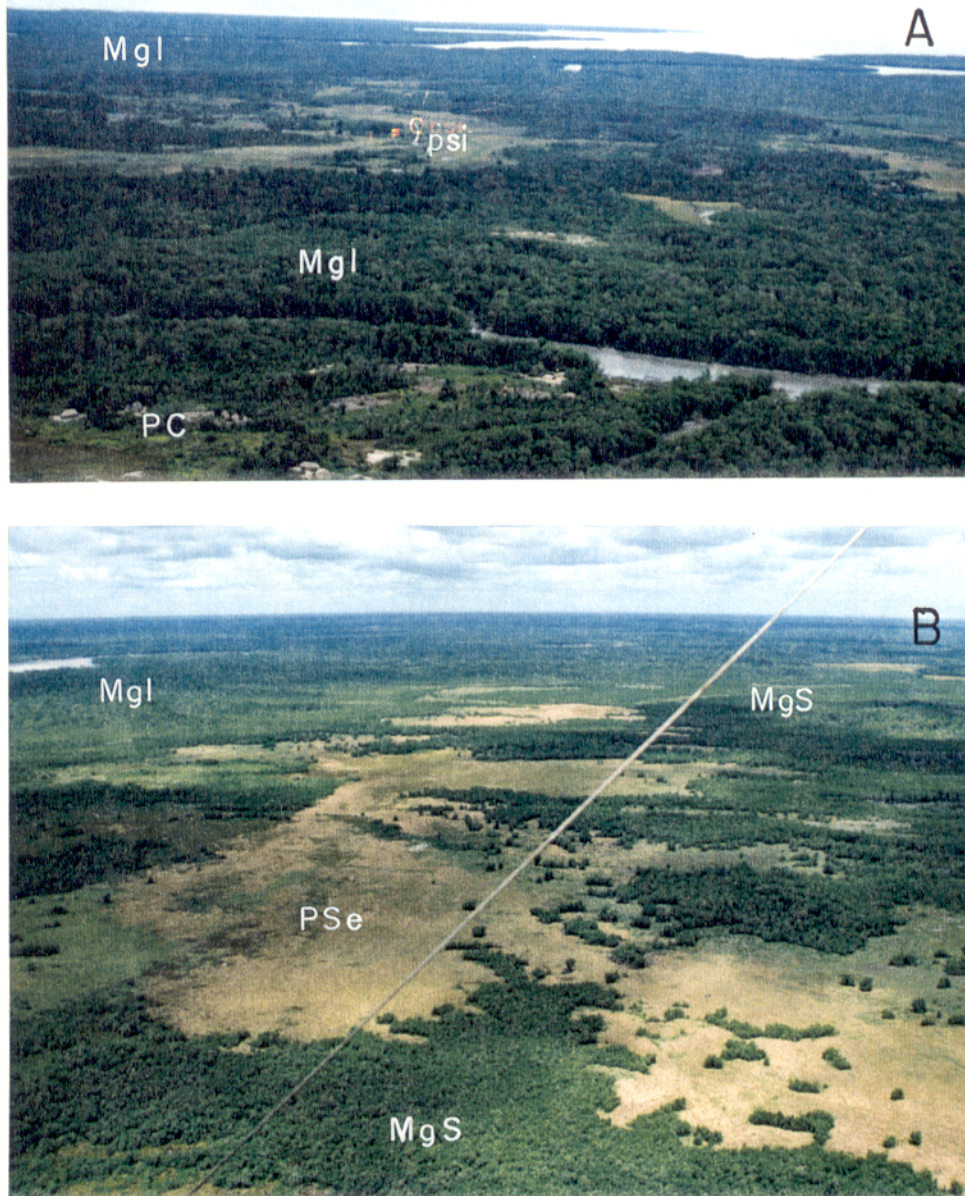


Figura 5.6- A- Pântano salino interno (psi) vegetado por *Eleucharias sp.*, limitado por floresta secundária sobre o Planalto Costeiro (PC) e por manguezais de intermaré (MgI) ao fundo. Notar a geometria de paleocanal de uma paleorede de drenagem. B- Pântano salino externo (PSe) vegetado por *Eleucharias sp.*, limitado internamente por floresta secundária sobre o Planalto Costeiro (PC) e externamente por manguezal de supramaré (MgS), seguido de manguezal de intermaré (MgI).

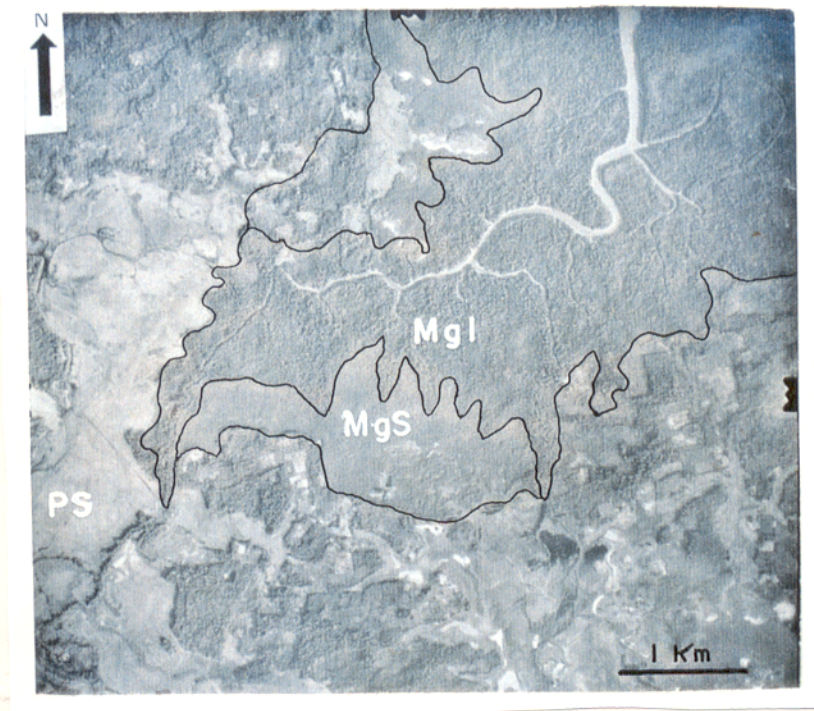


Figura 5.7- Transição do pântano salino (PS), para manguezais de supramaré (MgS) e para manguezais de intermaré (Mgl), a partir da zonação da vegetação.

Os manguezais de intermaré ao longo da linha de costa, dão a esta características morfológicas distintas, constituindo costas erosivas, progradacionais e retrogradacionais (Figura 5.8 A, B e 5.12 respectivamente). As costas erosivas ocorrem ao longo das baías estuarinas, onde predominam os processos erosivos provocados pela ação das correntes de marés, que erodem os depósitos de manguezal e provocam o recuo da linha de costa e uma redistribuição dos sedimentos. As areias da planície arenosa, comumente, são transportadas sobre os terraços lamosos erosivos, provocando a asfixia do manguezal (Figura 5.8 A). A costa de progradação ocorre em áreas estuarinas mais protegidas, onde predomina a sedimentação. Inicialmente o substrato é colonizado por *Spartina sp.*, que fixa o sedimento lamoso, propiciando

posteriormente a colonização deste bancos por mangues, formando-se uma franja de progradação na frente dos mangues adultos do ambiente de intermaré (Figura 5.8 B). A costa retrogradacional ocorre ao longo da linha de costa, aproximadamente E-W. Esta costa é marcada pela migração do cordão de duna-praia (“dune-beach ridge”) sobre os manguezais de intermaré (Figura 5.12).

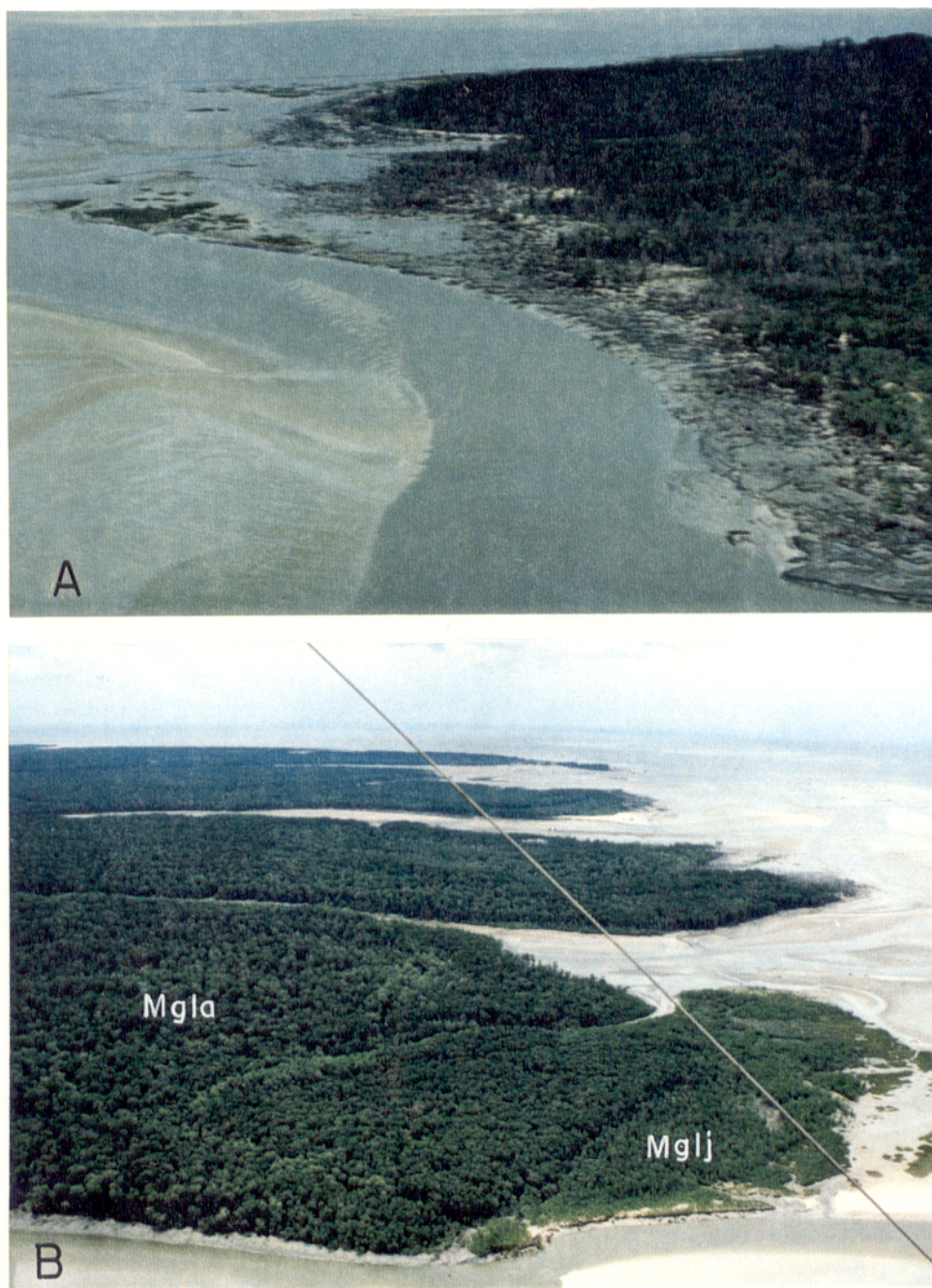


Figura 5.8- A. Linha de costa erosiva. Observar terraço de manguezal erosivo. B. Linha de costa progradacional. Notar a franja de manguezais de intermaré jovens (MgIj) progradando a frente de manguezais de intermaré adultos (MgIa).

5.2.4.3. Cheniers

São corpos arenosos que repousam sobre os depósitos lamosos do manguezal de intermaré, isolados da planície arenosa pela progradação lamosa subsequente. Estes corpos ocupam uma área de 5.5 km^2 e marcam um período de interrupção da progradação da planície costeira (ANEXO B). Os cheniers desta planície ocorrem como cristas simples, constituídos morfologicamente por cordões de duna-praia (“dune-beach ridge”) de até 3 m de altura e leques de lavagem que dão forma irregular aos corpos (Figura 5.9A). Comumente apresentam forma alongada de cordões de praia (“beach ridge”), com ou sem leques de lavagem, com não mais de 1 m de altura, 200 m de largura e 2 km de comprimento (Figura 5.9 B e C).

5.2.4.4. Planície Arenosa (“Sand tidal shoal”)

Ocorre na porção distal da planície costeira, margeando os depósitos de manguezal e dunas costeiras (Figura 5.10). Ocupando uma área de 49 km^2 (ANEXO B) e integra a zona de intermaré, onde observa-se barras arenosas de marés, “sand waves”, (mega) ondulações, cristas e calhas (“ridges e runnels”) expostos durante a maré baixa.

5.2.4.5. Dunas Costeiras

São limitadas a sul por manguezais e a norte pela planície arenosa, perfazendo uma área de 6.4 km^2 . Os campos de dunas mais frequentes são formados por dunas fixadas por campos arbustivos, que constituem cristas paralelas à linha de costa, produzidas pela estabilização de dunas longitudinais (Figura 5.11 A) e piramidais (Figura 5.11 B) de aproximadamente 7m e 5m respectivamente. Estas dunas formam cristas que refletem a história acrescional da linha de costa. Estas encontravam-se acima do nível de maré alta média, mas atualmente vêm sendo erodidas por ondas e correntes de marés, constituindo falésias, ao longo da linha de costa (Figura 5.11 C).

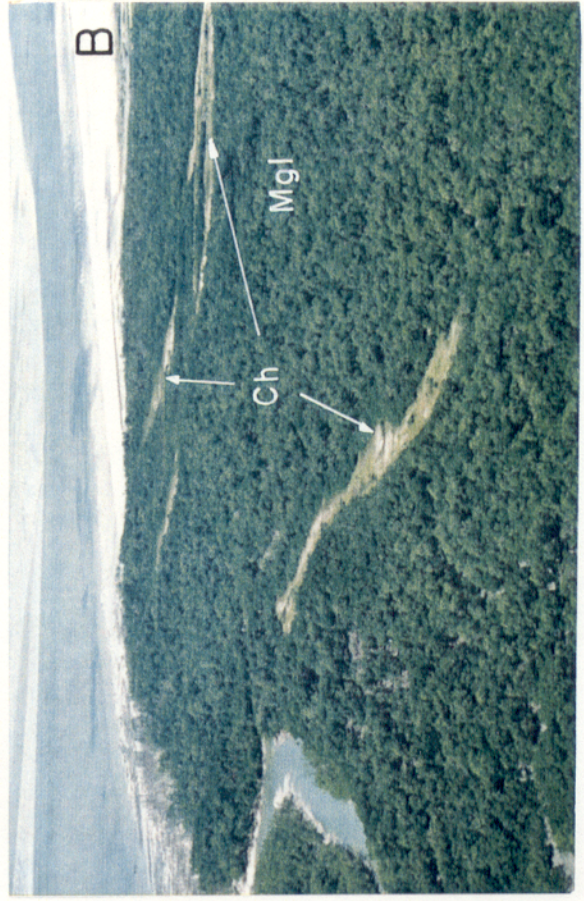
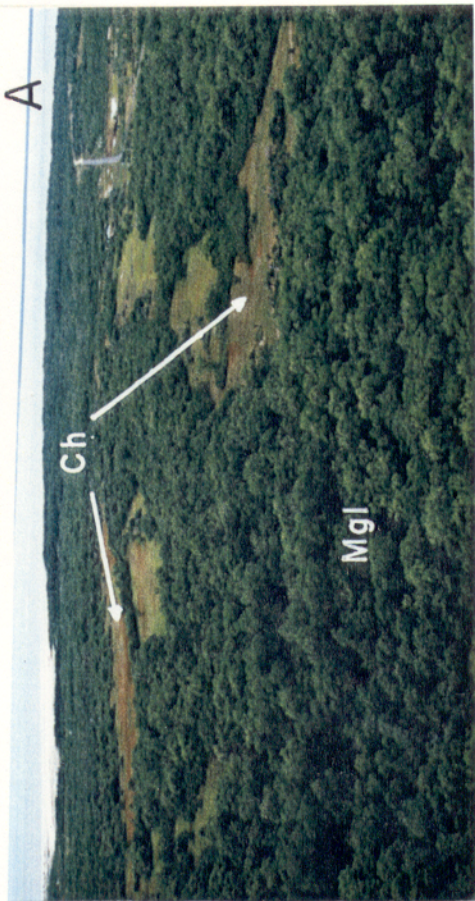


Figura 5.9- A. Chenier (Ch) irregulares, formados por cordões de duna-praia, com leques de lavagem (LL) associados. B. Chenier linear de cordão de praia. C. Cheniers (CH) lineares de cordões de praia com leques de lavagem associados. Mgl- Manguezais de intermaré

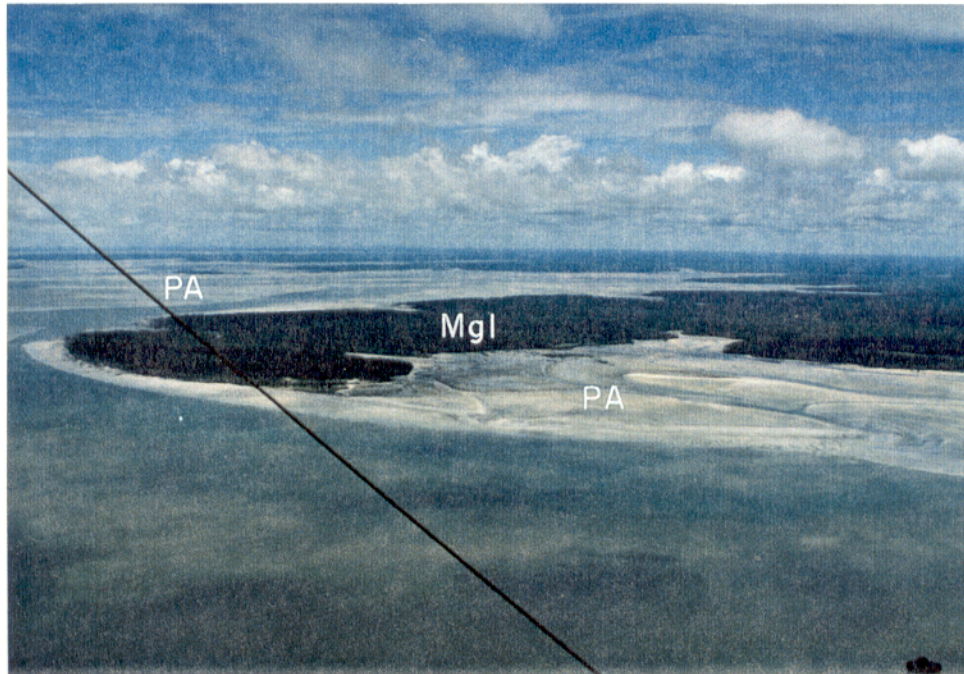


Figura 5.10- Planície arenosa (“tide shoal”) exposta durante a maré baixa, circundando os manguezais de intermaré.

5.2.4.6. Praia

Esta unidade encontra-se margeando a planície de maré lamosa (manguezal de intermaré), sendo seccionada pelos canais de marés. As praias constituem cordões arenosos (“beach ridge”) lineares, que migram em direção ao continente sobre os depósitos de manguezais constituindo uma costa retrogradacional (Figura 5.12). A praia é subdividida em pós-prais, estirâncio e face praial. No entanto não se fez nenhuma coleta de dados na face praial:

5.2.4.6.1. Pós-Praia

Está limitado em direção ao mar pelo nível de maré alta, onde observa-se uma escarpa de praia e em direção ao continente por dunas costeiras. Apresenta cerca de 200 m de extensão, e é representada por uma superfície aproximadamente horizontal, sobre a qual desenvolve-se pequenas dunas piramidais fixadas dissipadas (Figura 5.12).

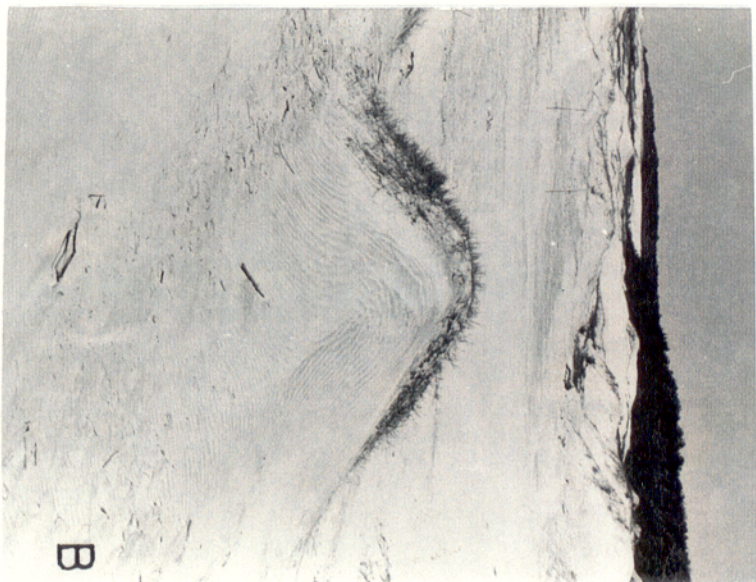


Figura 5.11- A- Dunas longitudinais fixadas em Ajuruteua.. B- Dunas piramidais na Ponta do Pilão. C- Falesias esculpidas em dunas longitudinais erodidas por ondas e correntes de marés.

5.2.4.6.2. Estirâncio

É a face de praia propriamente dita e está limitada pelo nível de maré alta e baixa, correspondendo a zona de intermaré. Constitui uma zona levemente inclinada em direção ao mar (2-3°), muito extensa (~700m), onde observa-se um sistema de cristas e calhas (“ridges e runnels”), dispostos paralelamente a linha de costa, interligados por “gaps” (Figura 5.12).



Figura 5.12- Praia de Ajuruteua. Ao fundo notar depósitos de manguezais de intermaré (MgI), separados do pós-praia (PP), por um cordão de dunas (CD) linear. O pós-praia por sua vez é separado do estirâncio (Et) por uma escarpa de praia (EP). No estirâncio ocorre cristas (Cr) e calhas (Ca), interligadas por “gaps” (Gp).

5.3. CONCLUSÕES

O sistema costeiro em estudo, desde a planície aluvial até a planície costeira, representa uma área dinâmica onde os processos sedimentares têm estado ativos durante o Holoceno.

O limite do Planalto Costeiro com a Planície Costeira é marcado por uma linha de falésias mortas, esculpidas durante o máximo da última transgressão holocênica (± 6.000 anos A.P). Em contato direto com as falésias mortas, ocorrem os manguezais de intermaré, responsáveis pela progradação da linha de costa, que por vezes é separado do Planalto Costeiro por manguezais de supramaré. A distinção morfológica destes ambientes é baseada, principalmente, na altimetria relativa, que induz tempos de inundação diferentes, fazendo com que os manguezais de supramaré possuam uma estrutura arbórea de menor porte, produto, provavelmente, das condições físico-químicas dos sedimentos (alta salinidade, maior adensamento, menor quantidade de nutrientes e menor aeração).

Os pântanos salinos internos preenchem antigos embaiamentos costeiros, desenhando uma paleorede de drenagem; enquanto os pântanos salinos externos preenchem depressões, provavelmente, associadas a lagoas (“ponds”) ou pequenas lagunas.

Os cheniers são feições azonais que marcam períodos erosionais que interrompem a progradação lamosa da linha de costa (HOYT, 1969; AUGUSTINUS, 1989).

Os cheniers observados na área de estudo, apresentam dois processos evolutivos distintos: (1) os cheniers formados por cordões de praia linear, têm seus desenvolvimentos associados a formação de flexas (“spits”), a partir do transporte de areias por deriva litorânea (Figura 5.10 B e C) e; (2) os cheniers que apresentam formas irregulares, com cordões de duna-praia (“dune-beach ridge”), são relacionados ao retrabalhamento por ondas de sedimentos areno-lamosos mal selecionados, transportados em direção à costa como barras “longshore” (Figura 5.10 A). Ambos os cheniers migram em direção ao continente durante as marés de sizígia, em decorrência dos processos de leques de sobrelavagem (“washover”), que produzem mudanças morfológicas significativas.

Os cordões de duna-praia são formados a partir do retrabalhamento das areias finas da planície arenosa, que migram sobre os depósitos de manguezais de intermaré

A planície arenosa margeia toda a planície lamosa (manguezais), constituindo o fundo das baías costeiras, representando os baixios (shoal) arenosos, cujos sedimentos segundo FARIA Jr. et al. (1987) e EL-ROBRINI et al. (1992) são oriundos de antigos estoques de areias costeiras reliquias, submersas na plataforma interna adjacente.

Na planície estuarina a morfologia do canal estuarino apresenta características peculiares em cada segmento. DALRYMPLE et al, (1992) apresentam um modelo de facies estuarinas, onde a geometria na forma de funil é típica de estuários dominados por macromarés, apresentando barras arenosas de marés e planícies arenosas e no segmento reto-meandrante-reto ocorrem barras de meio de canal e em pontal, o que é observado no estuário do rio Caeté. No segmento reto, as correntes de marés redistribuem rapidamente os sedimentos, o que resulta no preenchimento do estuário, propiciando o desenvolvimento da forma clássica de funil. Estes mesmos autores afirmam que a presença do segmento reto-meandrante-reto indica que o transporte de carga de fundo é em direção ao continente, caracterizando um ambiente estuarino e portanto uma costa transgressiva.

6. ESTRATIGRAFIA

6.1. INTRODUÇÃO

O conceito Unidades Morfoestratigráficas foi introduzido por FREY & WILLIMAN (1960) no mapeamento de depósitos glaciais pleistocênicos do Lago Michigan (Estados Unidos). Estas unidades são definidas como depósitos que podem ser caracterizados tanto em termo da morfologia de superfície, como da estratigrafia e sedimentologia de subsuperfície. Este princípio morfoestratigráfico tem sido amplamente utilizado na geomorfologia costeira por RHODES (1982); WOODROFFE et al. (1986); WOODROFFE & MULRENNAN (1993) e outros autores na planície costeira da Austrália.

O conceito estratigráfico é referido aos depósitos subsuperficiais que não podem ser interpretados em termos dos ambientes atuais. Sua história deposicional e mudanças ambientais associadas são reveladas a partir da análise faciológica dos depósitos. Estes fácies estratigráficos são definidas em termos sedimentológicos e texturais.

As unidades morfoestratigráficas têm algumas vantagens sobre os fácies estratigráficos, uma vez que separam as unidades ou episódios deposicionais que podem ser distinguidos em termos de morfologia superficial e estratigrafia de subsuperfície (WOODROFFE et al. 1986).

Onze unidades morfoestratigráficas (estratigrafia informal) e quatro fácies estratigráficos (estratigrafia formal) foram definidas na Planície Costeira Bragantina a partir da interpretação de 35 testemunhos a vibração (Figura 6.1). As unidades morfoestratigráficas foram definidas em relação às características morfológicas superficiais, a estratigrafia de subsuperfície e aos processos sedimentares atuantes e portanto tem uma conotação genética, sendo descritas a partir da planície aluvial em direção a planície costeira. Assim como os fácies estratigráficos foram descritos da base para o topo (ver legenda dos testemunhos no ANEXO A).

As Tabelas 6.1 e 6.2 sintetizam as principais características das unidades morfoestratigráficas e dos fácies estratigráficos respectivamente.

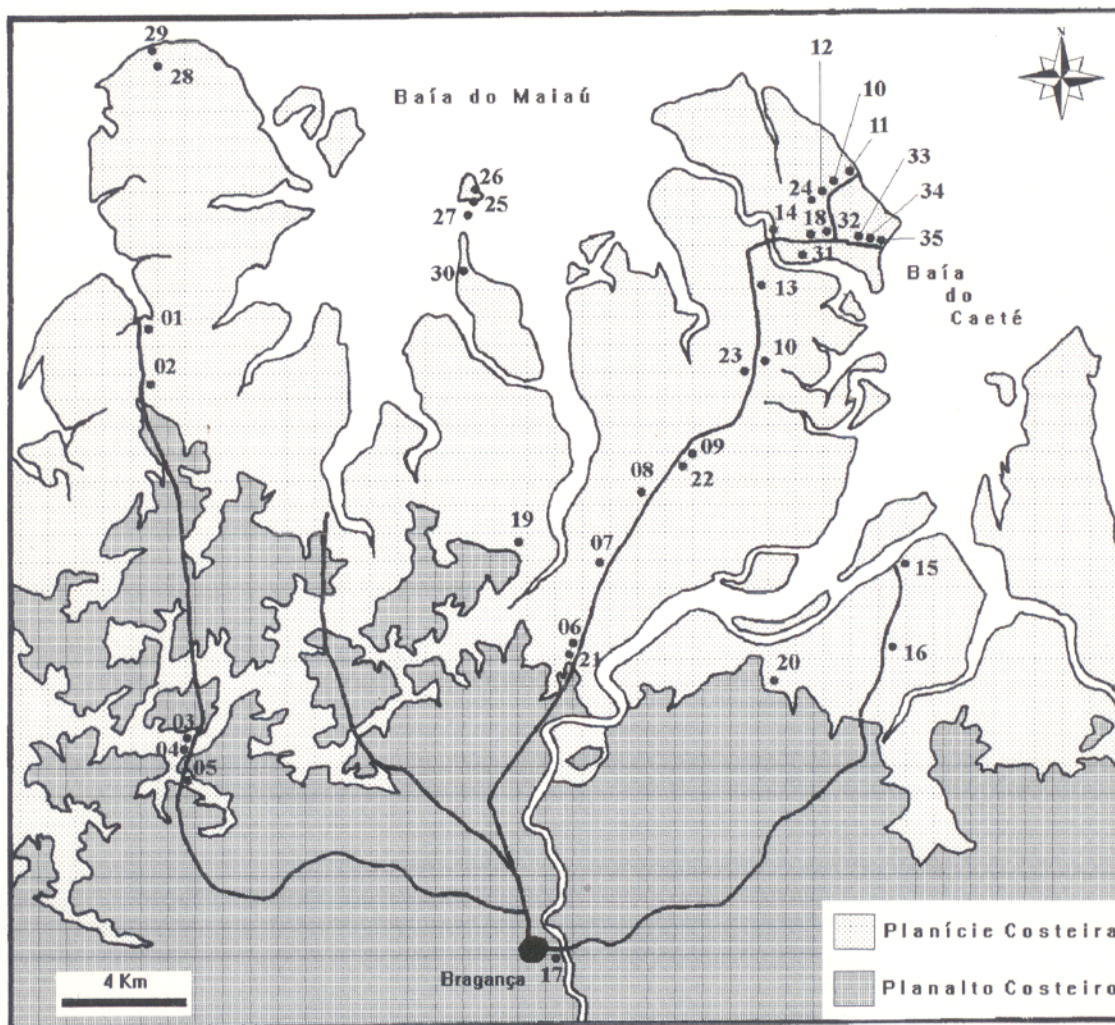


Figura 6.1- Mapa de localização dos testemunhos a vibração (vibracore)

Tabela 6.1.- Principais Características das Unidades Morfoestratigráficas

Unidades Morfoestratigráficas	Características dos Sedimentos	Morfologia	Tempo de Inundação	Vegetação
Planície de Inundação	Lama cinza oliva claro rica em fragmentos orgânicos e fitoturbações	Áreas planas limitadas por levees e pelo planalto costeiro	Somente durante os períodos de grandes cheias	Herbácea (Eleucharias sp.)
Levee	Areia lamosa cinza oliva claro, fitoturbada e rica em fragmentos orgânicos	Diques vegetados ao longo do canal fluvial	Somente durante os períodos de grandes cheias	Mangue sp. Eleucharias sp.
Barra de Canal	Areias fina a média de cor amarelo pálido, com marcas onduladas	Barras arenosas longitudinais de meio de canal e barras arenosas em pontal	Constantemente inundados	_____
Manguezal de Supramaré	Lama superficial (40cm) oxidada, cinza amarronzada, fitoturbada com fragmentos orgânicos. Seguida de lama cinza médio, intercalada com "coffee ground" de matéria orgânica	Planície de supramaré, colonizada por mangue de pequeno porte	Inundação irregular durante as marés de sizígia mais altas (5-6m)	Mangue sp.
Pântano Salino	Camada superficial rica em fragmentos orgânicos. Pretos amarronzados escuros, seguida de lama oxidada de cor marrom amarelada e por lama cinza médio, maciça, com areias formando lenticular	Planície de supramaré encaixada em rede de drenagem colmatada, limitada pelo costeiro e recortada por "tidal creeks"	Inundação irregular durante as marés de sizígia mais altas (5-6m) e durante todo o período chuvoso	Herbácea (Aleucharias sp.)
Manguezal de Intermaré	Lama superficial (35cm) oxidada, cinza amarronzada, seguida de lama cinza médio, sem estruturação aparente, fitoturbada com fragmentos orgânicos	Planície de intermaré colonizada por mangue de grande porte	Inundado regularmente pela maré semidiurna	Mangue sp.
Planície Arenosa	Areias quartzosas, finas, cinza muito claro, com estruturação maciça, estratificação cruzada tangencial de pequeno porte, fíaser e clastos de argila re trabalhados	Extensas áreas planas, recortadas por canais de marés, com (nega) ondulações e barras expostas durante a maré baixa	Inundado regularmente pela maré semidiurna	_____
Barra em Pontal	Areias quartzosas, finas, cinza muito claro, intercaladas com lama, formando estrutura heterolítica inclinada	Forma lunada	Constantemente inundados	_____
Dunas Costeiras	Areias quartzosas, muito finas amarelo pálido, com estratificação cruzada tabular de grande porte e estratificação oblíqua	Dunas longitudinais e piramidais	_____	Arbustiva
Chenier	Areias quartzosas cinza amarelado a cinza muito claro, finas a muito finas, com estrutura mosqueada no topo e cruzada de médio porte na base	Cordões com cristas irregulares e cordões com cristas alongadas, limitados por manguezais	Inundado somente no período chuvoso	Arbustiva
Praia	Areias quartzosas finas, com conchas, cinza muito claro, plano paralelo	Extensas áreas planas, inclinadas 2° de direção ao mar, recortadas por de calha e crista ("ridge e runnel")	Inundado regularmente pela maré semidiurna	_____

Tabela 6.2- Principais características dos fácies estratigráficas

Fácies Estratigráficas	Característica dos Sedimentos	Paleoambiente	Profundidade (m)
Areia Fluvial	Areias quartzosas, angulosas, média a grossa, muito mal selecionadas	Fundo de canal fluvial	5
Areia e lama estuarina/marinha	Areias quartzosas angulosas, com fragmentos de conchas, bem selecionadas, com estratificação plano paralela, marcas onduladas e estratificação cruzada de baixo ângulo e pequeno porte, intercalada com lammas cinza médio, que constituem acamamentos de maré e flaser	Sedimentos do face praial ("shoreface") e de barras arenosas de foz estuarina	2.5 - 4
Areia e lama com estratificação heterolítica	Areias quartzosas finas, cinza claro, intercalado com lama e/ou fragmentos orgânicos, formando estrutura heterolítica inclinada	Canal estuarino e/ou de maré	2-4
Areia lamosa mosqueada	Lama arenosa azulada, com manchas marrom claro e vermelho moderado, com grânulos e seixos ferruginosos	Leques aluviais do Grupo Barreiras	Constituem o embasamento da planície costeira

6.2.UNIDADE MORFOESTRATIGRÁFICA

6.2.1. Unidade Planície de Inundação

Esta unidade faz parte da unidade morfológica Planície Aluvial e apresenta espessura em torno de 1m sobre o Planalto Costeiro. É constituída por lama oxidada sem estrutura aparente, de coloração cinza oliva claro (5 Y 5/6), fitoturbada, com marcas e fragmentos de raízes. Lentas milimétricas de areia fina ocorrem intercaladas a este pacote de lama, sedimentado durante os períodos de grandes inundações, quando os sedimentos do canal fluvial são depositados por suspensão na planície de inundação (Figura 6.2).

6.2.2. Unidade Levee

Os levees de margem de canal fazem parte da unidade morfológica Planície Aluvial. São constituídos por areias finas a muito finas, com intercalações milimétricas de lama. Os sedimentos estão oxidados, apresentando uma coloração marrom oliva claro (5 Y 5/6), fitoturbados com

marcas e fragmentos de raízes. Devido a intensa fitoturbação as laminações estão completamente obliteradas, dando ao pacote um aspecto mosqueado.

6.2.3. Unidade Barras de Canal

Barras longitudinais e em pontal são as mais comuns no canal fluvial do Rio Caeté. As barras longitudinais constituem corpos arenosos de meio de canal, constituídas por areias fina-médias de coloração cinza muito claro (N8). As barras em pontal ocorrem na porção convexa do meandro, produto da migração lateral deste. São constituídas por estratos centimétricos (2 cm) de areias fina-médias de coloração cinza muito claro (N8) recobertas por “mud drapes” milimétricos de coloração cinza médio (N5).

6.2.4. Unidade Manguezal de Supramaré

Esta unidade integra a Planície Costeira e a espessura do depósito é maior que 5m. É constituída inicialmente (25 cm superficiais) por lama orgânica oxidada, de coloração cinza amarelada (5 Y 7/2) com manchas marrom oliva claro (5 Y 5/6), é fitoturbada com marcas e fragmentos de raízes. Em profundidade (25-65 cm) ocorre um pacote de lama orgânica de coloração cinza médio (N5), sem estruturação aparente, representativa da planície de supramaré lamosa. O intervalo de 65-145 cm é marcado pela intercalação de estratos de lama e “coffee ground” (pó de matéria orgânica) de 2 a 10 mm de espessura, inclinados 20°, caracterizando uma pseudo estratificação heterolítica inclinada (THOMAS et al. 1987), onde a areia é substituída pelo “coffee ground”. Tal estrutura é resultado da migração lateral de barras em pontal lamosas dentro de córregos de marés. De 145 a 430 cm ocorre um aumento no teor de areia, o que possibilita a formação de estruturas tipo acamamento lenticular simples com finas lentes de areia e acamamento “wavy” (REINECK & WUNDERLICH, 1968), além de estratificação heterolítica inclinada na

base do testemunho, que constitui a unidade estratigráfica areia e lama de barra em pontal. (Figura 6.3).

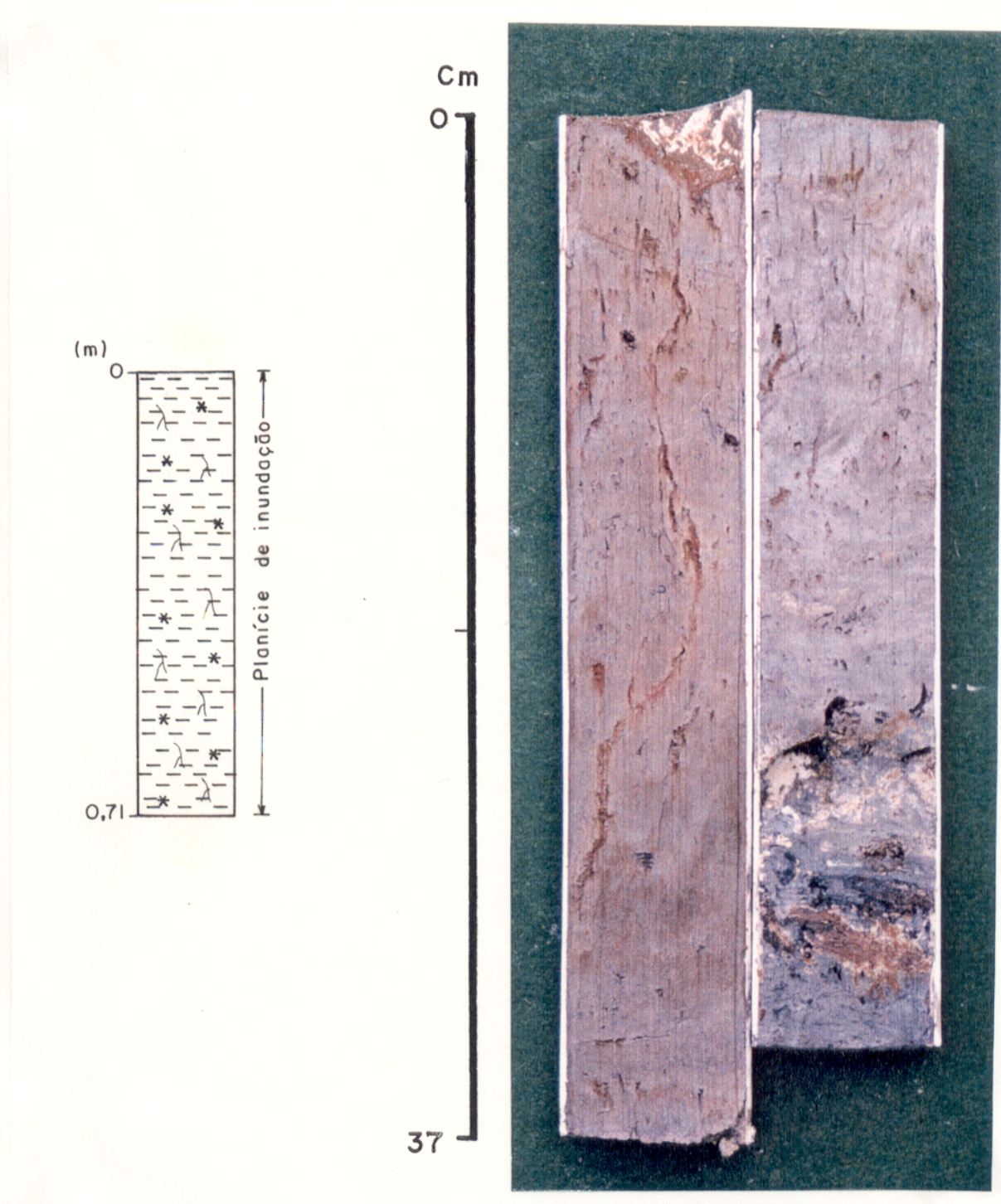


Figura 6.2- Vibracore BVC-17 mostrando lama rica em fragmentos orgânicos e fitofurbação na planície de inundação (Ver localização na Figura 6.1).

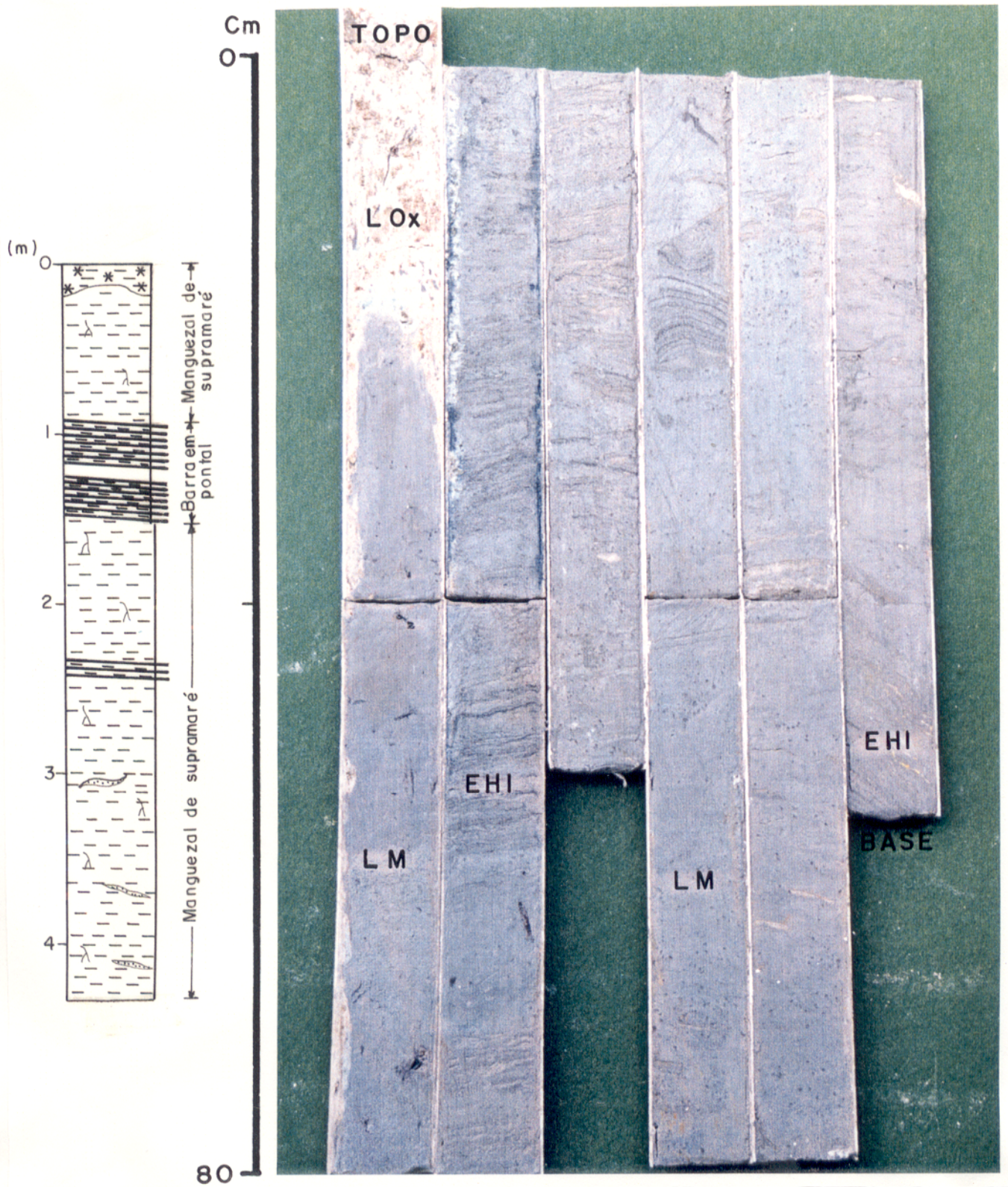


Figura 6.3- Vibracore BVC-01, mostrando lama orgânica oxidada (LOx) no topo seguida de lama sem estrutura aparente (LM), sobreposta a estratificação heterolítica inclinada (EHI) de barras em pontal da unidade manguezal de supramaré (Ver localização na Figura 6.1).

6.2.5. Unidade Pântano Salino

Integra a planície costeira e apresenta espessura máxima de 5m. É constituída inicialmente (10 cm superficiais) por lama rica em matéria orgânica fragmentada, apresentando uma coloração preto amarronzado (5 YR 5/6). O sedimentos subsequentes (10 a 30 cm) são constituídos por lama oxidada de coloração cinza oliva claro (5 Y 6/1) com manchas marrom amarelo pálido (10 YR 6/2) e marrom claro (5 YR 5/6). Os 480 cm subsequentes são lama de coloração cinza médio (N5), sem estruturação aparente, o que segundo Bouma apud FREY & BASAN (1978) é função da deposição de argilas na forma de flocos ou grânulos de granulometria maior. Observa-se lentes de areia fina intercalada a lama, caracterizando acamamento lenticular simples. Feições de bioturbação também ocorrem ao longo do pacote lamoso (Figura 6.3). A salinidade das águas intersticiais a 150 cm de profundidade é de 19 % .

Esta unidade de pântano salino repousa em discordância erosiva sobre a unidade estratigráfica areia fluvial, descrita a seguir (Figura 6.4).

6.2.6. Unidade Manguezal de Intermaré

Esta unidade integra a Planície Costeira e sua espessura varia de 3 a 6m. Os 40 cm superficiais são constituídos por lama orgânica oxidada, de coloração amarelo escuro (5 Y 6/4), com manchas marrom claro (5 YR 5/6), bastante fitoturbada, com marcas e fragmentos de raízes. De 40 a 430 cm ocorre um pacote de lama orgânica de coloração cinza médio (N5), sem estrutura aparente, fitoturbado com marcas e fragmentos de raízes, representativo da planície de intermaré lamosa. De 430 a 540 cm ocorre um intervalo marcado pela intercalação de estratos lamosos e arenosos com “coffee ground”, inclinados cerca de 35°, caracterizando a estratificação heterolítica inclinada, da unidade estratigráfica areia e lama de barra em pontal (Figura 6.5).

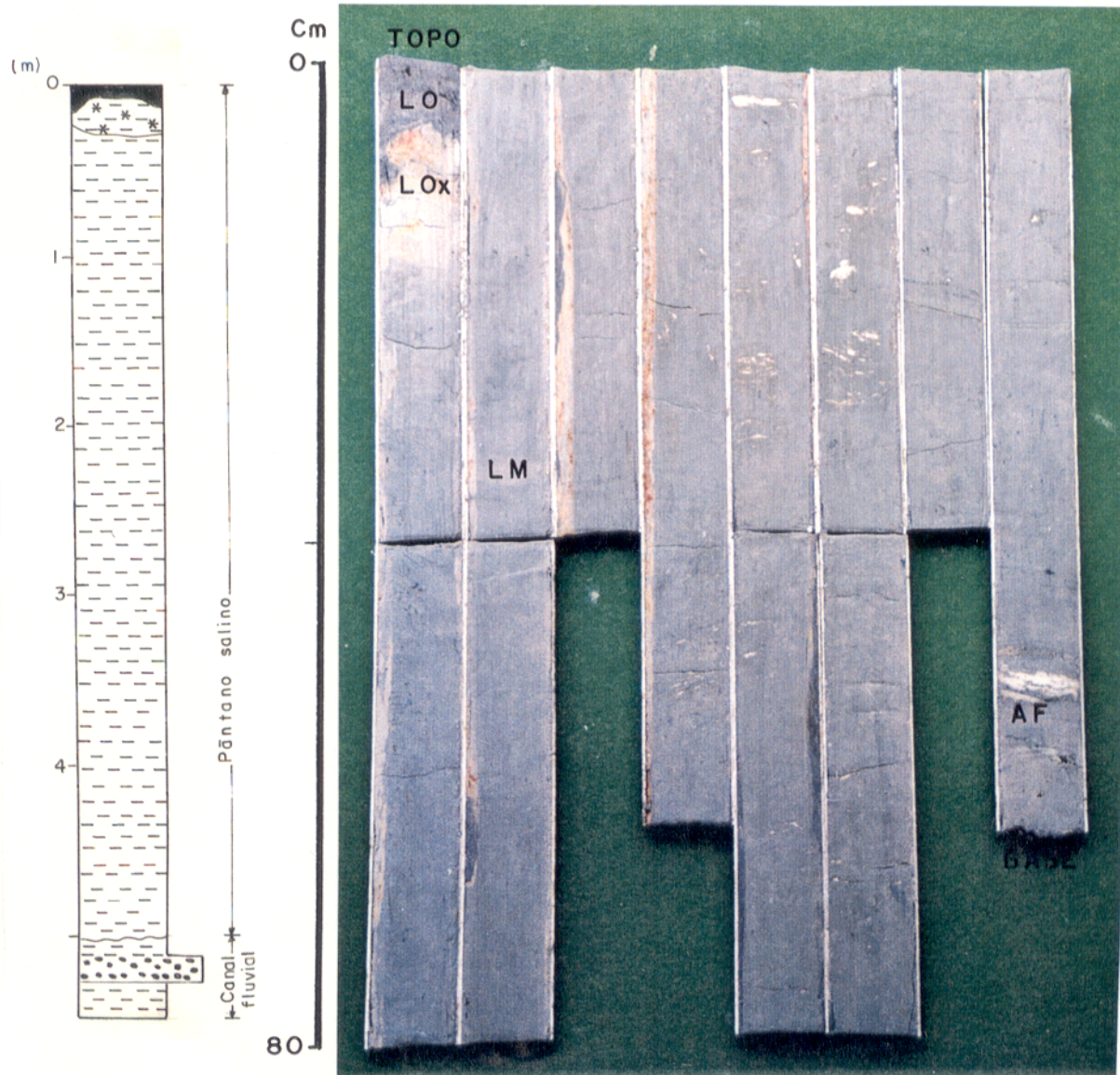


Figura 6.4- Vibracore BVC-04, mostrando lama orgânica (LO) no topo, seguida de lama oxidada (LOx) e lama sem estruturação aparente (LM) de pântano salino, depositada sobre a unidade estratigráfica areias fluviais (AF) (Ver localização na Figura 6.1).

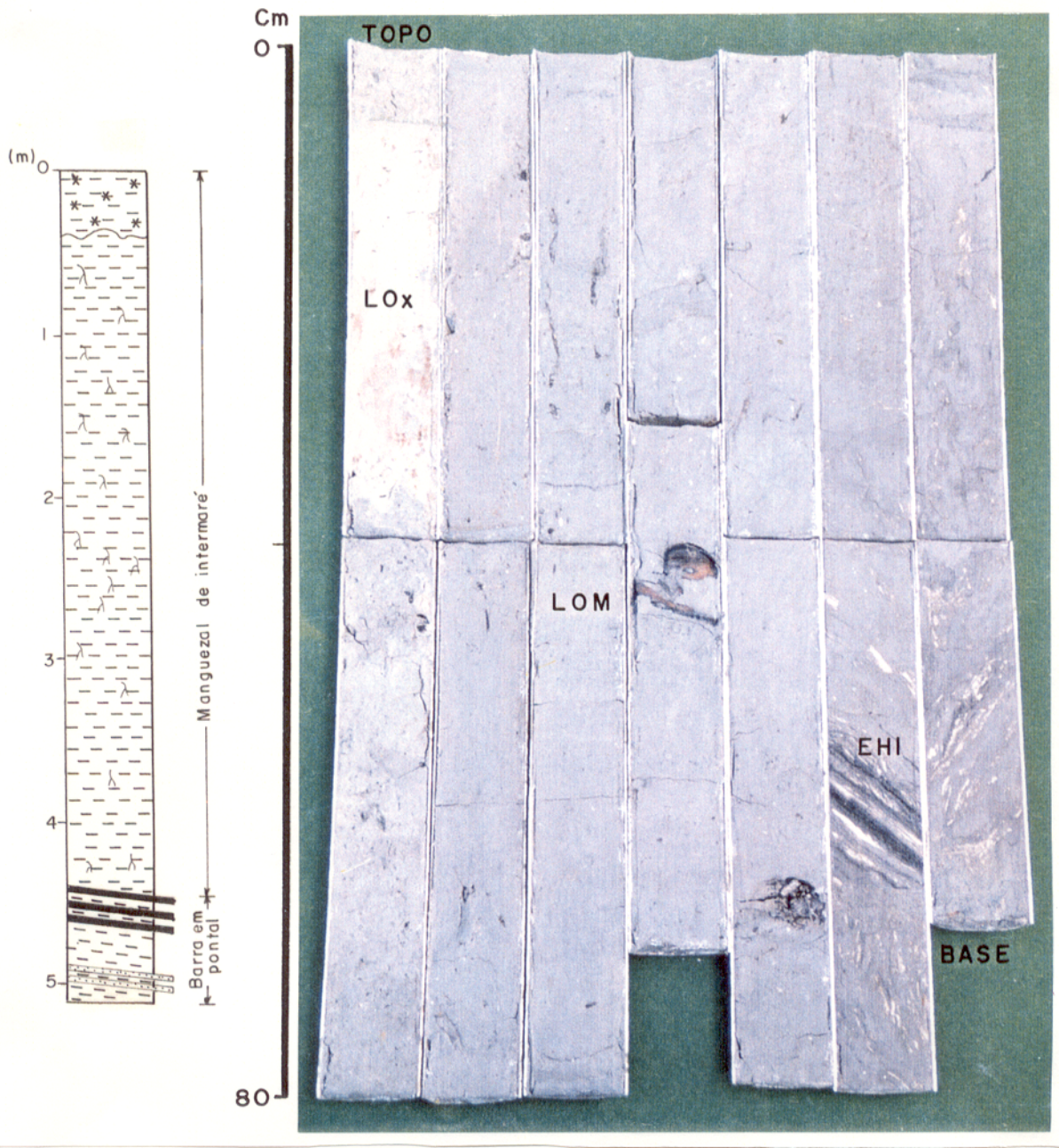


Figura 6.5- Vibracore BVC-08, mostrando lama orgânica oxidada (LOx) no topo, seguida de lama orgânica sem estruturação aparente (LOM), com fragmentos de raízes da unidade manguezal de intermaré, sobreposta a estratificação heterolítica inclinada (EHI) de barra em pontal (Ver localização na Figura 6.1).

6.2.7. Unidade Planície Arenosa

Integra a Planície Costeira e apresenta espessura superior a 4 m. É constituída por areias quartzosas finas, bem selecionadas, com alguns fragmentos de conchas e micas e coloração cinza muito claro (N8). Os 200 cm iniciais são marcados por apresentarem uma estruturação aparentemente maciça, enquanto o intervalo subsequente (200-350 cm) é caracterizado por apresentar estratificações plano-paralelas, cruzadas tangencial e marcas onduladas, além de acamamento flaser simples, tubos de bioturbação preenchidos por lama de cor cinza médio (N5) e clastos de argila retrabalhados. Em direção a base do testemunho (430 cm) observa-se novamente estrutura maciça (Figura 6.6).

6.2.8. Unidade Barra em Pontal

Esta unidade integra a Planície Estuarina. Dois tipos de barras em pontal ocorrem na área: barras em pontal arenosas situadas na porção distal do sistema estuarino e barras em pontal lamosas situadas a montante do estuário.

As barras em pontal arenosas são sobrepostas por depósitos lamosos da unidade de manguezal de intermaré e são constituídas na porção superior (0-210 cm) por areias quartzosas finas, bem selecionadas, com poucos fragmentos de conchas e coloração cinza muito claro (N8), apresentando uma estruturação interna maciça, que constituem pacotes (“bundles”) de 10 a 65cm de espessura, com lentes milimétricas de “coffee ground” e “mud drapes” inclinados 10°. Ocorrem também clastos de lama retrabalhados imersos na matriz arenosa e estrutura mosqueada, produto de bioturbação. O pacote inferior (150-254 cm) é constituído pela alternância de níveis arenosos de 1 a 10 cm de espessura, de coloração cinza muito claro (N8), limitados por “mud drapes” de 5 mm a 5 cm de espessura, de coloração cinza médio (N5), inclinados 20° a 25°, caracterizando uma estratificação heterolítica inclinada (Figura 6.7).

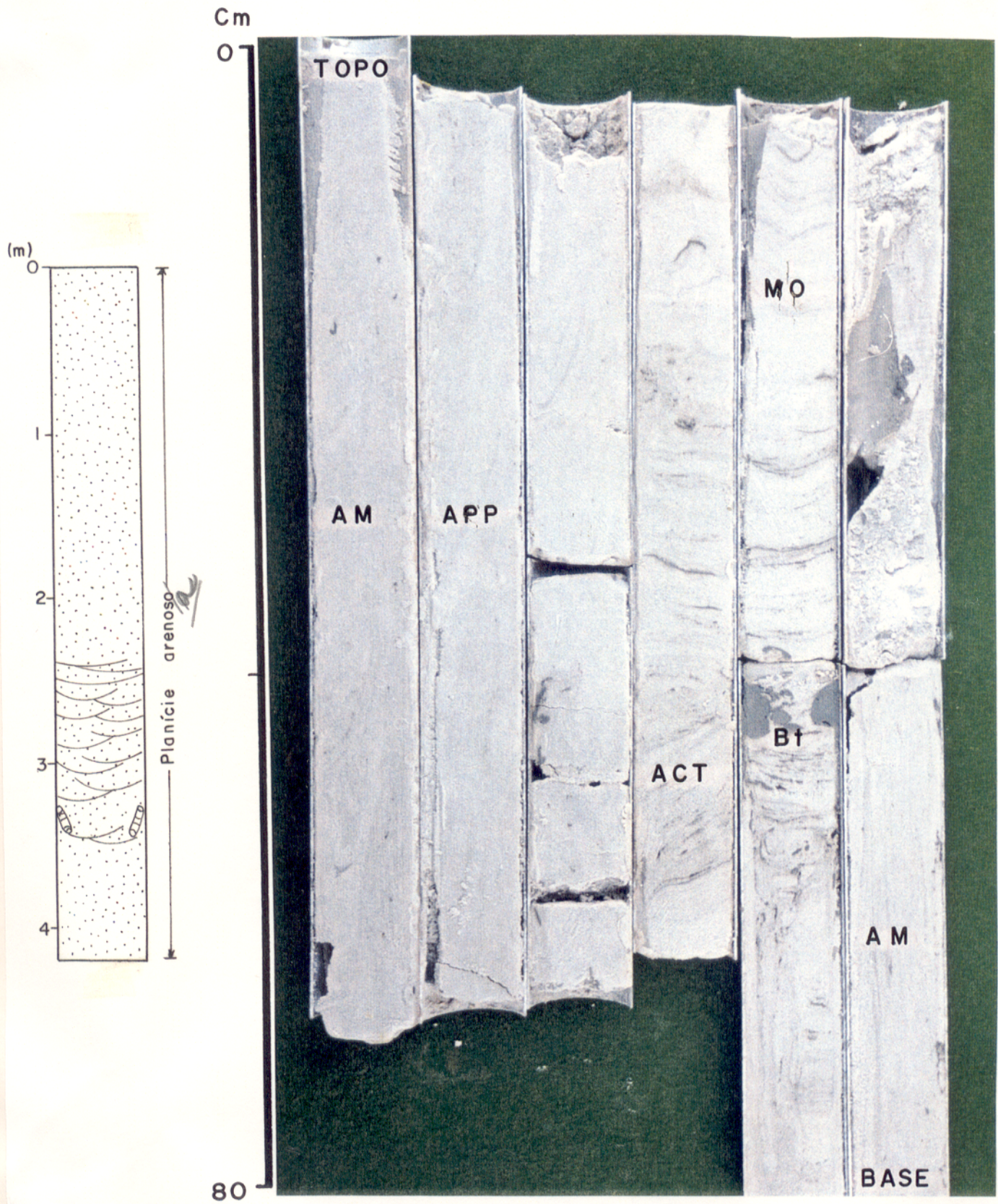


Figura 6.6- Vibracore BVC-27, mostrando areias quartzosas, finas, com estrutura maciça (AM), seguida de areias com estratificação plano paralela (APP), cruzada tangencial (ACT), marcas onduladas (AMO), acamamento flaser e bioturbação (Bt) na unidade planície arenosa (Ver localização na Figura 6.1).

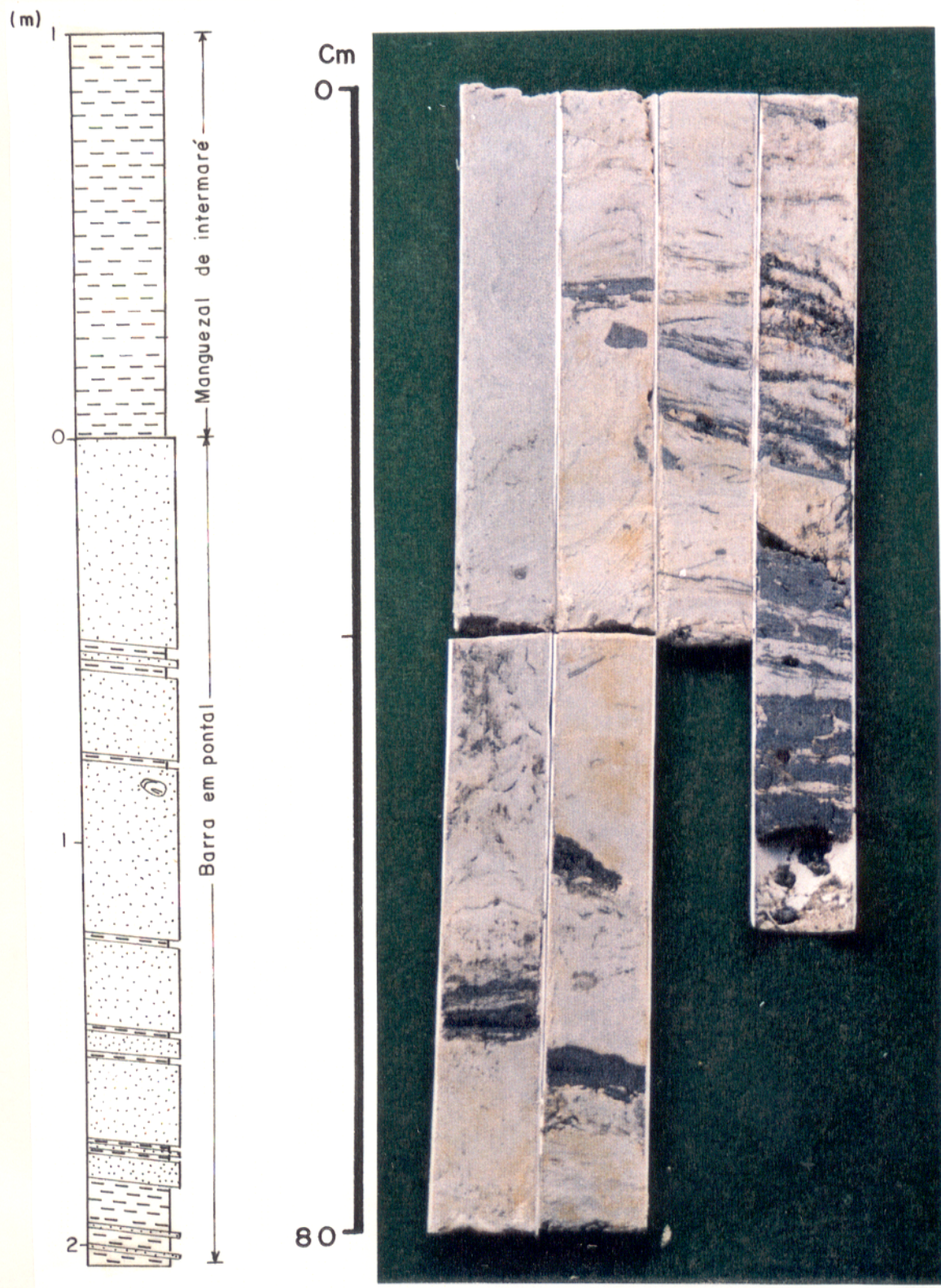


Figura 6.7- Vibracore BVC-14, mostrando areias quartzosas finas, com estrutura maciça, com lentes milimétricas de “coffee ground” e lama intercalada e clastos de lama no pacote superior. Abaixo, ocorrem “bundles” de areia fina, recoberto por “mud drapes”, que constituem a estratificação heterolítica inclinada do pacote inferior da unidade de barra em pontal arenosa (Ver localização na Figura 6.1).

A sequência superior das barras em pontal estão associadas as porções mais rasas da barra em pontal, que sofre maior retrabalhamento pelas correntes de maré e migram em direção ao eixo do canal principal à medida que o meandro move-se lateralmente.

As barras em pontal lamosas são constituídas por “bundles” milimétricos de areia fina, bem selecionada, recobertos por espessos “mud drapes” de até 5 cm, inclinados cerca de 30°, constituindo a estratificação heterolítica inclinada. A Figura 6.8 mostra a migração lateral deste tipo de barra em pontal e o arranjo geométrico dos “tidal bundles” que constituem este corpo.

A Figura 6.9 mostra um diagrama esquemático de uma barra em pontal hipotética e os possíveis modos de selecionamento granulométrico associado a estes depósitos.



Figura 6.8- Estratificação heterolítica inclinada de barra em pontal lamosa, constituída de “couplets” areia fina muito clara e lama cinza, expostos em corte transversal a barra. Notar o mergulho dos estratos em torno de 30°, indicando a acreção lateral da barra e sua migração da esquerda para direita, em direção ao meio do canal.

A sequência superior das barras em pontal estão associadas às porções mais altas da barra em pontal, que sofre maior entalhe pelo movimento das correntes de maré e migram em direção ao eixo do canal principal à medida que o meandro move-se lateralmente.

As barras em pontal lamosas são constituídas por "bunches", minúsculos de areia fina, bem selecionada, recebidos por espessos "mud drapes", de areia com inclinação cerca de 30°, constituindo a estratificação heterotônica inclinada. A figura 6 mostra a migração lateral deste tipo de barra em pontal e o arranjo geométrico dos "tidal bunches" que constituem este corpo.

A figura 6 mostra um diagrama esquemático de uma barra em pontal hipotética e os possíveis modos de selecionamento granulométrico associado a estes depósitos.



Figura 6 - Estratificação heterotônica inclinada de barra em pontal lamosa, constituída de "bunches", areia fina muito clara e lamina crua, expostos em corte transversal a barra. Nota-se inclinação dos canais em torno de 30°, indicando a acreção lateral da barra e sua migração da esquerda para direita, em direção ao eixo do canal.

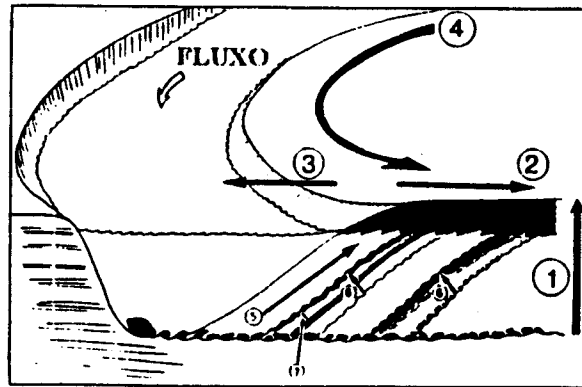


Figura 6.9- Ilustração esquemática de uma barra em pontal hipotética, mostrando sete possíveis tendências de granodecrescência granulométrica associada a depósitos de estratificação heterolítica inclinada. 1- Granodecrescência ascendente vertical; 2- decrescência lateral em direção ao canal, na sequência "overbank"; 3- decrescência lateral no canal, que mais tarde é abandonado e preenchido por lama; 4- decrescência proximal-distal ao longo do fluxo do canal a jusante; 5- decrescência mergulho acima, nas unidades inclinadas individuais; 6- decrescência perpendicular a superfícies limitrofes das unidades inclinadas individuais e; 7- granodecrescência rítmica nos membros finos das unidades individuais inclinadas (THOMAS et al. 1987).

6.2.9. Unidade Dunas Costeiras

Esta unidade é formada pelo retrabalhamento dos sedimentos da planície arenosa e praias pelo vento. As dunas migram em direção ao continente, soterrando os depósitos de manguezal da planície lamosa, sendo colonizadas por campos arbustivos. As dunas longitudinais e piramidais são compostas por areias quartzosas angulares, muito finas, bem selecionadas e com poucos fragmentos de conchas. As dunas longitudinais apresentam estratificação cruzada tabular de grande porte, mergulhando $26^{\circ}/210^{\circ}\text{Az}$ e marcas de raízes (Figura 6.10 A); enquanto as dunas piramidais (GOLDSMITH, 1978) têm camadas que mergulham em sentidos opostos a linha de crista da duna, que é paralela a direção preferencial do vento (270°Az). A direção de mergulho das camadas obliquas é bisetada pela direção do vento preferencial, resultando na estratificação cruzada oblíqua (Figura 6.10 B).

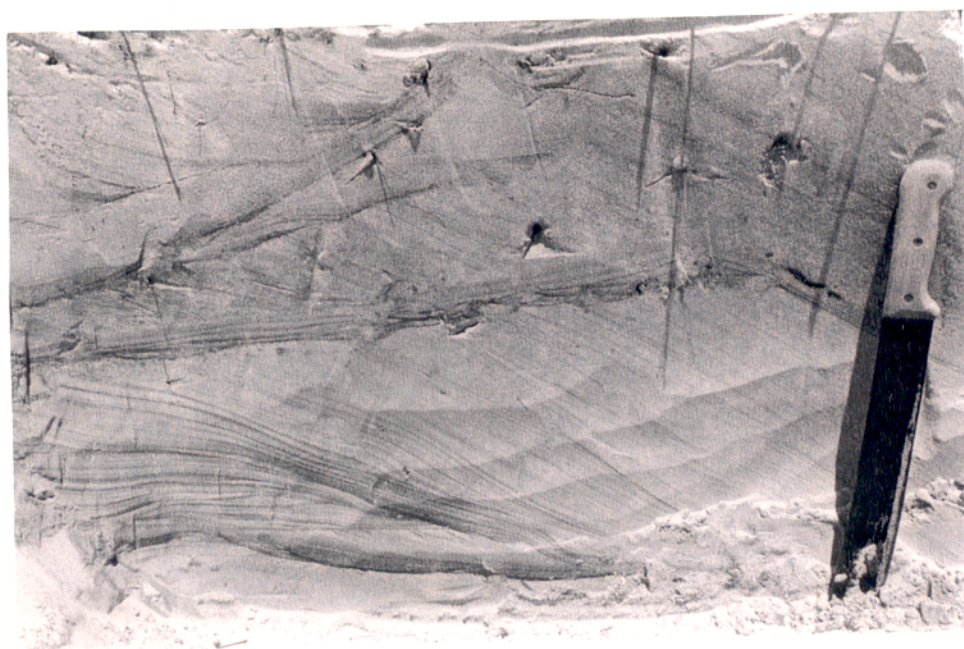


Figura 6.10- A. Estratificação cruzada tabular de grande porte, de dunas longitudinais. B. Estratificação cruzada oblíqua de dunas piramidais.

Dunas barcanóides e piramidais não fixadas, ocorrem sobre a planície arenosa, constituindo um campo de dunas móveis com cerca de 0.5 a 1m de altura, que migra em direção ao continente.

6.2.10. Unidade Chenier

Esta unidade integra a planície costeira e apresenta uma espessura máxima de 5.5 m. Os 3m superiores da sequência de chenier são constituídos por dunas de areias muito finas, bem selecionadas, de coloração marrom pálido (10 YR 6/2) vegetadas, cujas estruturas primárias estão completamente obliteradas por processos pedogenéticos. De 0 a 100 cm de profundidade ocorrem sedimentos arenosos finos, bem selecionados, de coloração marrom amarelado pálido (10 YR 6/2) a laranja muito pálido (10 yr 8/2), bastante bioturbado, com estrutura mosqueada, característico da porção proximal do leque de lavagem, que apresenta estratificação horizontal. O intervalo subsequente (100-130 cm) é marcado por uma estratificação inclinada, mergulhando 23° em direção ao continente, com alternância de estratos milimétricos de areia fina e “coffee ground”, caracterizando a estratificação “foreset” da porção distal do leque de lavagem.

Esta sequência arenosa repousa em discordância erosiva sobre um pacote lamoso de 130 cm de espessura, de coloração cinza médio (N5), com topo marcado por buracos de bioturbação preenchidos por areias finas, evidenciando uma superfície de exposição subaérea. Um nível de conchas de *Mytela sp.* em posição de vida e fragmentos de conchas são observados neste intervalo. De 260 a 471 cm ocorrem as unidades estratigráficas lama-areia estuarina e areias marinhas, que serão descritas posteriormente (Figura 6.11).

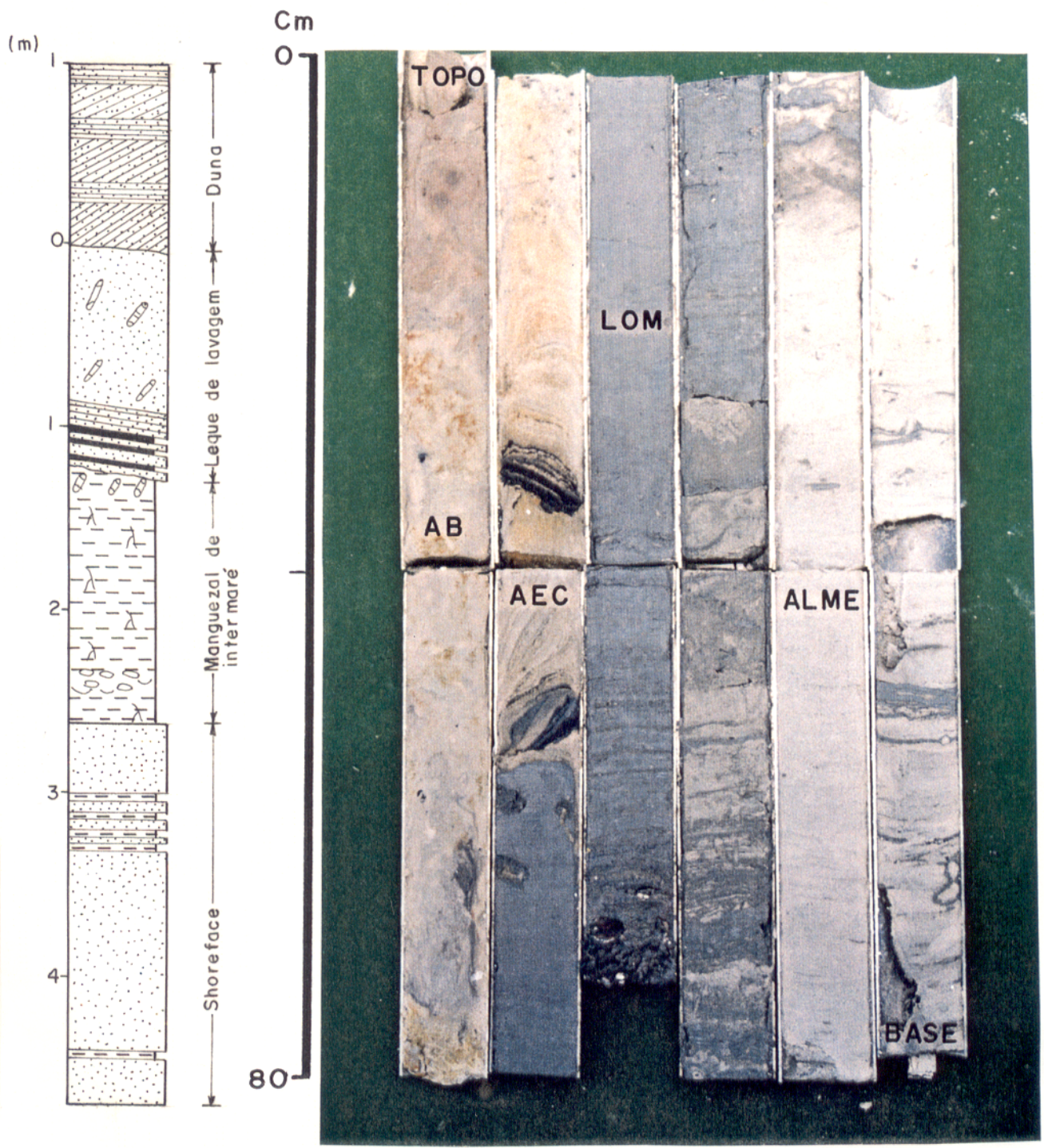


Figura 6.11- Vibracore BVC-18, mostrando sedimentos arenosos finos, bioturbados (AB), sobrepostos a areias com e estratificação cruzada (AEC) da porção distal de leques de lavagem, depositados sobre a unidade de manguezal de intermaré, constituída de lama orgânica sem estrutura aparente (LOM), bioturbada (Bt) no topo, apresentado conchas de *Mytela* sp. Na base observa-se a unidade estratigráfica areia e lama estuarina/marinha (ALME) (Ver localização na Figura 6.1).

Esta sequência é típica de chenier, semelhante as descritas por PENLAND & SUTER (1989) no Delta do Mississipi, diferenciando-se deste modo das seqüências de cordão de praia (“beach ridge”) e “spits” recurvados (Figura 6.12).

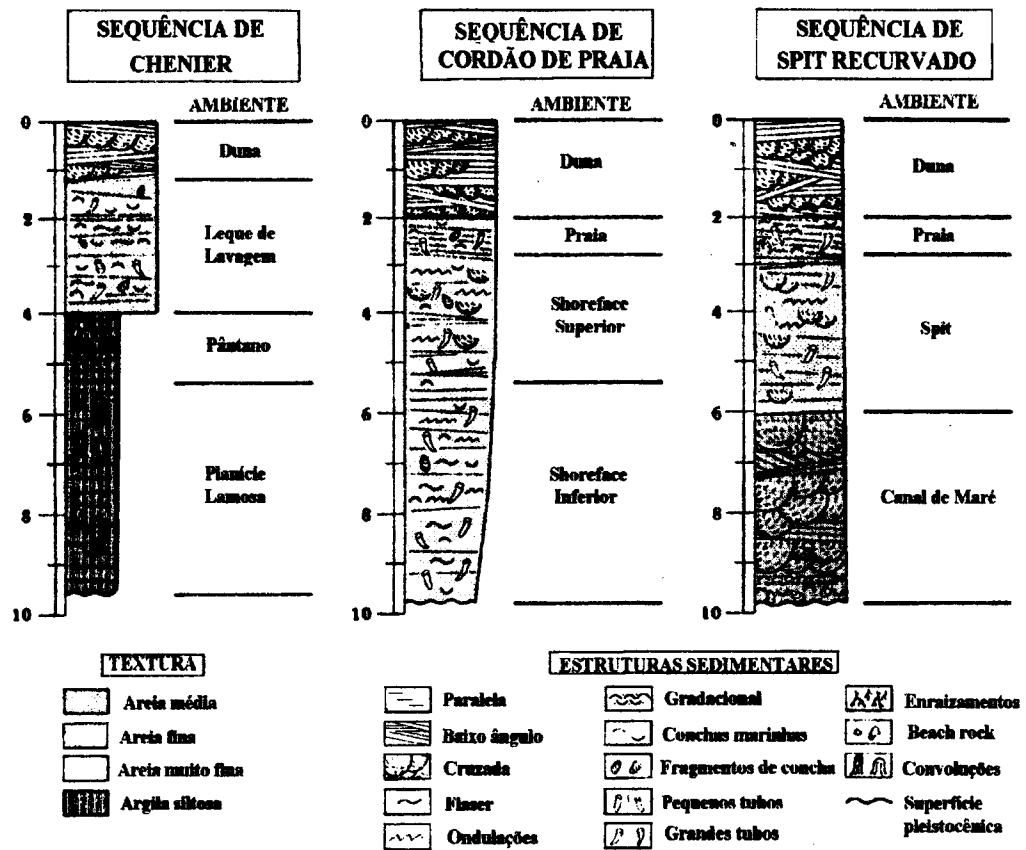


Figura 6.12-Modelos estratigráficos para chenier, cordões de praia e spits recurvados (PENLAND & SUTER, 1989).

6.2.11. Unidade Praia

Esta unidade tem espessura que varia de 50cm a 3m, depositada sobre os manguezais de intermaré. Na zona de espraiamento, próximo a escarpa de praia, observa-se estratificações de baixo ângulo, desenvolvidas por migração de marcas onduladas (Figura 6.13). São constituídas em profundidade por areias quartzosas finas, bem selecionadas, angulosas, com estratificação cruzada planar de baixo ângulo, que caracteriza o fácies de praia, não apresentando microfauna (Figura 6.14). Os sedimentos arenosos migram sobre a unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré, constituindo deste modo praias transgressivas (Figura 6.22).



Figura 6.13- Acamamento de praia plano-paralelo, levemente ondulado, marcado pela alternância de camadas de minerais leves e pesados na Praia de Ajuruteua.

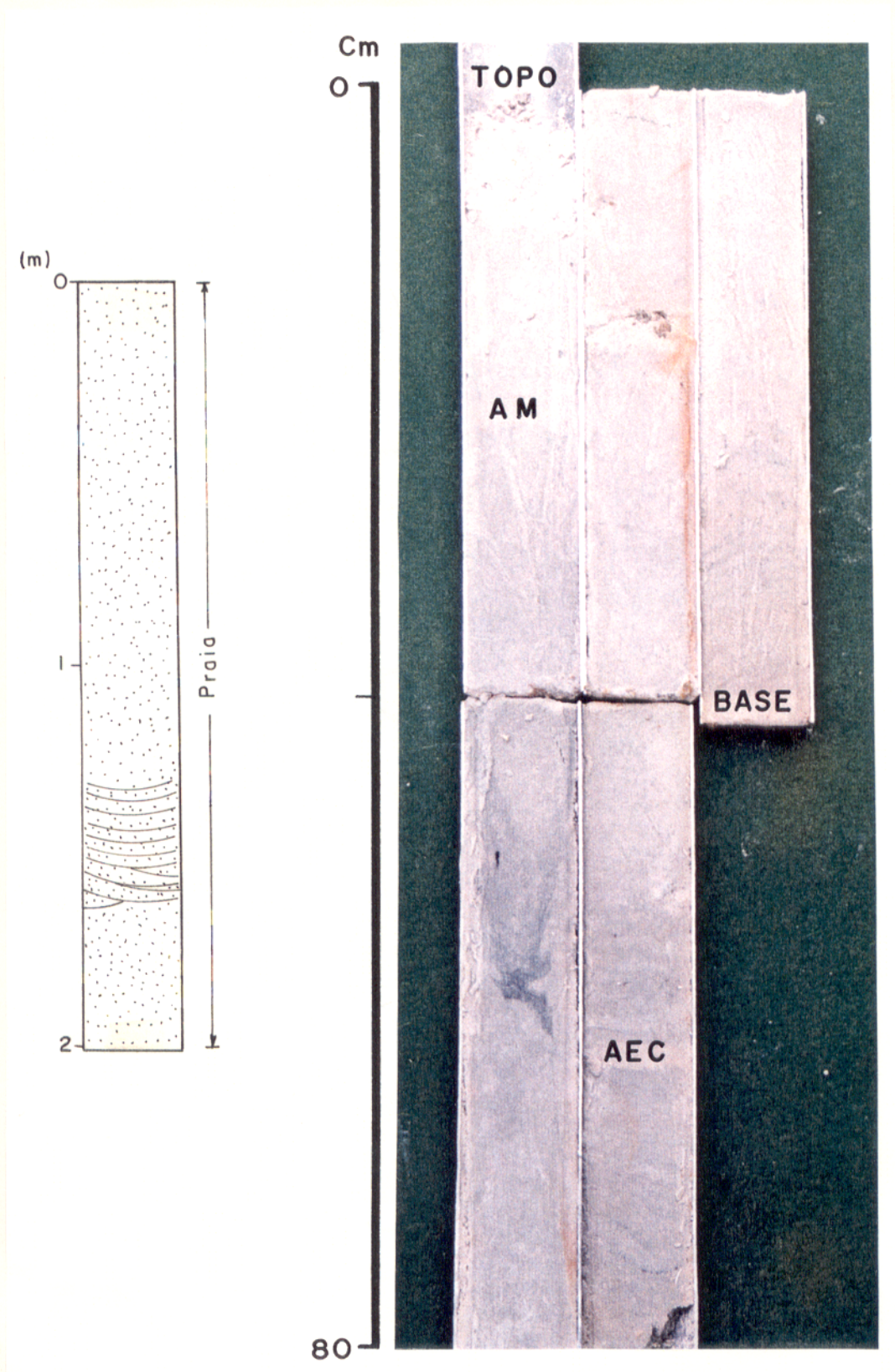


Figura 6.14- Vibracore BVC-11, mostrando areias quartzosas finas com estrutura maciça (AM) no topo e com estratificação cruzada plana na base (AEC) da unidade morfoestratigráfica de praia (Ver localização na Figura 6.1).

6.3. FÁCIES ESTRATIGRÁFICOS

6.3.1. Fácies Areia Fluvial

Ocorre na base do testemunho BVC-04 a 520 cm de profundidade sob sedimentos lamosos dos pântanos salinos. Estas areias fluviais são essencialmente quartzosas, angulosas, de granulometria média a grossa, mal selecionadas, de coloração cinza claro (N7) e por vezes recobertas por uma fina película de óxido de ferro de cor marrom amarelo pálido (10 YR 6/2). Estes sedimentos são típicos de depósitos de fundo de canais fluviais, que foram progressivamente preenchidos por depósitos lamosos de pântano salino (Figura 6.4).

6.3.2. Fácies Areia e Lama Estuarina / Marinha

Este fácies está amplamente distribuído sob as unidades morfoestratigráficas pântano salino (externo) (BVC-02; BVC-22), manguezal de supramaré (BVC-01), manguezal de intermaré (BVC-10; BVC-19; BVC-21; BVC-22; BVC-23; BVC-26; BVC-32; BVC-33) e chenier (BVC-18; BVC-31) a uma profundidade que varia de 2.5 a 4 m. As areias são quartzosas, angulosas, finas a muito finas, bem selecionadas, de coloração cinza muito claro (N8), com estruturas maciças, plano paralelas, marcas onduladas e cruzadas de pequeno porte intercaladas com lentes milimétricas de “coffee ground” de cor preto amarançado (5 YR 2/1), rica em fragmentos de conchas na base (4 - 4.5m) (Figura 6.15). As lamas são de cor cinza médio (N5) e ocorrem intercaladas às areias, constituindo acamamentos de maré, flaser e heterolítica inclinada, evidenciando a influência de marés nesta unidade estratigráfica (Figura 6.16).

6.3.3. Fácies Areia e Lama de Barra em Pontal

Este fácies encontra-se interdigitada com os depósitos lamosos das unidades morfoestratigráficas de pântano salino e manguezal de intermaré. É constituída pela alternância de

“bundles” arenosos inclinados de 10 a 30°, recobertos por “mud drapes”, constituindo a estratificação heterolítica inclinada, representativa da migração lateral de barras em pontal em canais de maré lamosos (Figura 6.3 e 6.5).

6.3.4. Fácies Lama Arenosa Mosqueada

Este fácies foi encontrado próximo ao contato do planalto costeiro com a unidade morfoestratigráfica Manguezal de Intermaré. É constituída por lama arenosa maciça, de coloração cinza azulado claro (5 B 7/1), com manchas marrom claro (5 YR 5/6) e vermelho moderado (5 R 4/6). Grânulos e seixos ferruginosos estão esparsos nessa matriz (Figura 6.17). Este fácies estratigráfico é interpretado como sendo o fácies areno argiloso superior do Grupo Barreiras (ROSSETTI et al. 1989), que constitui o embasamento da planície costeira.

6.3. CONCLUSÕES

A interpretação do padrão estratigráfico de sedimentação holocênica da Planície Costeira Bragantina é baseada na descrição e análise dos testemunhos a vibração, que permitiram a construção de seções estratigráficas que ilustram a sequência estratigráfica da planície costeira.

A descrição detalhada das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas foram reportadas anteriormente (capítulo 6.2. e 6.3.) e a localização dos testemunhos é observada na Figura 6.1 e das seções estratigráficas na Figura 6.18. A posição altimétrica de cada testemunho é uma aproximação feita em campo, tendo-se como base o nível de maré alta, uma vez que não existe nenhum datum e nenhuma carta topográfica da área em estudo.

A estratigrafia do Quaternário da Planície Costeira (Transect 1, Figura 6.19), mostra uma sequência transgressiva basal (S1), constituída por areias e lamas de origem marinha/estuarina na base (3 - 6m), seguida por uma sequência regressiva de lamas orgânicas de pântanos salinos e planícies de maré (manguezal) (S2), situados atrás de um cordão arenoso transgressivo atual (S3).

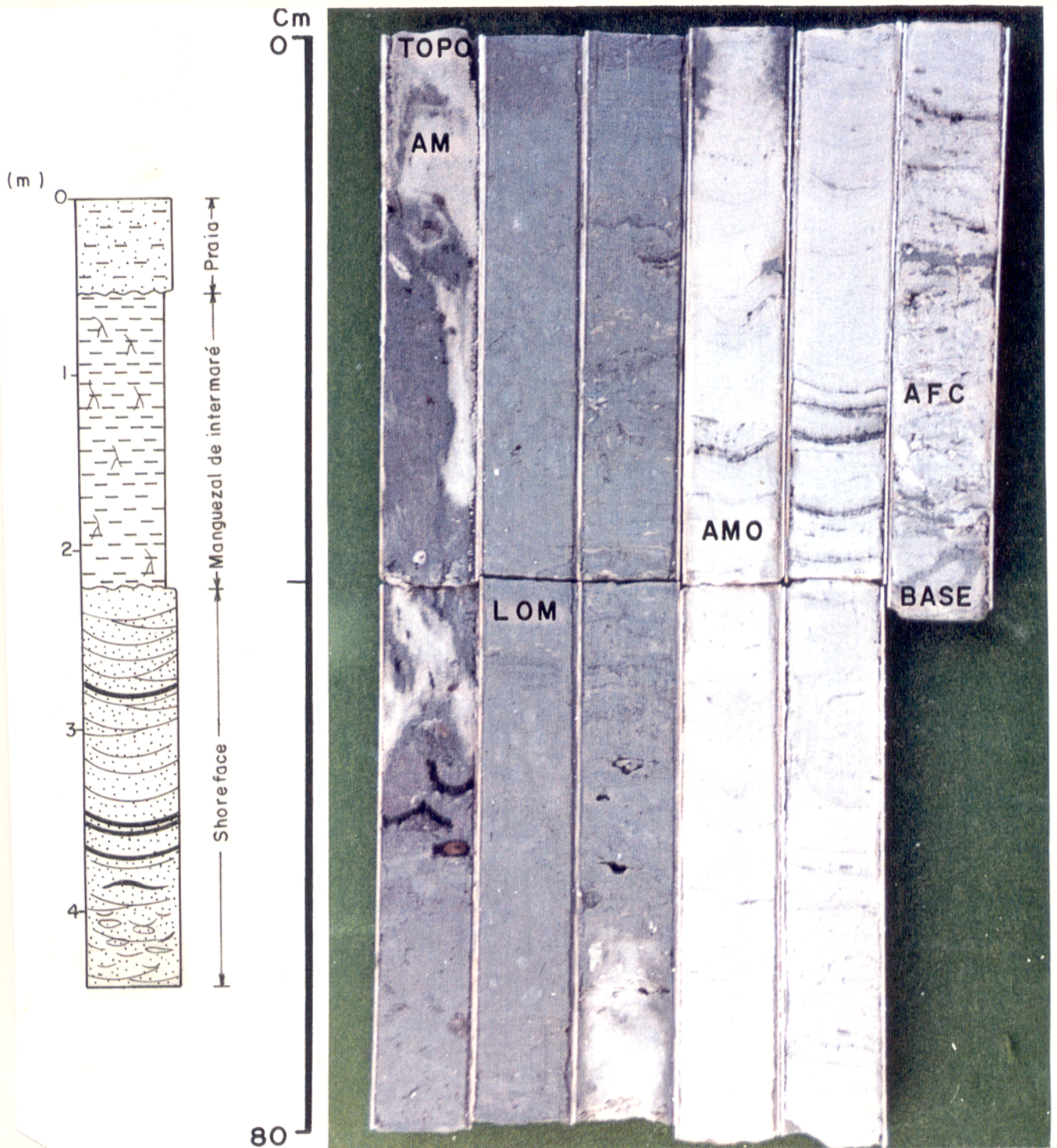


Figura 6.15- Vibracore BVC-35, mostrando a unidade estratigráfica areia e lama estuarina/marinha. As areias apresentam marcas onduladas (AMO), fragmentos de conchas (AFC), com finas lentes de lama intercalada. Sobreposto a esta unidade, ocorre a unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré com seus depósitos de lama orgânica sem estrutura aparente (LOM) e areias com estrutura maciça (AM) da planície arenosa (Ver localização na Figura 6.1).

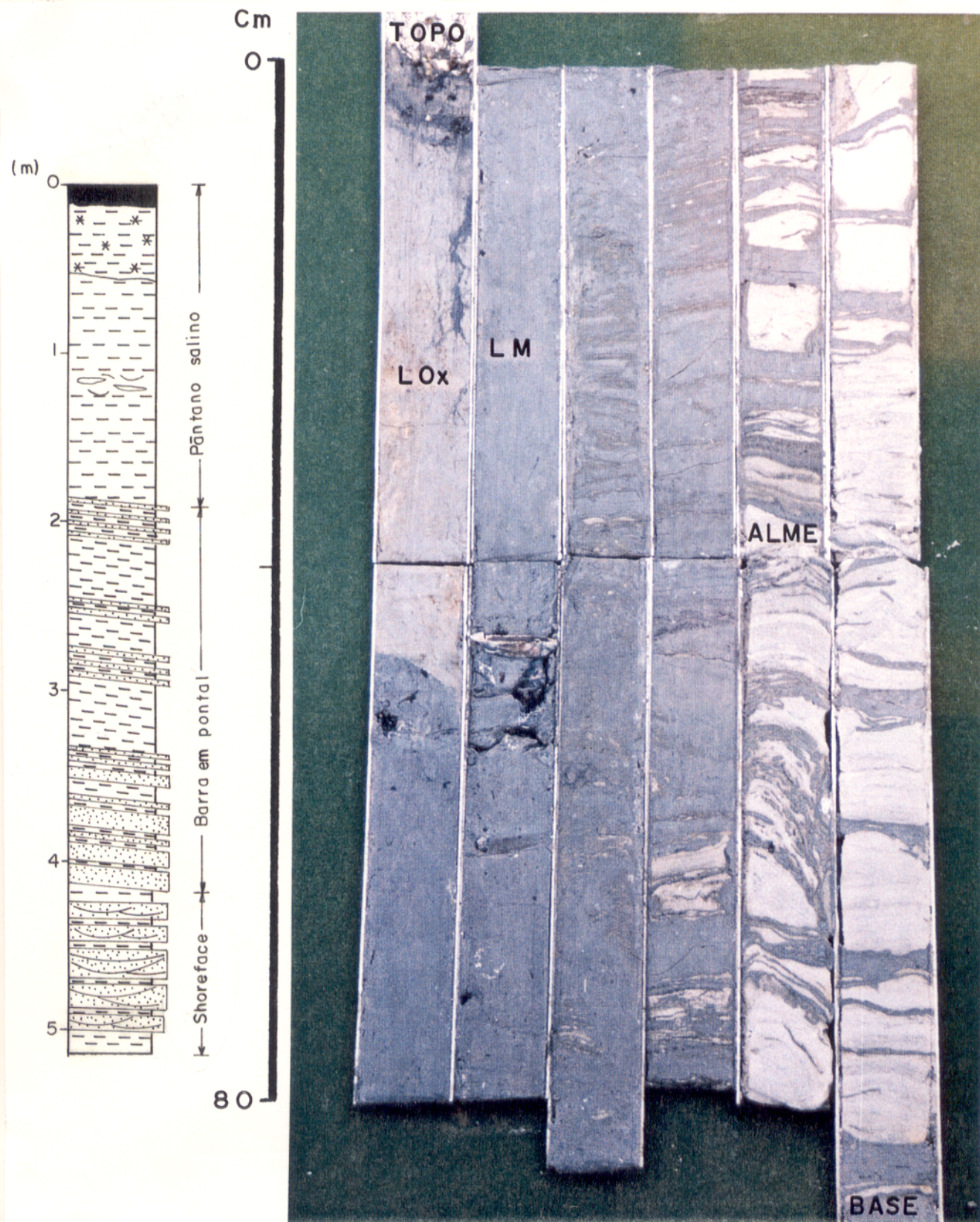


Figura 6.16- Vibracore BVC-02, mostrando a unidade estratigráfica areia e lama marinha/estuarina, com estrutura de acamamento de maré (ALME), flaser e estrutura de bioturbação, sobreposta pela unidade morfoestratigráfica pântano salino, com seus depósitos de lama oxidada (LOx) no topo, seguida de lama sem estrutura aparente (LM), com conchas de *Mytela sp.* (Ver localização na Figura 6.1).

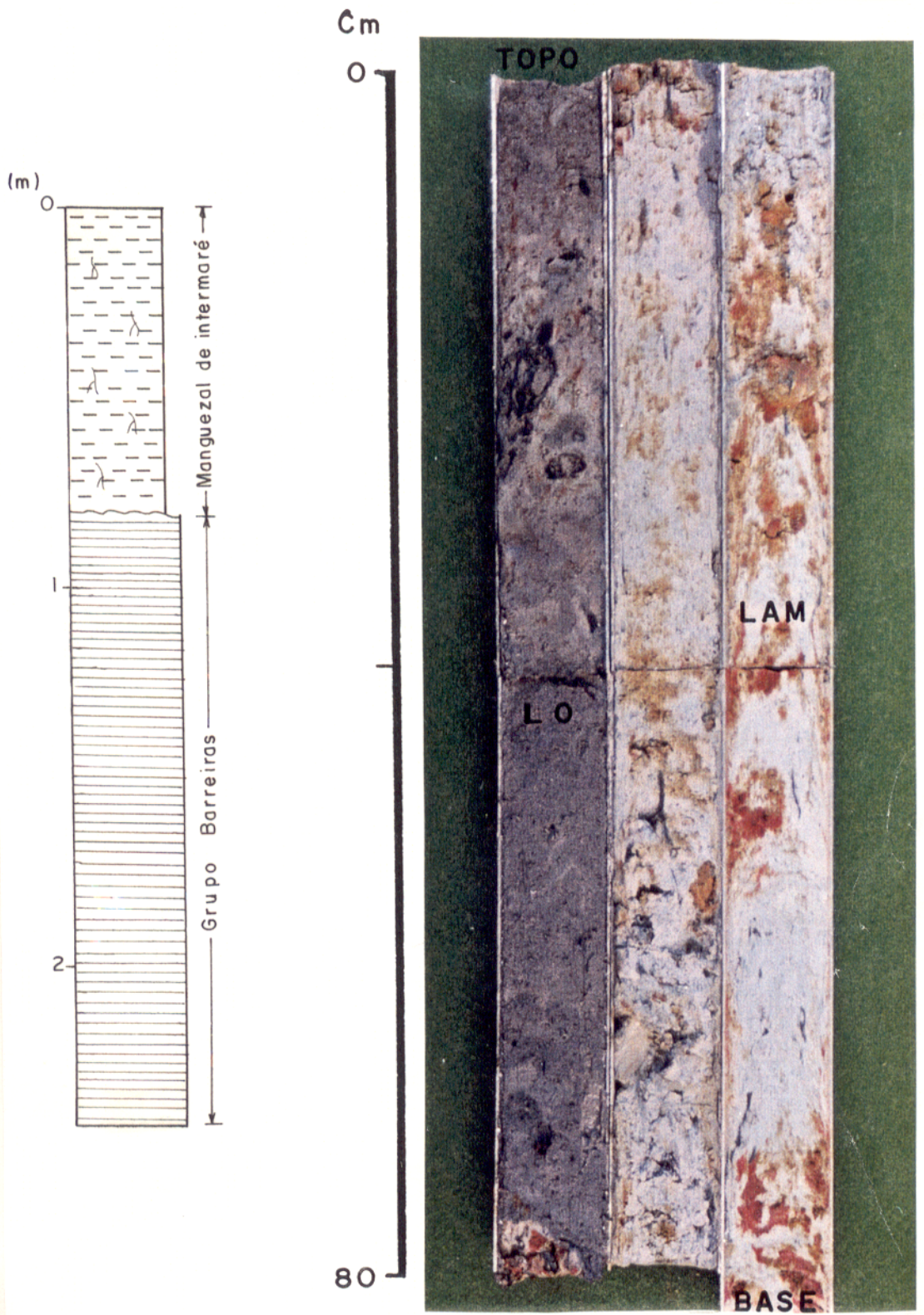


Figura 6.17- Vibracore BVC-20, mostrando a unidade estratigráfica lama arenosa mosqueada (LAM), com clastos ferruginosos, sobreposta pela unidade morfoestratigráfica de manguezal de intermaré, com depósitos de lama orgânica (LO) (Ver localização na Figura 6.1).

A sequência transgressiva S1 encontra-se amplamente distribuída a uma profundidade média de 3 a 4m. Esta sequência do tipo “onlap” no Planalto Costeiro, estende-se na forma de um lençol arenoso transgressivo no sentido mar afora (“offshore”) (Figura 6.19). Esta sequência S1 desenvolvida em condições de ambiente praiado de águas rasas, parece ter sido influenciada por ondas e correntes de marés, evidenciado pela presença de estruturas de marcas onduladas e fragmentos de conchas, recortado por canais estuarinos, com estruturas de acamamento de maré e heterolítica inclinada.

Os sedimentos da sequência S2 marcam a natureza prográdante da sedimentação costeira, provavelmente associada a uma descida relativa do nível do mar (Transect 1, Figura 6.19 e Transect 2, Figura 6.20). É possível que durante esta fase de progradação lamosa, tenham existido cordões duna-praia na porção distal do sistema, a fim de que possa ter ocorrido a sedimentação pelítica, responsável pelo desenvolvimento dos manguezais em uma área mais protegida, semelhante às áreas de progradação atual.

Durante a fase de progradação costeira lamosa, ocorreram alguns episódios erosionais, que retrabalharam os sedimentos do fácies-praiado (“shoreface”), depositando-os sobre os depósitos de manguezais, na forma de leques de sobrelavagem (“Washover”) e dunas costeiras que constituem os “cheniers”. Mais tarde a progradação da planície lamosa foi retomada isolando estes cordões arenosos (Figura 6.19 e 6.20).

O transect 3 (Figura 6.21) elaborado no pântano salino, mostra o preenchimento de um canal fluvial, uma vez que ocorrem sedimentos de “lag” de canal na base, sobrepostos por lama do pântano salino. Esta sequência é interpretada como um canal flúvio/estuarino, que foi preenchido e atualmente encontra-se totalmente colmatados.

Ao longo da linha de costa é comum observar depósitos da planície arenosa sobre as áreas de manguezal (Figura 6.19 e 6.20; Figura 6.22 A e B).

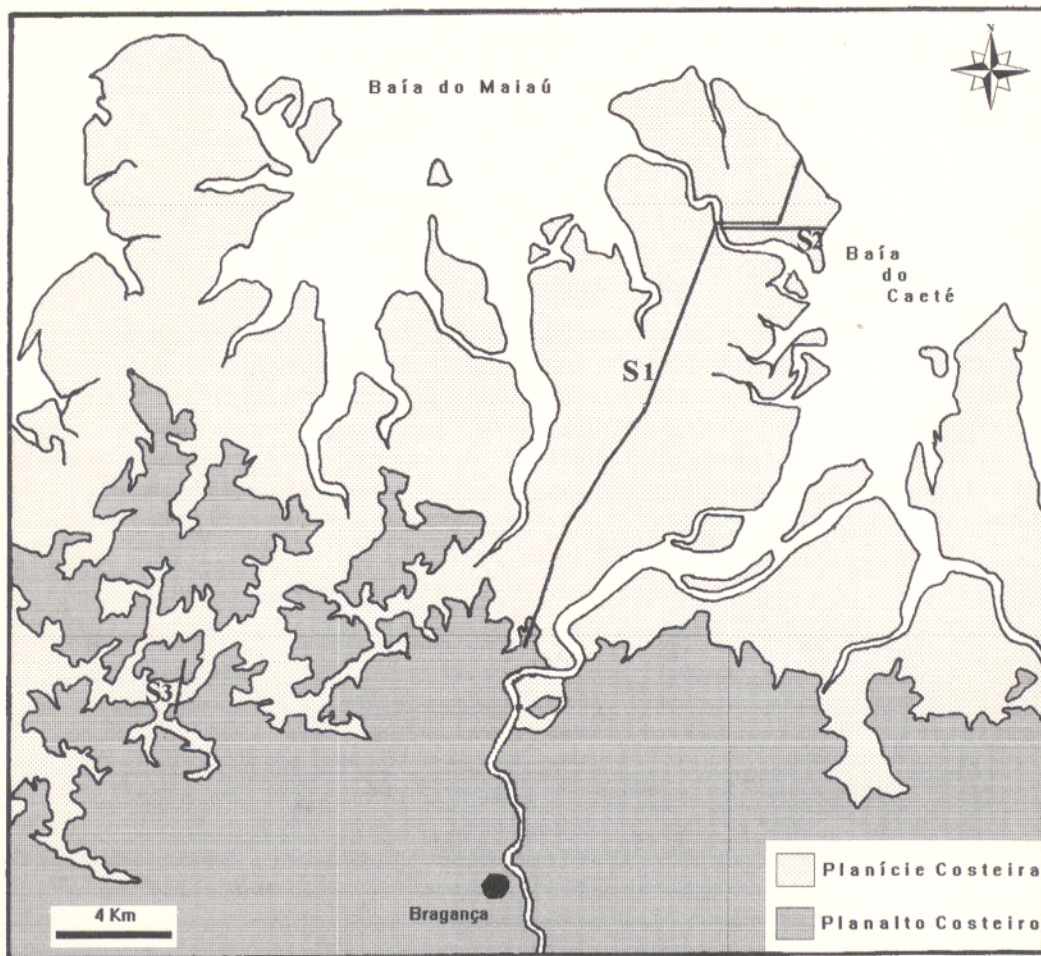


Figura 6.18- Mapa de localização das seções 1,2 e 3 (S1, S2 e S3).

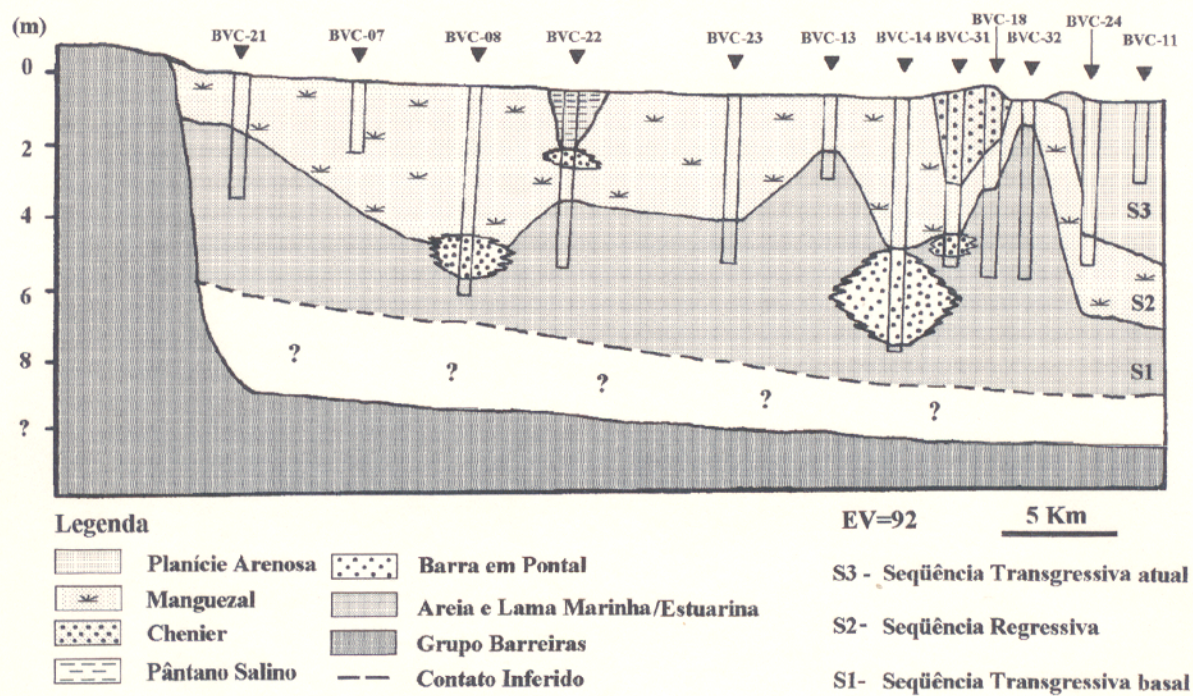


Figura 6.19- Seção 1. Perfil estratigráfico generalizada da Planície Costeira Bragantina, baseada na interpretação das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas.

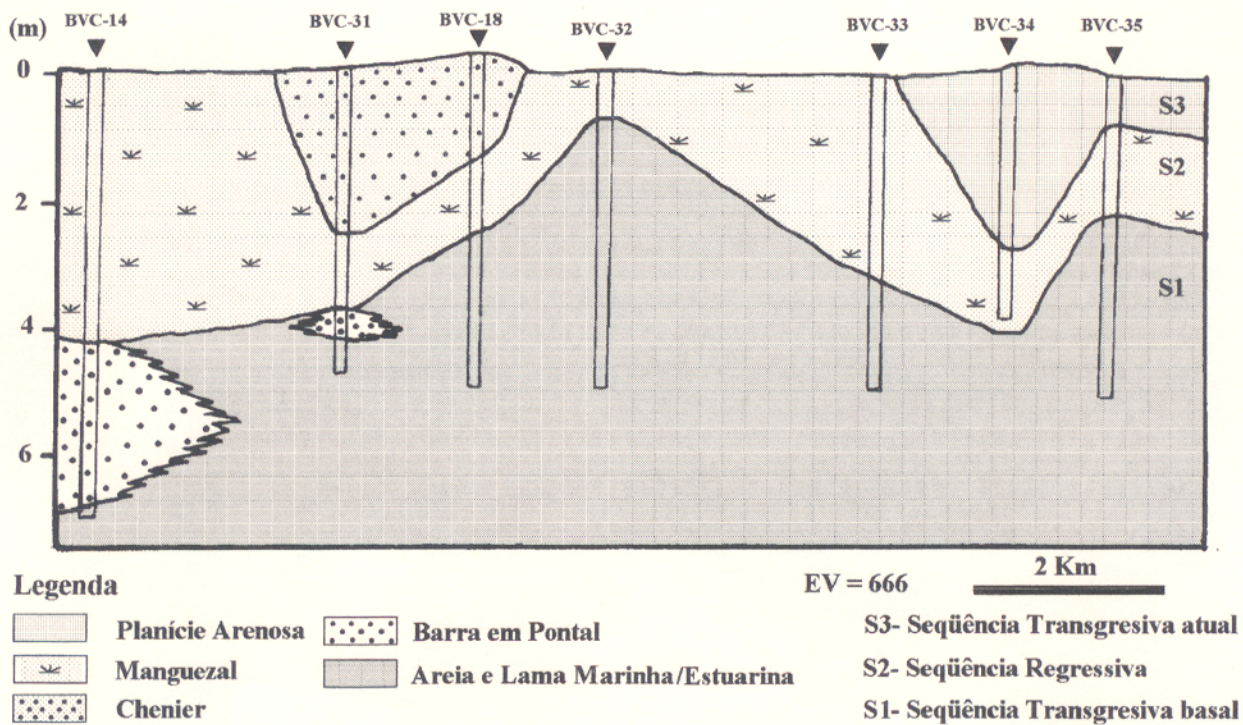


Figura 6.20- Seção 2. Perfil estratigráfico da porção distal da planície costeira

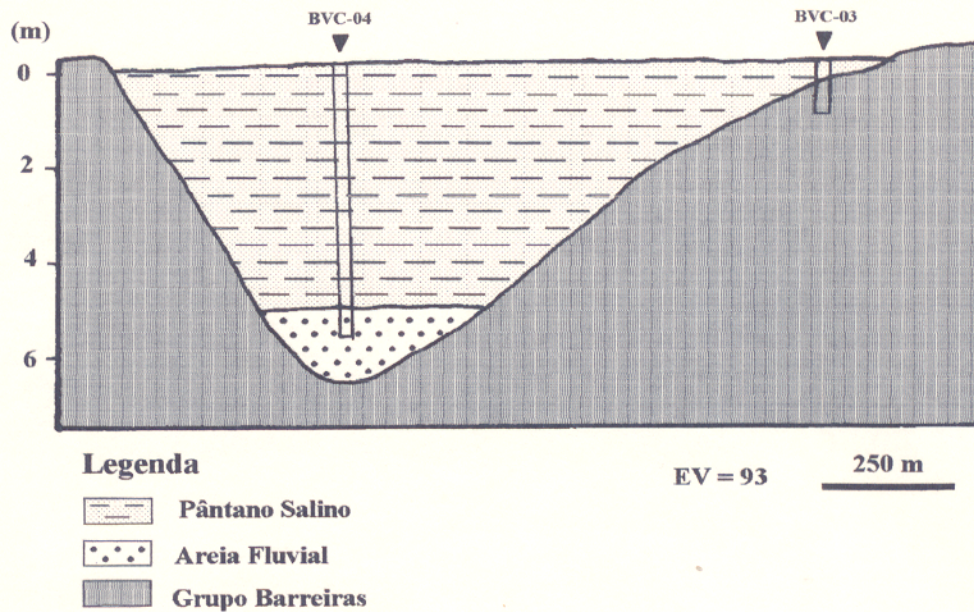


Figura 6.21- Seção 3. Perfil estratigráfico da unidade morfoestratigráfica pântano salino.

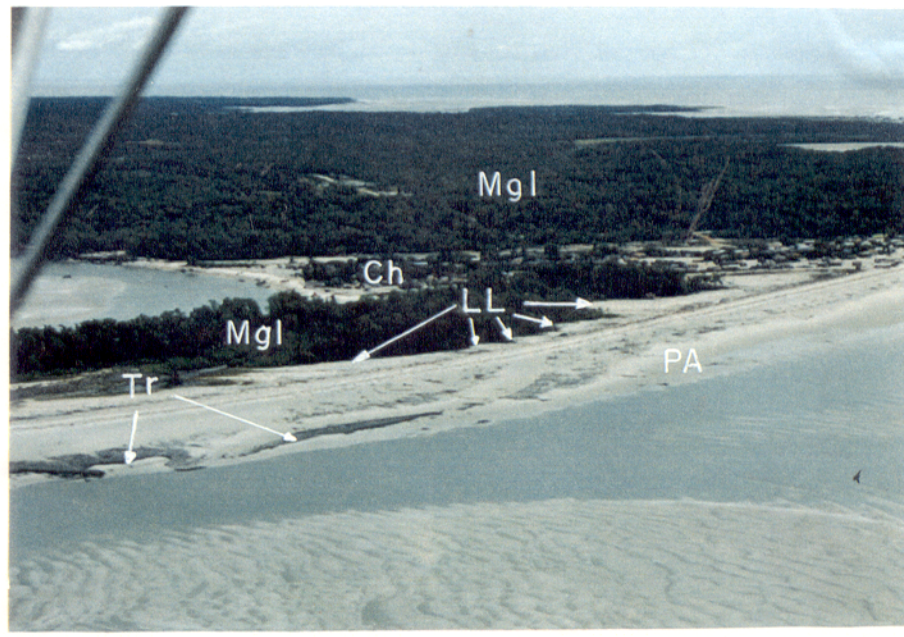


Figura 6.22- Unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré (MgI), erodida pelo lençol arenoso transgressivo. Observar um terraço erosivo (Tr) de manguezal exposto durante o período de sizígia (28/07/95) e transgredido por depósitos da planície arenosa (PA), sob forma de leques de lavagem (LL) (“washover”) sobre os manguezais de intermaré (MgI). Notar chenier (Ch) entre os depósitos de manguezal de intermaré (MgI).

O Planalto Costeiro, formado pelo Grupo Barreiras, constitui o embasamento da Planície Costeira Bragantina, recoberta por sedimentos holocênicos.

A unidade areia e lama marinha/estuarina foi depositada na forma de “onlap” costeiro, em condições de ambiente “nearshore”, sobre o embasamento da planície costeira em direção ao continente, formando assim um lençol arenoso transgressivo em subsuperfície.

Os pântanos salinos apresentam características peculiares no que se refere a influência das marés, tempo de inundação e estratigrafia. Os pântanos interiores podem ser classificados segundo FREY & BASAN (1978), como pântanos altos, enquanto os pântanos externos, em contato com os manguezais de intermaré, como pântanos baixos. Esta unidade morfoestratigráfica está encaixada em uma paleorede de drenagem e segundo FREY & BASAN (1978) este ambiente representa o estágio final de preenchimento de embaiamentos costeiros, admitindo-se deste modo que esta unidade ocupa paleoestuários, originados durante a (pen)última transgressão. Isto é corroborado, pela ocorrência de areias fluviais na base dos testemunhos (Figura 6.4).

As unidades morfoestratigráficas manguezal de supramaré e manguezal de intermaré constituídas, predominantemente, por lamas orgânicas são representativas da fase de progradação da linha de costa, que evoluiu desde o contato com o Planalto Costeiro, até a porção distal do sistema, perfazendo cerca de 25 km de extensão (Figura 4.1).

Esta planície lamosa é intensamente recortada por córregos de marés e seus depósitos de barra em pontal e paleocórregos em subsuperfície, identificados a partir dos depósitos de barra em pontal preservados em profundidade.

Sobre as unidades de manguezais, repousam os cheniers, constituídos por uma sequência superior de dunas costeiras e uma inferior de leque de sobrelavagem (“washover”), indicadores de paleolinhas de costa. De acordo com HOYT (1969), corroborado por AUGUSTINUS (1989),

esta unidade morfoestratigráfica delimita períodos erosivos da linha de costa, responsáveis pela interrupção da progradação lamosa. Estes autores admitem que a variação episódica no suprimento de sedimentos finos é a maior responsável por períodos erosivos, pois durante os períodos de grande aporte sedimentar, a planície lamosa se desenvolve. No entanto, com a diminuição deste aporte, a ação de ondas e de correntes de marés intensificam-se, retrabalhando assim os sedimentos arenosos. Em outros casos, o registro de “erosão, deposição e migração” dos cheniers, pode ocorrer simultaneamente, e as variações de longo período no nível do mar ou no suprimento sedimentar não se faz necessário para explicar a formação episódica dos cheniers.

As unidades morfoestratigráficas dunas costeiras, praia e planície arenosa, constituem um cordão transgressivo atual (S3), depositado sobre a unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré (S2), estão assoreando os canais estuarinos.

7. MODELO DEPOSICIONAL DA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA.

A integração de dados superficiais e subsuperficiais ao longo de toda Planície Costeira Bragantina, permitiu a construção de um modelo sedimentar, mostrando a distribuição espacial e a geometria das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas e suas características litológicas e sedimentológicas (Figura 7.1; 7.2; 7.3).

O modelo deposicional da Planície Costeira Bragantina foi constituído a partir da correlação lateral e vertical das unidades morfoestratigráficas e estratigráficas (Capítulo 6). Cada unidade reflete uma combinação de processos sedimentares que atuam em determinado ambiente deposicional. O modelo deposicional tem sido entendido a partir da geometria, distribuição, características texturais e arranjo espacial das litologias (Figura 7.1; 7.2; 7.3; 7.4), enquanto o princípio básico aplicado para construção dos modelos deposicionais é conhecido como Lei de Walter, que relaciona a sucessão estratigráfica vertical dos fácies ao padrão deposicional lateral.

Os blocos diagramas (Figura 7.1; 7.2; 7.3) sintetizam as relações morfológicas e estratigráficas da Planície Costeira Bragantina.

O cenário global da Planície Costeira Bragantina é de grande importância para o entendimento da evolução dos processos deposicionais. Esta planície está localizada na Bacia Costeira de Bragança-Viseu, onde a sedimentação holocênica está intimamente associada à arquitetura e à paleotopografia da bacia, que exercem grande controle na distribuição e na dinâmica dos ambientes de deposicionais atuais. Movimentos tectônicos recentes ligados a reativação de antigos falhamentos normais do embasamento cristalino têm controlado a espessura dos depósitos terciários e quaternários (COSTA et al. 1991a; IGREJA, 1991). Esta região é dominada por macromaré semidiurna, com amplitude de até 6m. As ondas atingem a linha de costa obliquamente, de ENE, gerando correntes de deriva litorânea para oeste e sudeste, devido a refração das ondas estuário adentro. O clima é quente e úmido, com precipitações de 2.500-3.000

mm/ano, o que resulta em uma variabilidade sazonal da descarga dos rios. As flutuações do nível do mar também tem influenciado o padrão de sedimentação.

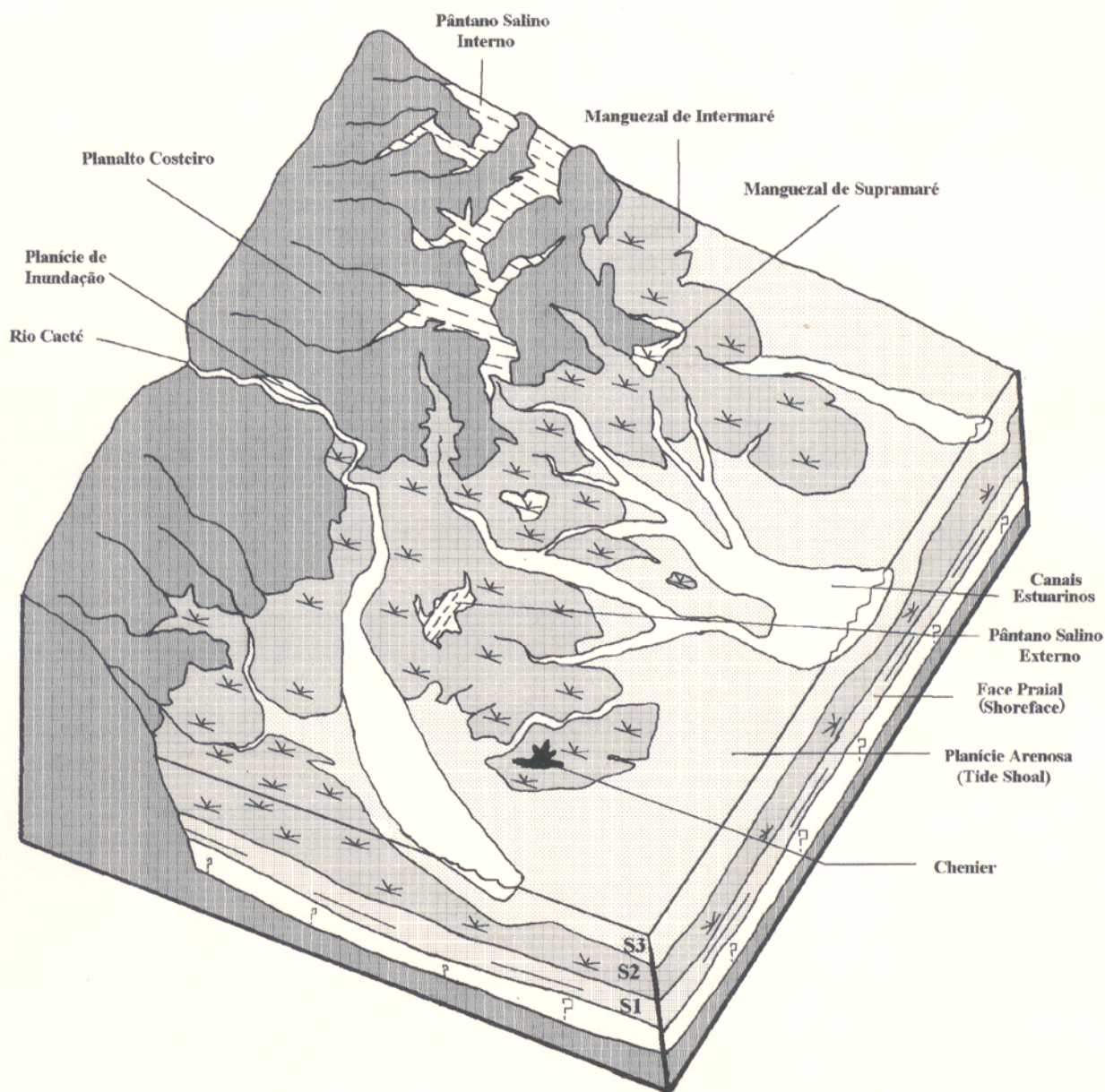


Figura 7.1- Bloco diagrama mostrando uma vista NE dos principais ambientes de sedimentação da Planície Costeira Bragantina em situação de baixamar. S1- Sequência marinha transgressiva basal; S2- sequência marinha regressiva e; S3- sequência marinha transgressiva atual.

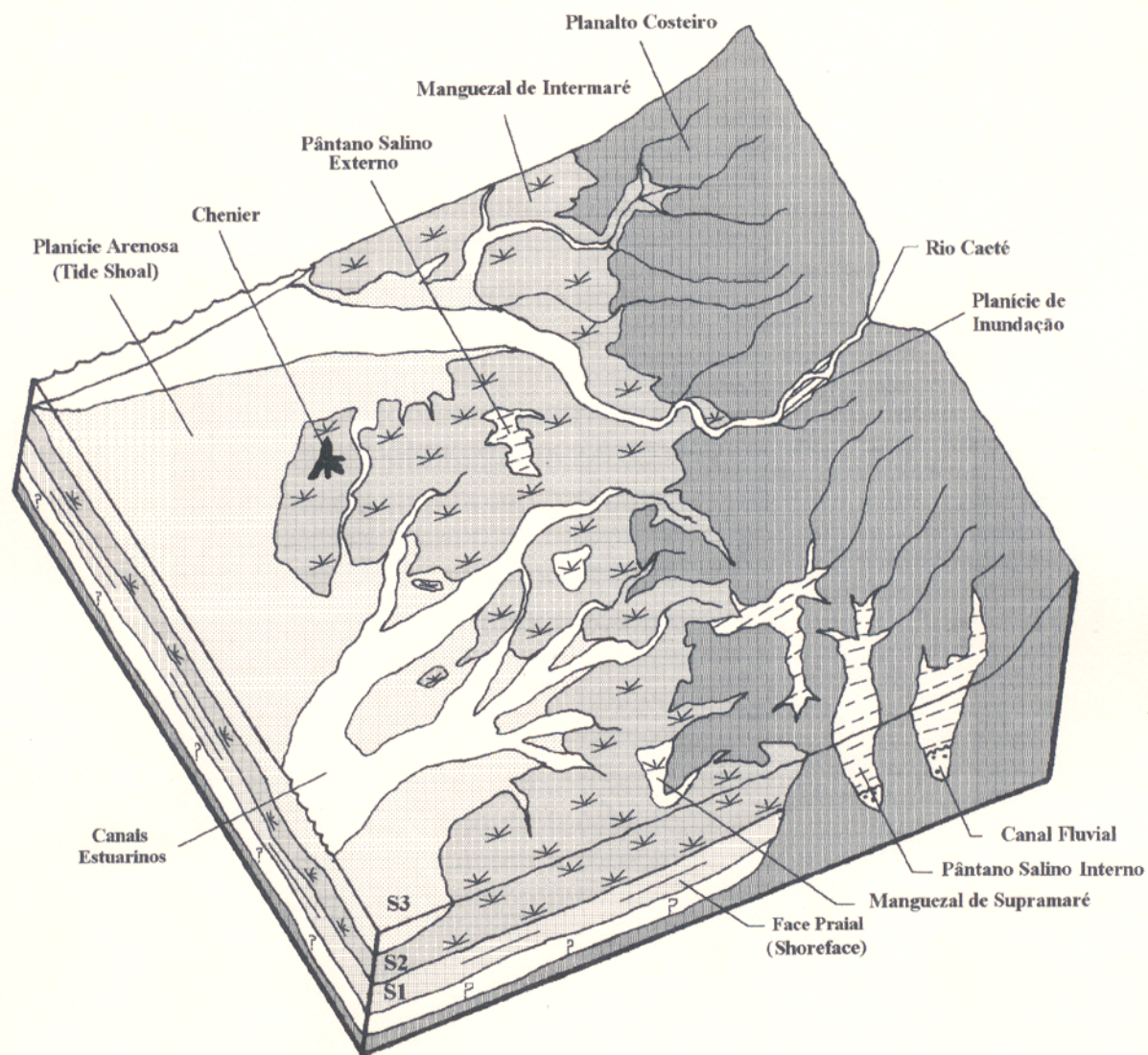


Figura 7.2- Bloco diagrama mostrando uma vista NW dos principais ambientes de sedimentação da Planície Costeira Bragantina em situação de baixamar. S1- Sequência marinha transgressiva basal; S2- sequência marinha regressiva e; S3- sequência marinha transgressiva atual.

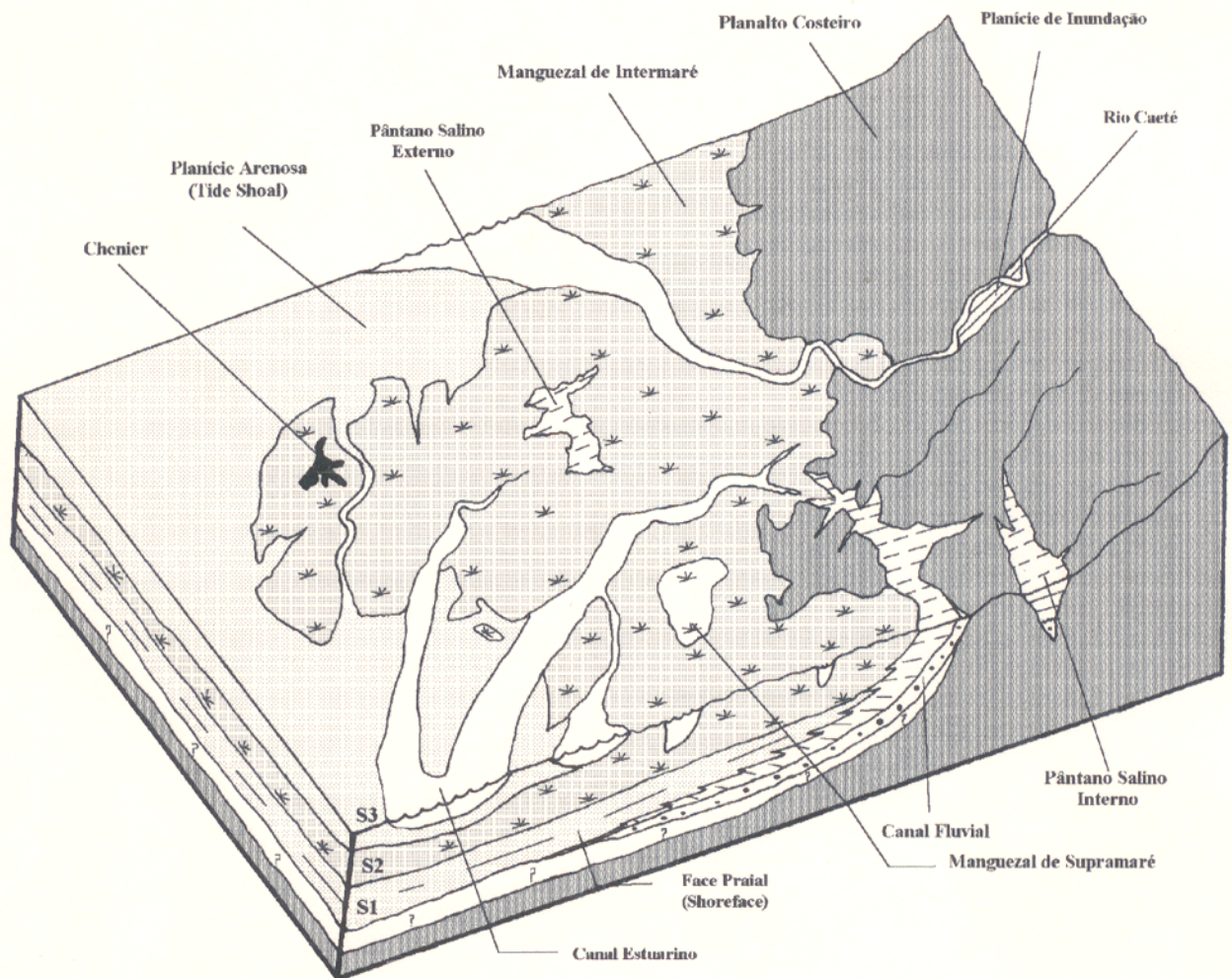


Figura 7.3- Bloco diagrama mostrando um corte longitudinal ao ambiente de pântano salino interno e a distribuição espacial e geométrica dos ambientes sedimentares da Planície Costeira Bragantina em situação de baixamar. S1- Sequência marinha transgressiva basal; S2- sequência marinha regressiva e; S3- sequência marinha transgressiva atual.

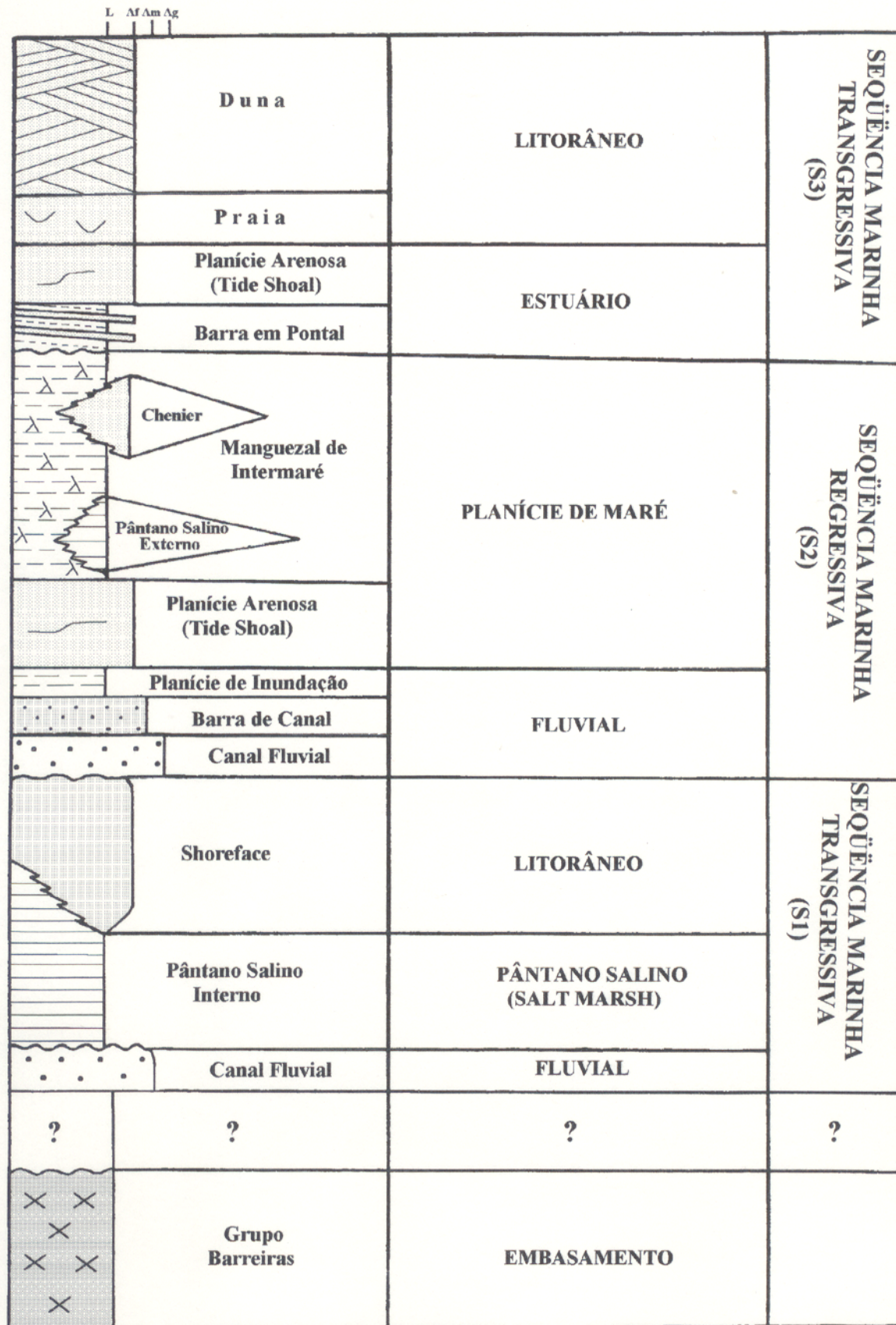


Figura 7.4- Coluna estratigráfica composta da Planície Costeira Bragantina

A Planície Costeira Bragantina é marcada por três seqüências estratigráficas distintas: (1) marinha transgressiva basal (S1); (2) marinha regressiva (S2) e; (3) marinha transgressiva atual (S3) (Figura 7.4).

A seqüência (S1) é constituída pelos ambientes fluvial, parálico (pântano) e “shoreface”, formando uma seqüência com sedimentos fluviais grosseiros na base, sobrepostos a sedimentos lamosos do ambiente pantanoso, transgredido por areias marinhas oriundas do face-praial (“shoreface”).

O modelo sedimentar atual da Planície Costeira Bragantina é resultado de uma progradação da linha de costa durante o Holoceno em uma fase regressiva marinha (S2), seguida de uma fase retrogradacional atual da linha de costa sob condição transgressiva (S3). Quatro são os ambientes de sedimentação reconhecidos na seqüência regressiva: fluvial, planície de maré, chenier e pântano salino externo.

O ambiente fluvial é constituído por um canal fluvial meandrante, com fluxo canalizado e sedimentação influenciada por marés dinâmicas. No canal ocorrem barras longitudinais e barras em pontal, que são superpostas estratigraficamente por depósitos de levee e de planície de inundação. A sedimentação nesses subambientes está ligada aos períodos de transbordamento do canal fluvial, quando ocorre a deposição de sedimentos lamosos, atualmente colonizados por campos herbáceos.

A planície de maré é caracterizada pela interação das correntes fluviais, de maré e secundariamente ondas. A base da seqüência de maré é dominada por processos marinhos, onde predomina a sedimentação por saltação das areias, que constituem lençóis de areia (“sand sheets”), baixios arenosos (sand shoals) e barras em pontal, formando a planície arenosa de inframaré.

A sedimentação atual neste ambiente é predominantemente lamosa, depositada a partir do processo de floculação química e física, que segundo PRYOR (1975) é um mecanismo de geração de aglomerados de partículas de tamanho argila, com densidade suficiente para ocorrer a deposição mesmo em condições de águas pouco agitadas e durante os períodos de estofa de maré. Estes depósitos são representados pelos manguezais de supramaré e intermaré, além de barras em pontal, produto da migração lateral dos canais de marés

Esta sedimentação lamosa é responsável pela progradação da linha de costa sob condições regressivas. No entanto esta progradação, por vezes, foi interrompida durante períodos erosivos, responsáveis pelo retrabalhamento dos sedimentos arenosos e deposição dos cheniers. Segundo OTVOS & PRICE (1979), os cheniers desenvolvem-se quando existe uma quantidade substancial de sedimentos lamosos fluviais disponíveis para o transporte marinho “nearshore”, quando ocorre um certo balanço entre o transporte de deriva litorânea de areia, deposição e retrabalhamento das areias a partir de depósitos lamosos costeiros existentes, permitindo deste modo a formação de cristas de praia (“beach ridges”) e quando estas condições se alternam. A Figura 7.5 mostra o desenvolvimeto dos cheniers segundo a proposição de HOYT (1969).

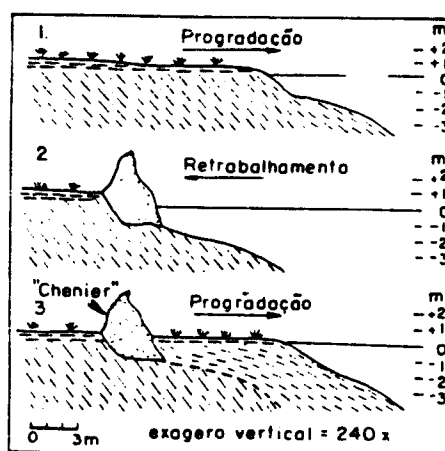


Figura 7.5- Seção transversal idealizada, mostrando o desenvolvimento de chenier. 1- Progradação da planície lamosa; 2- erosão e retrabalhamento dos depósitos da planície lamosa, com formação de cristas arenosas ao longo da linha de costa; 3. progradação da planície lamosa, isolando as cristas, formando os cheniers (HOYT, 1969).

A sequência sedimentar vertical geral da planície de maré é mostrada na Figura 7.4 e é caracterizada por uma granodecrescência ascendente, composta por areias da planície arenosa na base, sobreposta por lamias da planície lamosa (manguezal) de intermaré e supramaré. A espessura total dessa sequência varia de 3m a mais de 6m e está depositada sobre a sequência fluvial e areias do “shoreface” da sequência transgressiva inferior (S1).

O ambiente de pântano salino externo é também influenciado pelas marés e está depositado sobre os depósitos da planície de maré lamosa (manguezais) e arenosa e representa uma sequência de preenchimento de depressões, provavelmente associadas a “ponds” ou pequenas lagunas.

Atualmente a sequência regressiva (S2) está sendo sobreposta por uma sequência marinha transgressiva (S3), representada por dois ambientes de sedimentação distintos: estuário e litorâneo.

O estudo das unidades morfoestratigráficas da planície estuarina é insuficiente para se propor um modelo evolutivo para tal ambiente, uma vez que não foi possível a caracterização de todas as unidades morfoestratigráficas que constituem este ambiente. No entanto, o estudo das unidades distais, permitiu algumas conclusões: (1) a unidade barra em pontal estuarina é produto da migração lateral dos canais, (2) a planície arenosa dos baixios de maré, constitui a unidade morfoestratigráfica, sobreposta ao ambiente de planície de maré e fluvial, produto da migração dos ambientes marinhos, sobre os continentais.

A geometria dos canais estuarinos mostra o estágio evolutivo avançado de preenchimento, apresentando portanto deltas de maré vazante na foz de alguns estuários, durante a baixamar (Figura 7.6).

Os ambientes litorâneos são influenciados pelas correntes de marés e de deriva litorânea, ondas e em menor intensidade por correntes fluviais. Os depósitos eólicos e de praia observados,

migram a partir da linha de costa em direção ao continente sobre os depósitos de manguezais da planície de maré. A sequência estratigráfica vertical deste ambiente litorâneo é composta por sedimentos da praia, superpostos por sedimentos das dunas eólicas, ambos depositados sobre os sedimentos lamosos da unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré. Apresenta uma espessura que varia de 3 a 10m.



Figura7.6- Delta de maré vazante de um canal de maré na Vila de Ajuruteua.

O modelo sedimentar proposto da Planície Costeira Bragantina, mostra uma sistema deposicional costeiro complexo, constituído por diferentes ambientes de sedimentação (fluvial, estuarino, planície de maré, parálico e litorâneo) com características sedimentares , estratigráficas e morfológicas peculiares, no que diz respeito a geometria e distribuição espacial dos ambientes.

Os blocos diagramas (Figura 7.1; 7.2; 7.3) e a coluna estratigráfica composta (Figura 7.4) da Planície Costeira Bragantina, sintetizam as relações laterais e verticais entre as seqüências estratigráficas, o que permite concluir que este modelo deposicional trata-se de um sistema de planície costeira de macromaré flúvio-estuarina, com cordão duna-praia barreira (“dune-beach ridge”) associado.

8. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA

8.1. OSCILAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA LESTE E SUDESTE DO BRASIL

As flutuações do nível do mar durante o Quaternário foram identificadas ao longo de toda a faixa oceânica brasileira, particularmente nos litorais do nordeste (CAMPOS, 1976; BITTENCOURT et al. 1981; BARBOSA et al. 1986; SILVA, 1991; DOMINGUES et al. 1992) do sudeste (CORREA et al. 1980; MARTIN & SUGUIO, 1989; MARTIN et al. 1993) e do Sul (VILLWOCK et al. 1986; VILLWOCK, 1987; CORREA et al. 1992).

SUGUIO et al. (1985); MARTIN & SUGUIO (1989) propuseram um modelo das flutuações do nível do mar durante o Quaternário, associados as modificações climáticas, que constituíram as principais causas da formação das planícies litorâneas leste e sudeste brasileira, compreendida entre o litoral de Macaé (RJ) e de Recife (PE).

Estes mesmos autores determinaram três níveis marinhos mais altos que o atual até 7.000 anos A.P, conhecidos como Nível Marinho Alto Antigo, Nível de Mar Alto de 120.000 anos A.P e Nível de Mar Alto Holocênico.

O Nível de Mar Alto Antigo, também conhecido como Transgressão Antiga (Bittencourt et al. apud SUGUIO et al. 1985), é representado somente na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul, e admite-se que este nível é de idade Pleistoceno Médio a Inferior (Barreira I e II, respectivamente) e pode ser atribuído aos estágios interglaciais Yarmouth (Mindel/Riss) e Aftonian (Gunz/Mindel) respectivamente.

O Nível de Mar de 120.000 anos A.P está situado a 8 +/- 2m acima do nível atual e é conhecido como Transgressão Cananéia na Planície Costeira de São Paulo e Penúltima Transgressão nas planícies costeiras da Bahia, Sergipe e Alagoas.

O Nível de Mar Alto Holocênico representa o nível mais alto do recente (Transgressão Holocênica) e é muito bem conhecido devido as numerosas reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar .

A partir de dados de datações absolutas e das informações supracitadas, SUGUIO et al. (1985) construíram curvas de variações do nível do mar para diversos setores do litoral brasileiro (Figura 8.1). Verificou-se que ao longo de toda a costa leste e sudeste brasileira, o nível do mar já foi superior ao atual, com elevação máxima há cerca de 5.150 anos A.P e em todos os setores da costa, após este nível máximo, parece ter ocorrido duas rápidas oscilações de alguns metros, sendo que algumas destas são demasiadamente altas, para serem consideradas de origem glacioeustática ou tectônica, sendo provavelmente ocasionadas por deformações na superfície do geóide (MARTIN & SUGUIO, 1989).

Indicadores de nível de mar holocênico acima do atual, também são observados em outras linhas de costa, como na Austrália (ROY et al. 1980; THOM, 1983; WOODROFFE et al. 1986; 1989).

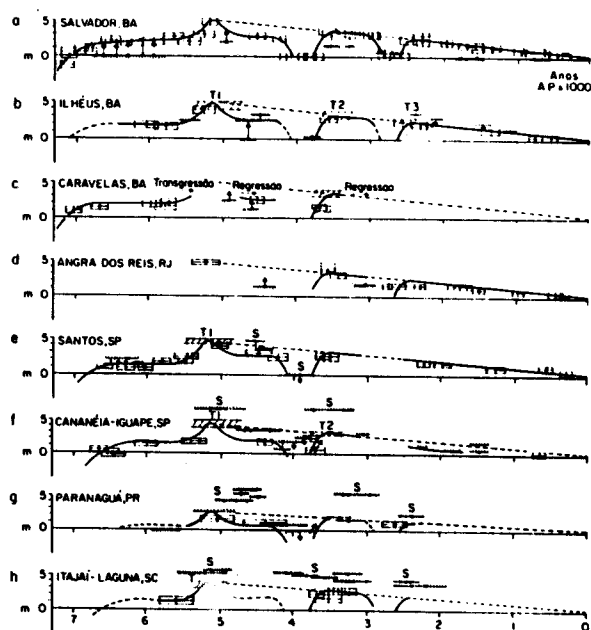


Figura 8.1- Curvas de variações do nível do mar nos últimos 7.000 anos A.P na costa brasileira (SUGUIO et al. 1985).

8.2. INFLUÊNCIA DAS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA

Até o momento, nenhuma curva de variação do nível do mar foi proposta para a Planície Costeira Bragantina, assim como para toda a costa Norte do Brasil, exceto a curva eustática do nível do mar proposta por MILLIMAN & EMERY (1968) para a Plataforma Continental do Amazonas.

8.2.1. Pleistoceno Terminal

MILLIMAN & BARRETO (1975) dataram oólitos lagunares de 17.400 anos A.P., associados a uma antiga barreira recifal, constituída por areias biogênicas (SILVA, 1993) e bancos carbonáticos com algas coralíneas, hexacorais e ostreídeos (VITAL et al. 1991). Esta barreira recifal é indicadora de um nível de mar baixo (-80/90m). EL-ROBRINI & SOUZA FILHO (no prelo) caracterizaram paleolinhas de rias, representativas do prolongamento de cursos médios e inferiores dos principais sistemas fluviais costeiros do Amapá.

EL-ROBRINI & SOUZA FILHO (no prelo) definiram um nível marinho a -40/-50 m, marcado pelo paleogolfo do Gurupi. A contínua subida do nível do mar na plataforma interna estacionou novamente em torno de 8.000 anos A.P e segundo PUJOS & ODIN (1986), materializou-se por um litoral a -25m na plataforma da Guiana Francesa. De acordo com EL-ROBRINI & SOUZA FILHO (no prelo) este nível de PUJOS & ODIN (1986) poderia corresponder a um paleo nível a -20m na plataforma norte brasileira (Figura 8.2 A) Segundo FARIA Jr et al. (1987) e EL-ROBRINI (1992), durante este período ocorreram depósitos de areias na Plataforma Interna do Pará/Maranhão, retrabalhadas posteriormente.

De 8.000 anos A.P até o presente, nenhum dado de datação absoluta está disponível. Assim sendo, a evolução holocênica da Planície Costeira Bragantina aqui apresentada, consiste de

uma sucessão cronológica de eventos transgressivos e regressivos, não levando-se em conta sua posição temporal, a fim de que se possa fazer correlações com as curvas eustáticas já propostas para outros trechos do litoral brasileiro.

8.2.2. Holoceno

Segundo WONG (1989) o nível do mar alcançou a posição atual há cerca de 6.000 A.P. na costa da Guiana Francesa e do Suriname, o que representa o máximo da transgressão holocênica. Durante este evento transgressivo, a subida do nível do mar, provocou a erosão dos depósitos do Grupo Barreiras na Planície Costeira Bragantina, formando falésias ativas, além da migração de um lençol transgressivo (Unidade Estratigráfica Areia e Lama Marinha/Estuarina), constituído por baixios de maré, praias e cordão duna-praia. A 4,5 metros de profundidade ocorrem areias ricas em fragmentos de conchas, retrabalhados por ondas, evidenciando, provavelmente, um nível de mar transgressivo de -4,5 metros há cerca de 6.000 anos A.P. Esta subida do nível do mar, afogou a rede de drenagem, que foi progressivamente colmatada, evoluindo para uma sequência de preenchimento de paleoestuários, representada pelo Pântano Salino, além de esculpir as falésias mortas de 1m de altura, fossilizadas no contato do planalto com a planície costeira, representativa da linha de costa deste período (Figura 8.2 B).

Este evento transgressivo pode ser correlacionável ao nível de mar alto holocênico, que representa o nível de mar mais alto do recente e é muito bem conhecido na costa leste brasileira como Transgressão Holocênica de (5.100 anos A.P.), responsável pelo afogamento de cursos fluviais, que foram transformados em estuários (SUGUIO et al., 1985; MARTIN & SUGUIO, 1989).

Posteriormente, sob condições de nível de mar estável ou regressivo, observa-se a progradação lamosa da linha de costa em direção ao mar, marcando o início do desenvolvimento

do manguezal de intermaré. O contato do lençol arenoso transgressivo, com os depósitos da frente de progradação lamosa é aplainado e bruscamente definido (Figura 6.18 E 6.19), resultado de uma progradação subaérea, truncando sucessivos cordões de praia, a medida que a linha de costa avança em direção ao mar (Figura 8.2 C).

Durante a fase de progradação, ocorreram fases de erosão, responsáveis pelo retrabalhamento dos sedimentos costeiros, com deposição de cordões duna-praia (“dune-beach ridge”) com leques de lavagem associados. A posição interna dos cheniers a 2 Km da linha de costa atual, marca interrupções na progradação lamosa devido a diminuição do suprimento sedimentar oriundo dos rios, prevalecendo a ação de ondas e correntes de marés, que retrabalham os sedimentos arenosos (Figura 8.2 D). Um nível de conchas de *Mytela sp.* (fauna típica de zona nearshore) a 2,5 metros de profundidade, marca um período de estacionamento do nível do mar. A 1,5 metro de profundidade, ocorre também uma superfície erosiva, fortemente bioturbada (Figura 6.11), que marca um período de exposição subaérea, erodida por leques de lavagem da sequência de chenier, representando deste modo um nível de mar estacionário a -1,5 metros.

Segundo OTVOS & PRICE (1979), a variação no aporte sedimentar é função da migração lateral dos canais estuarinos e/ou mudanças climáticas, que causaram períodos de descarga fluvial máxima e mínima, além de transgressões marinhas responsáveis pela colmatação e preenchimento de “ponds”, que originaram os pântanos salinos externos. (Figura 8.2 D).

Na costa leste do Brasil, este evento é caracterizado pela construção de deltas intralagunares, alimentados por sedimentos fluviais no interior de lagunas, situadas na foz dos principais cursos fluviais, como o Paraíba do Sul, Doce e Jequetinhonha. A progradação da planície costeira deste trecho do litoral brasileiro é marcada pela formação sucessiva de cristas de praia (“beach ridges”), constituindo extensos “strand plains”.

O evento seguinte é marcado pela retomada da progradação lamosa da linha de costa, que isolou as cristas de praia, formando os cheniers. Esta progradação excedeu 1 km além da linha de costa atual. Neste momento, observa-se a migração de um lençol transgressivo, constituído por baixios de maré, cordões duna-praia, e areias estuarinas, sobre a frente de progradação lamosa dos manguezais de intermaré (Figura 8.2 E).

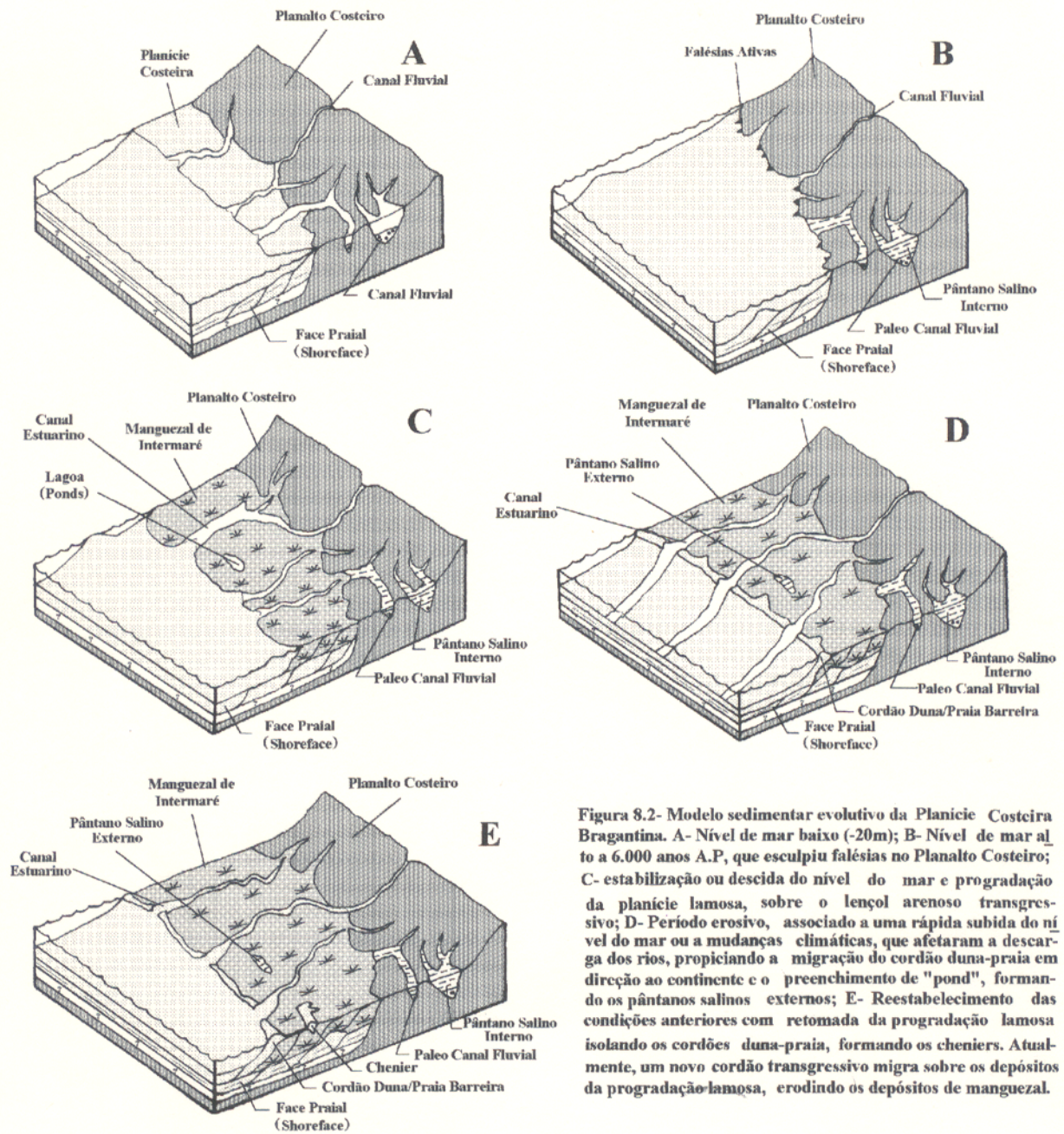


Figura 8.2- Modelo sedimentar evolutivo da Planície Costeira Bragantina. A- Nível de mar baixo (-20m); B- Nível de mar alto a 6.000 anos A.P, que esculpiu falésias no Planalto Costeiro; C- estabilização ou descida do nível do mar e progradação da planície lamosa, sobre o lençol arenoso transgressivo; D- Período erosivo, associado a uma rápida subida do nível do mar ou a mudanças climáticas, que afetaram a descarga dos rios, propiciando a migração do cordão duna-praia em direção ao continente e o preenchimento de "pond", formando os pântanos salinos externos; E- Reestabelecimento das condições anteriores com retomada da progradação lamosa isolando os cordões duna-praia, formando os cheniers. Atualmente, um novo cordão transgressivo migra sobre os depósitos da progradação lamosa, erodindo os depósitos de manguezal.

9. CONCLUSÕES

A Planície Costeira Bragantina está inserida no contexto geológico da bacia cretácea de Bragança-Viseu, cuja sedimentação holocênica esta intimamente relacionada a geometria da bacia, que exerce um forte controle na distribuição dos ambientes de sedimentação atuais. Movimentos tectônicos recentes ligados a reativação de antigos falhamentos normais do embasamento (COSTA et al. 1991a; IGREJA, 1991) têm controlado a espessura dos depósitos terciários e quaternários.

Os dados geomorfológicos mostram três padrões morfológicos: (1) planície aluvial, (2) planície estuarina e (3) planície costeira:

(1) a planície aluvial estende-se a sul do limite da influência das marés, à altura da Cidade de Bragança e é constituída pelo canal fluvial do Rio Caeté, levees e planície de inundação;

(2) a planície estuarina é limitada a sul pela planície aluvial e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. É recortada por canais estuarinos, compartimentados em funil estuarino, segmento retilíneo e meandrante e canal de curso superior; córregos de marés e planície de inundação, representada pelos manguezais de intermaré e;

(3) a planície costeira é limitada a sul por falésias mortas esculpidas no Planalto Costeiro (Grupo Barreiras) e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. É constituída pelos ambientes pântanos salinos (interno e externo), manguezais (supramaré e intermaré), chenier, planície arenosa (“tidal shoal”), dunas costeiras e praias.

A estratigrafia da Planície Costeira Bragantina foi elaborada a partir do conceito morfoestratigráfico e estratigráfico e foram identificadas 11 unidades morfoestratigráficas: (1) planície de inundação, (2) levee, (3) barra de canal, (4) manguezal de supramaré, (5) pântano salino, (6) manguezal de intermaré, (7) planície arenosa, (8) barra em pontal, (9) dunas costeiras,

(10) chenier e (11) praia e 4 fácies estratigráficas: (1) areia fluvial, (2) areia e lama marinha/estuarina, (3) areia e lama com estratificação heterolítica e; (4) areia lamosa mosqueada.

A partir da análise estratigráfica, três seqüências transicionais e marinhas distintas foram definidas: (1) marinha transgressiva basal (S1); (2) marinha regressiva (S2) e; (3) marinha transgressiva atual (S3):

A seqüência S1 é composta pelos ambientes fluvial, parálico (pântano salino interno) e face praial ("shoreface"). O ambiente fluvial desta seqüência é reconhecido a partir da unidade estratigráfica areia fluvial a 5m de profundidade e durante a subida progressiva do nível do mar, este ambiente foi sobreposto por uma seqüência de preenchimento, representada pelo pântano salino interno, que fossilizou esta antiga rede de drenagem. Acima ocorrem as areias e lammas marinhas/estuarinas que migraram sobre os depósitos continentais.

O modelo sedimentar atual é resultado da progradação da linha de costa durante uma fase regressiva (S2), seguida de uma fase retrogradacional atual da linha de costa, sob condições transgressivas (S3).

Quatro ambientes de sedimentação são definidos na seqüência S2: fluvial, planície de maré, chenier e pântano salino externo.

O ambiente fluvial é constituído por um canal fluvial meandrante, com fluxo canalizado e sedimentação influenciada por marés dinâmicas. No canal ocorrem barras longitudinais e barras em pontal, que são sobrepostos estratigraficamente por depósitos de levee e de planície de inundação.

A planície de maré é constituída na base da seqüência estratigráfica por areias da planície arenosa de inframaré. A sedimentação neste ambiente é predominantemente lamosa, depositada durante o estofa das marés. Estes depósitos são representados por manguezais de intermaré e de

supramaré, além de barras em pontal, produto da migração lateral de canais . Esta sedimentação lamosa é responsável pela progradação da linha de costa sob condições regressivas, que por vezes foi interrompida por períodos erosivos, responsáveis pela deposição dos cheniers.

Os cheniers têm sua evolução associada a dois processos distintos: (1) cheniers formados por cordões de praia lineares estão relacionados a migração de “spits”, a partir do transporte de areias por correntes de deriva litorânea e; (2) cheniers irregulares com cordões duna-praia, ligados ao retrabalhamento dos sedimentos arenosos por ondas. Ambos migram em direção ao continente em decorrência de processos de leques de lavagem.

O ambiente de pântano salino externo é representativo de uma sequência de preenchimento de antigas depressões, provavelmente associadas a eventos transgressivos formadores dos cheniers, que proporcionaram a colmatação de “ponds” ou pequenas lagunas.

A sequência regressiva (S2) é sobreposta por uma sequência marinha transgressiva (S3), representada pelos ambientes estuarino e litorâneo.

Os estuários que recortam a planície costeira, estão em estágio evolutivo avançado de preenchimento, uma vez que se observam deltas de marés vazantes na foz de alguns estuários.

Os ambientes litorâneos são representados por um cordão duna-praia (“dune-beach ridge”) transgressivo que migra sobre os depósitos de manguezais da planície de maré.

O modelo deposicional atual da Planície Costeira Bragantina é interpretado como um sistema de planície costeira de macromaré fluvio-estuarina com cordões duna/praias associados.

A evolução deste sistema deposicional está associada a transgressão relativa ocorrida há 6.000 anos A.P., responsável pelas falésias mortas esculpidas no Grupo Barreiras, indicando a paleolinha de costa.

Após este evento, um cordão litorâneo de duna e praia, se instalou e propiciou a progradação da planície lamosa, sob condições regressivas ou de nível de mar estável, sobre o lençol transgressivo basal. Períodos erosivos, provavelmente, relacionados a rápidas subidas do nível do mar ou a mudanças climáticas, que afetaram a descarga dos rios, permitiram a migração do cordão transgressivo sobre os depósitos da planície lamosa e mais tarde com o reestabelecimento das condições anteriores, a progradação foi retomada, formando-se os cheniers. Atualmente um novo cordão transgressivo migra sobre os depósitos da planície lamosa, erodindo-a.

Pelo menos três níveis marinhos são observados na Planície Costeira Bragantina: (1) -4,5m, representado por um nível de conchas na unidade estratigráfica areia e lama marinha/estuarina associada a sequência marinha transgressiva basal (S1); (2) -3,5m, relacionado a fase inicial da progradação lamosa e; (3) -1,5m marcado por uma superfície de discordância fitoturbada, erodida por depósitos arenosos dos cheniers, representando deste modo o evento transgressivo responsável pela interrupção da progradação lamosa.

A partir do entendimento desta sequência de eventos, pode-se concluir que a Planície Costeira Bragantina vem sofrendo um processo cíclico de eventos transgressivos e regressivos.

Datações a serem feitas, devem fornecer, posteriormente, informações importantes para uma melhor compreensão da evolução dos eventos na Planície Costeira Bragantina.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Craton São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 7-21.
- ACKERMAN, F.L. 1964. Geologia e fisiografia da Região Bragantina. Estado do Pará. **Cadernos da Amazônia**, 2: 92p.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Anais**. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 185-187.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p. 738-752.
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MARINHO, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p. 221-233.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F. 1989. Cheniers and cheniers plains: a general introduction. **Marine Geology**, 90(4): 219-229.

- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia da Faolha SA-23 (São Luiz) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In: BRASIL. Projeto RADAM BRASIL. **Folha SA 23 São Luis e parte da Folha SA 24 Fortaleza**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. Capítulo 1, p. 3-37 (Levantamento de Recursos Naturais, 3).
- BARBOSA, L.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUES, J.M.L.; MARTIN, L. 1986. Geologia do Quaternário Costeiro do Estado do Alagoas. In: DANTAS, A. **Mapa geológico do Estado do Alagoas**. Brasília, DEM/DNPM. Escala 1:250.000.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y.A. 1981. Dados preliminares sobre a evolução do delta do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário; influência das variações do nível do mar: In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1981. **Atas**. Rio de Janeiro, SBG. p. 49-68.
- BLOOM, A.L. 1978. **Geomorphology**: A systematic analysis of late canozoic landforms. London, Prentice-Hall. 510p.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, 80 (1/2): 139-150.
- BOYLES, J.M.; SCOTT, A.J.; RINE, J.M. 1986. A logging from for graphic description of core and outcrop. **Journal of Sedimentary Petrology**, 56(4): 567-568.
- CAMPOS, H. 1976. **Estudos das variações C13/C12 e O18/O16 em ambientes de formação de rochas de praia na ilha de Itaparica, Bahia**. Salvador, Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. 55p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFBA, 1976.

- CORREA, I.C.S.; BAITELLI, R.; KETZER, J.M.; MARTINS, R. 1992. Translação horizontal e vertical do nível do mar sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul nos últimos 17.500 anos B.P.. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3., Belo Horizonte, 1992. **Anais.** Belo Horizonte, ABEQUA. p. 11-25.
- CORREA, I.C.S.; PONZI, V.R.A.; TRINDADE, L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú-SC. 1980. **Anais.** Camboriú, SBG. v.2, p. 578-587.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1991a. Aspectos da tectônica cenozóica na Região do Salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG- Núcleo Norte, p. 156-165.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; HASUI, Y. 1991b. Aspectos da evolução da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-Cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim Resumos Extendidos e Roteiros das Excursões.** Rio Claro, SBG - Núcleo São Paulo, UNESP, p. 96-98.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991c. O quadro tectônico regional do Mesozóico da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 166-178.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.T. 1988. Faixa de cisalhamento de Tentugal na Folha SA-23-V-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG. v.5., p. 2257-2266.

- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. WANDERLEY FILHO, V.J.R. 1977. **Projeto Gurupi**, Belém, DNPM/CPRM. v.1, 258 p.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal Depositional Systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. **Facies Models; Response to Sea Level Changes**. Ontario, Geological Association of Canada. p. 195-218.
- DALRYMPLE, R.W.; KNIGHT, R.J.; ZAITLIN, B.A.; MIDDLETON, G.V. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequil Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). **Sedimentology**, 37: 577-612.
- DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuary facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, 62(2): 1130-1146.
- DAVIS Jr., R.A. 1978. Beach and nearshore zone. In: DAVES Jr., R.A. **Coastal Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 420p.
- DAVIS Jr., R.A. 1983. **Depositional Systems: A Genetic Approach to Sedimentary Geology**. New Jersey, Prentice-Hall, 669p.
- DAVIES, J.L. 1977. **Geographical Variation in Coastal Development**. New York, Longman. 204p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1981. Rio de Janeiro, DHN. 22p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1994. **Tábuas de Marés PARA 1994. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros**. Rio de Janeiro, DHN. p. 1-6.

- DOMINGUES, 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.
- ELLIOTT, T. 1986. Siliciclastic Shoreline. In: READING, H.G. **Sedimentary Environments and Facies**. Oxford, Blackwell Scientific. p. 155-189.
- EL-ROBRINI, M. 1992. Évolution rapide des fonds d'une zone estuarine: le secteur D'Itaqui-Baie São Marcos - Maranhão (Brésil). In: PROST, M.T. **Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire**. Paris, ORSTOM. p. 159-176.
- EL-ROBRINI, M. 1993. **Projeto Oceanografia da Folha Marapanim**: batimetria, sedimentologia, hidrodinâmica e parâmetros físico-químicos das águas. Relatório Interno, IDESP. 16.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. Evidence of Quaternary sea levels on the Northern Continental Shelf. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, Niterói, 1993. **Resumos**. Niterói, UFF. p. 16.
- EL-ROBRINI, M & SOUZA FILHO, P.W.M. **Evidences of sea level changes in the Amazon Continental Shelf during the Latter Holocene**. (no prelo).
- EL-ROBRINI, M.; FARIA Jr., L.E.C.; TORRES, A.M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, M.S. 1992. Deposição e assoreamento das rias do Estado do Para. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos**. São Paulo, SBG, p. 79-80.

- FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. **Humid Tropical Geomorphology**: a study of the geomorphological processes and landforms in warm humid climates. London, Longman. 414p.
- FARIA Jr., L.E.C.; MARÇAL, M. S.; PINHEIRO, R.V.L. 1987. A dinâmica sedimentar da praia do Maçarico/Salinópolis e sua importância para a geologia da região costeira do Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1., Porto Alegre-RS, 1987. **Anais**. Porto Alegre-RS, ABEQUA. p. 343-356.
- FIGUEIREDO JR., A.G. 1990. **Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados**. Projeto Sedimentos de talude, Contrato PETROBRÁS/ UFF nº3-570-794-0-90, 27p.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P. SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição a Folha de São Luís (SA-22) no Estado do Pará. **Boletim do Museu Emílio Goeldi**, 17: 1-40. Nova Série.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição a geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú). In: SIMPÓSIO MAT. BRAS., 4., Manaus. 1982. **Atas**. Manaus. p. 305-322.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M.T. **Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire**. Paris, ORSTOM. p. 203-230.
- FRASER, G.S. 1989. **Clastic Depositional Sequences: Processes of Evolution and Principles of Interpretation**. New Jersey, Prentice-Hall. 459p.

- FREY, J.C & WILLIMAN, H.B. 1960. Classification of the Wisconsinian stage in the Lake Michigan glacial lobe. **Illinois State Geological Survey**, 285: 16p.
- FREY, R.W. & BASAN, P.B. 1978. Coastal salt marsh. In: DAVES Jr., R.A. **Coastal Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 420p
- FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E.; KOPASKA-MERKEL, D.C. 1992. **Principles of Sedimentary Deposits**. New York, MacMillan. 717p.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. 1983. **Terrigenous Clastic Depositional Systems: Application to Petroleum, Coal and Uranium Exploration**. New York, Springer Verlag. 423p.
- GEWANDSZNAJDER, F. 1988. Aplicações da cartografia temática em sensoriamento remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 5., Natal, 1988. **Anais**. Natal, SBSR. v.1, p. 258-266.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, 2: 3-15. Série Ciências da Terra.
- GOLDSMITH, V. 1978. Coastal Dunes. In: DAVES Jr., R.A. **Coastal Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 420p
- HAYES, M.O. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. **Sedimentary Geology**, 26: 139-156.
- HEEZEN, B.C. 1974. Atlantic-type continental margins. In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. **The Geology of Continental Margins**. New York, Springer-Verlag, 13-24.
- HOYT, J.H. 1969. Chenier versus Barrier, genetic and stratigraphic distinction. **The American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, 53(2): 299-306.

- IGREJA, H.L.S. 1991. **Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 191p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1991.
- INMAN, D.L. & NORDSTROM, C.E. 1971. On the tectonic and morphologic classification of coastal. **Journal of Geology**, 7(1): 1-21.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. In: READING, H.G. 1986. **Sedimentary Geology and Facies**. Oxford, Blackwell. p. 229-282.
- KAMALUDIN, B.H. 1993. The changing mangrove shorelines in Kuala Kurau, Peninsular Malaysia. **Sedimentary Geology**, 83: 187-197.
- KLEIN, G. de V. 1977. **Clastic Tidal Facies**. Champaign, CEPCO. 149p.
- KOMAR, P.D. 1976. **Beach Processes and Sedimentation**. New Jersey, Prentice-Hall, 129p.
- LI, F.A.M.; D'ALGE, J.C.L.; SOUZA, R.C.M.; CORREIA, C.R.M.; LI, S.S. 1990. Integração de imagens orbitais a uma base de dados cartográficos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 6., Manaus, 1990, **Anais**. Manaus, SBSR. v.1; p. 250-254.
- MABESSONE, J.M. 1983. **Sedimentologia**. 2 ed. Recife, Ed. Universitária. 475p.
- MAIL, A.D. 1982. **Analyses of fluvial depositional system**. Tulsa, AAPG. 75p.

- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1989. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, São Paulo, 1989. **Guia de Excursão**, São Paulo, INQUA. 136p. (Special publication , 2).
- MARTIN, L. SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica dos "deltas" brasileiros. **Boletim do IG-USP**, 15: 86p. Publicação Especial.
- MARTORANO, L.G.; PERREIRA, L.C.; CÉZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. **Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWHITE, MATHER)**. Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- MENDES, A.C. 1994. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos sedimentos holocênicos da Costa do Amapá - Setor entre a Ilha de Maracá e o Cabo Orange**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 276p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- 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.

- MIRANDA, P.T.C.; MARTINS, M.L.R.; SOARES, Z.M.L. 1988. Levantamento e quantificação das áreas de manguezais no Estado do Ceará (Brasil) através de sensoriamento remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SEMSORIAMENTO REMOTO, 5., Natal, 1988. **Anais. Natal, SBSR. v.1, p. 90-94.**
- OTVOS, E.G. & PRICE, W.A. 1979. Problems of chenier genesis and terminology - an overview. **Marine Geology**, 31: 251-263.
- PENLAND, S. & SUTER, J. 1989. The geomorphology of the Mississippi River chenier plain. **Marine Geology**, 90(4): 231-258
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic depositional II - Sequence and systems tract models. In: WILGUS, C.K.; HARTING, B.S.; KENDAL, C.G. St.C.; POSAMENTIER, C.A.R.; VAN WAGONER, J.C.V. **Sea Level Changes: An Integrated Approach. SEPM**, p. 125-154. (Special Publication, 42).
- PRITCHARD, D.W. 1967. What is an estuary? Physical viewpoint. In: LAUFF, G.H. **Estuaries. American Association for for the advancement os Science**, 83. p. 3-5.
- PRYOR, W.A. 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. **Geological Society of American Bulletin**, 86: 1244-1254.
- PUJOS, M. & ODIN, G.S. 1986. La sedimentation au Quaternaire Terminal sur la plate-forme continental de la Guyane Française. **Oceanologica Acta**, 9(4): 363-382.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. **Depositional Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 549p.
- REINECK, H.E. & WUNDERLICH, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. **Sedimentology**, 11: 99-104.

- RHODES, E.G. 1982. Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. **Sedimentology**, 29: 1-19.
- THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE. 1984. **Rock-Color Chart**. Netherlands, Huyskes-Enschade.
- 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**, Belém, 1: 25-74. Série Ciências da Terra.
- 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.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. **Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro**, 3: 21-36.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y. & CINTRON, G. 1986. **Guia para Estudo de Áreas de Manguezal; estrutura, função e flora**. São Paulo, Caribbean Ecological Research. 150p.
- SEMENIUK, V. 1981. Sedimentology and stratigraphic sequence of a tropical tidal flat, North-Western Australia. **Sedimentary Geology**, 29: 195-221.
- SEMENIUK, V. 1993. The Pilbara Coast: a riverine coastal plain in a tropical arid setting, northwestern Australia. **Sedimentary Geology**, 83: 235-256.
- SENNA, C. 1993. Caracterização geomorfológica da APA de Algodual-Maiandeuá. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus-AM, **Resumos**, Manaus, PICG. p. 91-94.
- SENNA, C. **Mapeamento do litoral do NE do Pará** (no prelo).

- SENN, C.S.F.; BASTOS, M.N.C.; OLIVEIRA, J.R.; LOBATO, L.C.; SANTOS, R.T.;
MORAES P.G. 1991. Geomorfologia. In: Secretaria de Meio Ambiente & IBAMA.
**Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Macrozoneamento Costeiro do
Estado do Pará.** Belém, SECTAN/IBAMA/CRN. p. 59-67. Relatório Técnico/91.
- SILVA, C.G. 1991. **Holocene stratigraphy and evolution of the Acu River Delta, Rio
Grande do Norte State, Northeastern Brazil.** Duck, Duck University. 400p. Tese
(Doutorado em Geologia) - Department of Geology, 1991.
- SILVA, M.S. 1993. **Estudo mineralógico dos sedimentos de fundo da Plataforma do
Amazonas.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 64 p.
Trabalho de Conclusão de Curso - Departamento de Geologia, Centro de Geociências,
UFPA, 1993.
- SUGUIO, K. 1973. **Introdução a Sedimentologia.** São Paulo, Edgard Blücher. 342p.
- SUGUIO, K. 1992. **Dicionário de Geologia Marinha.** São Paulo, T.A. Queiroz. 171p.
- SUGUIO, K.; 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.
- THOM, B.G. 1983. Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in
Southeast Australia. **Marine Geology**, 56: 137-158.
- 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.

- URDININEA, A.C. 1977. **Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas - Estado do Pará.** Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. 198p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, UFRGS, 1973.
- VILLWOCK, J.A. 1987. Processos costeiros e a formação da costa sul e sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, Cananéia-SP, 1987. **Anais.** Cananéia-SP, SBG. p. 380-398.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, J.L.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, I (Ed). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula.** Rotterdam, A.A. Balkema Publishers. v.4, p. 79-97.
- 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 - Proj. MAR 3.1: Dados geológicos preliminares. In: SIMPÓSIO SOBRE OCEANOGRAFIA, 2., São Paulo, 1991. **Resumos.** São Paulo, IOUSP. p. 245.
- WEIMER, R.J.; HOWARD, J.D.; LINDSAY, D.R. 1982. Tidal flats and associated tidal channel. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. **Sandstone Depositional Environments.** Tulsa, AAPG. p. 191-245.
- WONG, T.E. 1989. Quaternary stratigraphy of Suriname. In: PROST, M.T. 1992. **Évolution des littorax de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire.** Paris, ORSTOM. p. 203-230.
- WOODROFFE, C.D. & MULRENNAN, M.E. 1993. **Geomorphology of the Lower Mary River Plains. Northern Territory.** Darwin, Australia National University. 152p.

WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1986.

Geomorphological Dinamics and Evolution of the South Alligator River and Plains, Northern Territory. Australia National University. North Australia Reseach Unit. Mangrove Monograph n°. 3. 190p.

WOODROFFE, C.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; WALLENSKY, E. 1989.

Depositional models of a macrotidal estuary and flood plain, South Alligator River, Northern Australia. **Sedimentology**, 36(5): 737-756.

ANEXO A

(CONVENÇÕES)

	Areia média grossa		Raízes
	Areia fina		Estratificação cruzada de baixo ângulo
	Areia lamosa		marcas onduladas
	Lama orgânica		Bioturbação
	Lama orgânica oxidada		Superfície erosiva
	Lama se estrutura aparente		Conchas
	Fragmentos orgânicos		Fragmentos de conchas
			Acamamento lenticular
			Acamamento flaser