

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

"ESTRATIGRAFIA HOLOCÊNICA MORFODINÂMICA ATUAL DA PLANÍCIE COSTEIRA DA ILHA DE ALGODOAL E MARUDÁ"

TESE APRESENTADA POR

VALDENIRA FERREIRA DOS SANTOS

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

Data de Aprovação : 08.11.1996

Comitê de Tese:

MAÂMAR EL-ROBRINI (Orientador)

MOYSÉS GONSALEZ TESSLER

JORGE ALBERTO VILLWOCK

BELÉM

Aos meus pais, em especial a minha mãe, pelo seu exemplo de força e coragem.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi possível pelo esforço conjunto de instituições e de pessoas, aos quais expresso meus sinceros agradecimentos:

Ao Centro de Aperfeiçoamento (CAPES) pela concessão de bolsa de mestrado que permitiu o desenvolvimento desta pesquisa;

A Universidade Federal do Pará (UFPA), através do Centro de Geociências e do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, pelo apoio financeiro as diversas etapas de realização desta dissertação.

Ao Centro de Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia da Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (CHSRA/SUDAM), pela cessão e tratamento das cenas de satélite utilizadas nesta dissertação.

Ao técnico Davi Almeida, pela informatização de algumas ilustrações dessa dissertação, extendendo-se também ao geólogo Albano Leite.

Aos pesquisadores e iniciantes à pesquisa do Programa de Pesquisa de Ensino em Ciências do Mar (PROMAR), que com entusiasmo e amizade fizeram gratificante a minha experiência em pesquisa por toda a minha graduação que culminou com esta tese de mestrado. Agradeço sinceramente pelas sugestões e discussões, leitura do texto, bem como pela cessão dos equipamentos necessários a realização deste trabalho. Em especial aos geólogos Pedro Walfir M. Souza Filho, Mário Carlos Hermes do Nascimento e ao graduando Lanusse Tuma pela indispensável ajuda nos trabalhos de campo, extendendo-se também ao técnico do Centro de Geociências Afonso Quaresma.

A amiga Odete Fátima M. da Silveira pela sua valiosa ajuda na elaboração de ilustrações dessa dissertação e pelas profícuas discussões.

Ao amigo Jorge Augusto pela ajuda no corte dos tubos na litoteca do Centro de Geociências.

Ao amigo Jamer Andrade pelo tratamento das cenas de satélite da área.

A amiga Cláudia Cerveira pelo auxílio no laboratório.

Ao meu orientador, Maâmar El-Robrini pela oportunidade de trabalhar na zona costeira de nosso estado.

Aos Profs. Drs. Moysés Tessler e Jorge Alberto Villwock pela participação na Banca Examinadora desta dissertação de mestrado.

Ao Prof. Paulo Sucasas da Costa, pela realização do sobrevôo utilizando seu ultraleve na área de pesquisa.

Aos nativos da Ilha de Algodoal e de Marudá pela calorosa acolhida e ajuda durante a nossa fase de campo. Em especial aos Srs. Simeão, Salgado, João Cambão e Dona Oneide.

A todos os meus amigos (alunos, professores e funcionários) do Centro de Geociências que me proporcionaram um ambiente favorável à realização deste trabalho.

À amiga e companheira de luta, Francisca Gomes Viegas, pelo apoio moral, amizade e compreensão durante o desenvolvimento deste trabalho.

A alguém especial em minha vida, Otoniel Ribeiro, pela paciência, compreensão e encorajamento durante a etapa final de elaboração desta tese.

Finalmente, a Deus, pela força e inspiração durante todas as fases desta dissertação.

"O objetivo do conhecimento não é descobrir o segredo do mundo. É dialogar com o mistério do mundo"

Edgar Morin

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

EPÍGRAFE iv

LISTA DE ILUSTRAÇÕES viii

RESUMO 1

ABSTRACT 3

1 - INTRODUÇÃO 5

1.1 - APRESENTAÇÃO 5
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO 7
1.3 - EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE O LITORAL PARAENSE ... 9

2 - ATIVIDADES E MÉTODOS 14
2.1 - PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E CARTOGRÁFICA 14
2.2 - ELABORAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA 14
2.3 - TRABALHOS DE CAMPO 15
2.4 - PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIOS 18
2.4.1 - Processamento de testemunhos 18
2.4.2 - Descrição macroscópica dos testemunhos 18
2.4.3 - Amostragem de seções 20
2.4.4 - Análise granulométrica 20
2.4.5 - Análise micropaleontológica 21

3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA 22
3.1 - CLIMA 22
3.2 - COBERTURA VEGETAL 23
3.2.1 - Vegetação pioneira 23
3.2.1.1 - Vegetação de dunas 24
3.2.1.2 - Vegetação de campos 25
3.2.1.3 - Vegetação de mangue 25
3.2.1.4 - Vegetação de igapó ou várzea 28
3.2.2 - Vegetação de capoeira 28
3.3 - CONDIÇÕES AERODINÂMICAS E OCEANOGRÁFICAS 29
3.3.1 - Ventos 29
3.3.2 - Ondas 31
3.3.3 - Marés 32
3.3.4 - Correntes 33
3.4 - HIDROGRAFIA 35

4 - CENÁRIO REGIONAL 37
4.1 - GEOMORFOLOGIA 37
4.2 - ESTRATIGRAFÍA 39
4.3 - CONTEXTO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA 41

5 - GEOMORFOLOGIA 43
5.1 - INTRODUÇÃO 43
5.2 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA 44
5.2.1 - Planalto costeiro 44
5.2.1.1 - Falésias 44
5.2.1.2 - Plataformas de abrasão 46

5.2.2 - Planície costeira 46
5.2.2.1 - Canal estuarino 47
5.2.2.2 - Cordões Praia-Duna 48
5.2.2.3 - Planície de maré 51
5.2.2.4 - Praia 57
5.2.2.5 - Dunas 60
5.2.2.6 - Pântanos salinos 64
5.2.2.7 - Cheniers 64
5.3 - DISCUSSÕES 65

6 - ESTRATIGRAFIA 68
6.1 - INTRODUÇÃO 68
6.2 - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS UNIDADES 71
6.2.1 - Unidades morfoestratigráficas 71
6.2.1.1 - Cordões Praia-duna ("Beach-Dune Ridges") 71
6.2.1.2 - Paleodunas 71
6.2.1.3 - Dunas costeiras 74
6.2.1.4 - Praia 75
6.2.1.5 - Planície de supramaré 79
6.2.1.6 - Planície de intermaré 79
6.2.1.7 - Barra arenosa de maré ("tidal sand bar") 79
6.2.1.8 - Barras em pontal 81
6.2.1.9 - Pântano salino 84

6.2.2 - Fácies estratigráficos 84
6.2.2.1 - Lama de intermaré 84
6.2.2.2 - Areia de canais de escavamento de maré ("tidal scour") 85

6.2.2.3 - Areia e lama de barras 86
6.2.2.4 - Lama de planície de supramaré 86
6.2.2.5 - Areia e lama marinha (Face Praial) 86
6.2.2.6 - Lama estuarina 89
6.2.2.7. - Areia marinha 89
6.2.2.8 - Argila siltosa bioturbada 90
6.2.2.9 - Sedimentos indiferenciados 92
6.2.2.10 - Areia mosqueada 92
6.3 - DISCUSSÕES 94

7 - MUDANÇAS MORFOLÓGICAS DE CURTO PERÍODO NA PLANÍCIE COSTEIRA DE ALGODOAL E MARUDÁ..... 100
7.1 - INTRODUÇÃO 100
7.2 - ÁREAS SUJEITAS A RECUOS DE LINHA DE COSTA 100
7.3 - ACREÇÃO DO LITORAL 102

7.4 - DISCUSSÕES 109

8 - EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DA ILHA DE ALGODOAL E MARUDÁ E SEU MODELO DEPOSICIONAL..... 114
8.1 - INTRODUÇÃO 114
8.2 - AS PLANÍCIES COSTEIRAS BRASILEIRAS E AS OSCILACÒES DO NÍVEL DO MAR NO QUATERNÁRIO 115

8.3 - EVOLUÇÃO E SEDIMENTAÇÃO NA PLANÍCIE COSTEIRA DE ALGODOAL E MARUDÁ 118

9 - CONCLUSÕES 127

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 129

ANEXO - Mapa Geológico-Geomorfológico

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área estudada 8
Figura 2.1 - Sistema "vibracore" 16
Figura 2.2 - Mapa de localização dos pontos amostrados 17
Figura 2.3 - Esquema de identificação dos testemunhos 19
Figura 2.4 - Corte de testemunhos em laboratório 19
Figura 3.1 - Distribuição das chuvas em Salinópolis 22
Figura 3.2 - Vegetação das zonas de lençois arenosos 24
Figura 3.3 - Vegetação associada a dunas fixas 25
Figura 3.4 - Vegetação herbácea na calhas de cordões 26
Figura 3.5 - Vegetação de mangue e de capoeira 27
Figura 3.6 - Zonação de vegetação em áreas de acreção 27
Figura 3.7 - Vegetação de mangue em plataformas de abrasão 28
Figura 3.8 - Distribuição dos principais fluxos de ventos . 30
Figura 3.9 - Principais massas de ar no Brasil 31
Figura 3.10 - Direção das frentes de ondas na Ilha de Algodoal 32
Figura 3.11 - Correntes de maré no NE do estado do Pará ... 34
Figura 3.12 - Lago de interduna na Ilha de Algodoal 36
Figura 4.1 - Litoral de rias do NE do estado do Pará 38
Figura 4.2 - Arcabouço geológico do NE do estado do Pará .. 40
Figura 4.3 - Unidades tectônicas do Mioceno 42
Figura 5.1 - Falésias ativas bordejando o Planalto Costeiro 45
Figura 5.2 - Falésias inativas do Planalto Costeiro 45
Figura 5.3 - Plataforma de abrasão da Formação Pirabas 47
Figura 5.4 - Barras arenosas de maré no rio Marapanim 48
Figura 5.5 - Cordões praia-duna a leste da Ilha de Algodoal 49
Figura 5.6 - Crista de praia da unidade cordões praia-duna 50
Figura 5.7 - Lagos intermitentes na calha do sistema de cordões praia-duna 50
Figura 5.8 - Cristas arenosas de maré na zona de inframaré 52
Figura 5.9 - Córrego de maré meandrante na planície de intermaré média 53
Figura 5.10 - Megaripples assimétricas nas margens de canais de maré 53
Figura 5.11 - Barras arenosas de maré na foz de canais de maré 54
Figura 5.12 - Delta de maré vazante na confluência do Furo Velho com o Igarapé das Pedras 55
Figura 5.13 - Terraço de mangue morto na planície de intermaré superior 56

Figura 5.14 - Cúspides praias na Praia do Crispim 58
Figura 5.15 - "Praia de enseada" em "spit" 58
Figura 5.16 - Berma com dunas embrionárias 59
Figura 5.17 - Cordões de dunas vegetadas 61
Figura 5.18 - Dunas embrionárias piramidais 62
Figura 5.19 - Dunas móveis do tipo barcana na ante-praia .. 63

Figura 5.20 - Tipos de dunas desenvolvidas na Praia da Princesa 63
Figura 5.21 - Pântano salino em planície de supramaré 64
Figura 5.22 - "Cheniers" a margem do rio Marapanim 65
Figura 6.1 - Vibracore AVC.10B dos cordões praia-duna 72
Figura 6.2 - Vibracore MVC.04 das paleodunas 73
Figura 6.3 - Estratificação cruzada em dunas costeiras 75
Figura 6.4 - Vibracore MVC.06 da unidade de praia 76
Figura 6.5 - Perfil descritivo do vibracore AVC.26 do pós-praia 77
Figura 6.6 - Vibracore AVC.08 das praias de enseada 78
Figura 6.7 - Vibracore AVC.18 da planície de maré 80
Figura 6.8 - Vibracore AVC.11 de barras arenosas de maré .. 81
Figura 6.9 - Vibracore AVC.03 de barra em pontal arenosa .. 82
Figura 6.10 - Vibracore AVC.5B de barra em pontal argilosa 83
Figura 6.11 - Perfil descritivo do vibracore AVC.27 de pântano salino 85
Figura 6.12 - Vibracore MVC.08 do fácies areia e lama de barras arenosas 87
Figura 6.13 - Vibracore MVC.05 do fácies areia e lama marinha 88
Figura 6.14 - Vibracore AVC.07 do fácies lama estuarina ... 90
Figura 6.15 - Vibracore AVC.10A do fácies argila siltosa bioturbada 91
Figura 6.16 - Terraço do fácies argila siltosa bioturbada . 92
Figura 6.17 - Vibracore MVC.10 do fácies areia mosqueada . 93
Figura 6.18 - Localização dos perfis estratigráficos 94
Figura 6.19 - Perfil estratigráfico da seção 1 95
Figura 6.20 - Perfil estratigráfico da seção 2 96
Figura 6.21 - Coluna estratigráfica composta para a área .. 97
Figura 7.1 - Recuo de falésias 101
Figura 7.2 - Recuo de franja de mangues 102
Figura 7.3 - Erosão de dunas frontais 103
Figura 7.4 - Fotografia aérea de 1977 103
Figura 7.5 - Cena do satélite Landsat-TM do ano de 1988 ... 104
Figura 7.6 - Imagem de radar, banda C, do ano de 1992 105
Figura 7.7 - Detalhe de cordões recurvados inativos 106
Figura 7.8 - Depósitos arenosos a margem do estuário 108
Figura 7.9 - Soterramento de mangue por migração de dunas . 108
Figura 7.10 - Soterramento de mangue por depósitos praiais 109
Figura 7.11 - Evidência da erosão por retirada de material 110
Figura 7.12 - Esquema de erosão e formação de barras 111
Figura 7.13 - Modelo de transporte litorâneo em costas recortadas 113
Figura 8.1 - Curvas de variação do nível do mar no litoral brasileiro 116
Figura 8.2 - Esquema evolutivo para a costa leste brasileira 117
Figura 8.3 - Modelo deposicional da planície estudada 119
Figura 8.4 - Modelo evolutivo 120

Figura 8.5 - Distribuição das feições costeiras de acordo com as variações de marés 121
Figura 8.6 - Formação de cordões litorâneos por emersão de barras 123
Figura 8.7 - Cristas praiais alinhadas a costa 124
Figura 8.8 - Diagrama de geração de estruturas heterolíticas 125

TABELAS

Tabela 5.1 - Compartimentação geomorfológica da area 43
Tabela 6.1 - Características das unidades morfoestratigráficas 69
Tabela 6.2 - Características dos fácies estratigráficos ... 70

R E S U M O

A Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá está localizada na Plataforma Bragantina, no litoral de "rias" do NE do Estado do Pará. Esta planície está limitada pelo Planalto Costeiro, elaborado sobre sedimentos tercio-quaternários da Formação Barreiras e do Pós-Barreiras.

Geomorfologicamente a Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá foi compartimentada em 7 unidades morfogenéticas: canal estuarino, cordões praia-duna, planície de maré, praia, dunas, pântanos salinos e "cheniers". Esta compartimentação revela a existência de um sistema de cordões praia-duna concomitante a um sistema de planície de maré.

Os estudos estratigráficos permitiram a identificação de 9 unidades morfoestratigráficas: cordões praia-duna, paleodunas, dunas costeiras, praia, planície de supramaré, planície de intermaré, barra arenosa de maré, barra em pontal e pântano salino; as quais em parte estão relacionadas com as unidades morfogenéticas da planície. Foram ainda definidos 10 fácies estratigráficos: lama de intermaré, areia de canais de escavamento de maré, areia e lama de barras, lama de planície de supramaré, areia e lama marinha, lama estuarina, areia marinha, argila siltosa bioturbada, sedimentos indiferenciados e areia mosqueada.

A integração dos dados morfológicos e estratigráficos permitiu a identificação de duas sequências estratigráficas: sequência transgressiva (S1) com ambientes estuarino e de face praial e; sequência regressiva (S2) caracterizada por um sistema de cordões praia-duna, interdigitado a um sistema de planície de maré. Estas sequências apontam para uma eolução desta planície dentro de um ciclo transgressivo-regressivo iniciado provavelmente no final do Pleistoceno Superior.

A análise morfodinâmica indica que o sistema tem sido constantemente modificado nos últimos 19 anos. As ondas e marés

são os maiores agentes erosionais que agem em setores restritos da planície costeira, enquanto que as maiores mudanças resultam da acreção costeira a NE da Ilha de Algodoal e de Marudá.

Os resultados deste trabalho mostram a influência dos parâmetros hidro e aerodinâmicos (marés, ondas, correntes, vento e clima), variações do nível do mar e aporte de sedimentos como fatores preponderantes na evolução do sistema.

A B S T R A C T

The Coastal Plain of the Algodoal Islands and Marudá is located at the Bragatina Shelf, on the "rias" shore of the northest of the Pará State. This plain is limited by Coastal Planalto, developed on terciary and quaternary sediments of Formação Barreiras and of the Pós-Barreiras.

Geomorphologicaly the area was divided into seven morphogenetic units: estuarine channel, beach-dune ridges, tidal flat, beachs, dunes, salt marshes and "cheniers". The units reveal the existence of a system of beach-dune ridges togheter with a tidal flat system.

Partially related to the morphogenetic units on the Coastal Plain of Algodoal Islands and Marudá nine morphostratigraphic units were established: beach-dune ridges, paleodunes, coastal dunes, beach, high tidal flat, intertidal flat, tidal sand bar, point bars and salt marshes. Throughout the stratigraphic studies, also ten facies were defined: intertidal mud, high tidal flat mud, tidal scours, sand and mud of bars, marine sand and mud, estuarine mud, marine sand, bioturbated silty-clay, indiferenciated sediments and mottled sand.

The association between the morphology and stratigraphy permits to identify two stratigraphic sequences: a transgressive sequence nammed S1 is composed of estuarine and beach face environments, and; a regressive sequence nammed S2, characterized by a beach-dune system interfingered to a tidal flat system. The sequences resulting from this association point to a coastal plain evolution in a transgressive-regressive cicle which probably started in the Late Pleistocene.

The morphodynamic analysis indicates that the whole system have been modified constantly over the last nineteen years. The waves and tidal currentes are the major erosional agents acting on restrict zones on the coastal plain, while the major changes are

as a result of the coastal acretion in the NE of Algodoal Islands and Marudá.

The sedimentary model point to the influence of hydro and aerodynamical parameters (tides, waves, currentes, winds and climate) relative sea level changes and sediment supply are the major factors influencing the system evolution.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

Os conhecimentos científicos sobre o Quaternário da costa paraense, do ponto de vista de sua dinâmica sedimentar e evolução geológica recente, ainda estão em um estágio embrionário, não obstante a diversidade de ecossistemas que este litoral oferece. A maioria dos estudos geológicos realizados restringe-se às unidades terciárias (formações Pirabas e Barreiras) que afloram ao longo da faixa costeira.

Os depósitos holocênicos, a despeito de ocuparem extensas áreas na região, até o final da década de 80 despertavam pouco interesse, em virtude de sua pequena importância econômica e pela falta de uma política de gestão e manejo ambiental de áreas costeiras no Estado.

Esse litoral, inserido em uma região influenciada por macromarés - amplitude máxima de 5,3m (DHN, 1994)-, foi modelado durante o final do Pleistoceno Superior e Holoceno pelas oscilações relativas do nível do mar (EL-ROBRINI & SOUZA FILHO, 1993), as quais deixaram registros tanto na plataforma continental como na planície costeira. Nesta última, em forma de falésias inativas elaboradas durante no final do Pleistoceno Superior e, planícies progradacionais lamosas, desenvolvidas após a transgressão holocênica (SOUZA FILHO, 1995).

A Planície Costeira da Ilha de Algodoal e de Marudá, por conseguinte, apresenta os reflexos dessa evolução costeira, na forma de um sistema deposicional de "strand plain", o qual, juntamente com o sistema de planície de maré, registra toda a história progradacional da região, durante a última transgressão holocênica. Tais sistemas possuem uma variedade de ambientes deposicionais (estuarino, planície de maré, cordões praia-duna e de pântano salino), onde as ondas, marés, correntes, ventos, bem

como o clima são fatores preponderantes na formação e redistribuição dos sedimentos.

Os ambientes costeiros dominados por marés são objetos de consideráveis estudos e têm sido relacionados na literatura geológica (REINECK & SINGH, 1973; KLEIN, 1977; DAVIS Jr., 1978; SEMENIUK, 1981; WEIMER et al., 1982; FRASER, 1989; FRIEDMAN et al., 1992; DALRYMPLE et al., 1992, entre outros) a costas com meso e macromarés, onde a energia de onda é relativamente baixa e as marés são responsáveis pelos processos de sedimentação pelítica a partir da zona de intermaré média em direção ao continente. Já os sistemas de "strand plains", estão **em sua maioria** associados a costas de micro e mesomarés, onde a energia das ondas supera as das marés, resultando na deposição de sedimentos arenosos e, consequentemente, formação das cristas praiais ("beach ridges"). Esta associação que norteia quase todos os trabalhos sobre depósitos costeiros, parece tornar o sistema, ora estudado, singular. Singularidade esta revelada pelo desenvolvimento concomitante tanto de um sistema de cristas praiais, como de planície de maré dentro de uma costa influenciada por macromarés.

Os objetivos fundamentais desta pesquisa são: a) caracterização estratigráfica das sucessões holocênicas nos seus diversos ambientes deposicionais; b) caracterização morfológica e distribuição espacial dos diversos ambientes de sedimentação e; c) análise da influência da dinâmica costeira sobre a sedimentação nos últimos 19 anos a partir de registros de fotografias aéreas e imagens de satélite e radar.

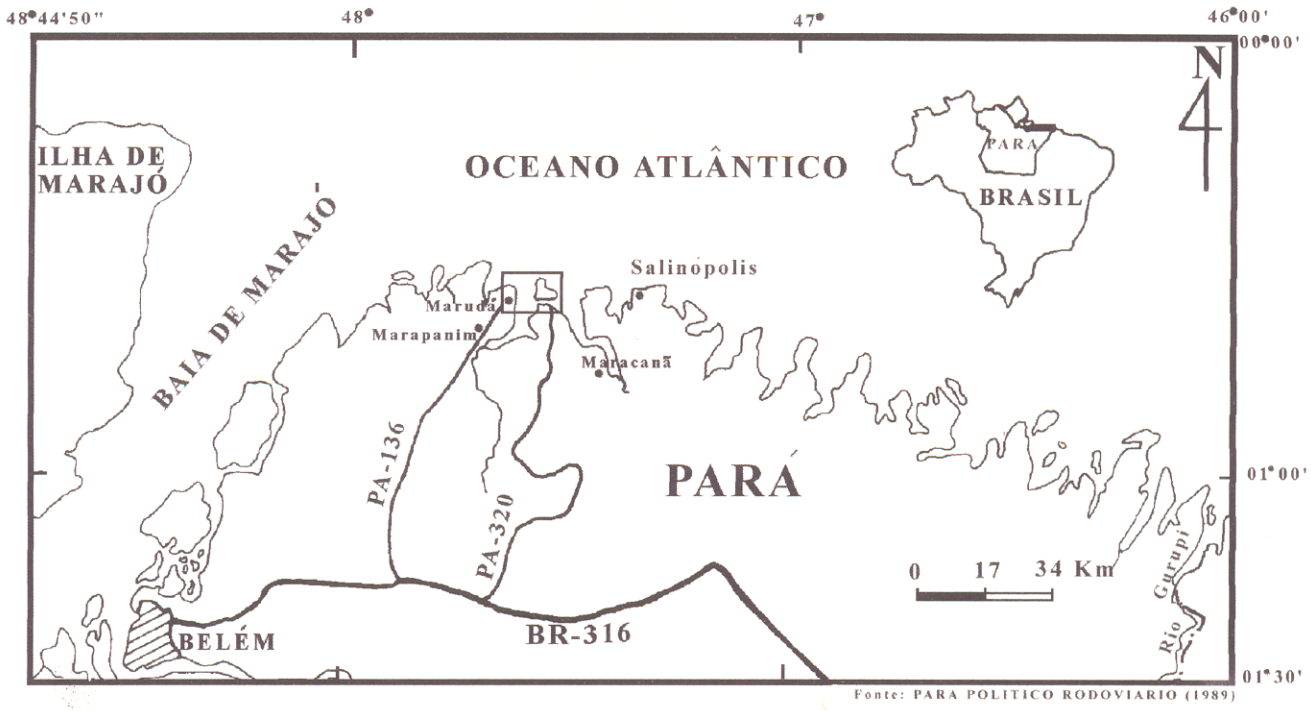
Esta dissertação, portanto, vem de encontro à necessidade de conhecimento científico da região, e constitui-se juntamente com os trabalhos de SOUZA FILHO (1995) e SILVA (1996), nos primeiros trabalhos de caracterização em escala de semi-detalhe dos depósitos holocênicos no litoral paraense, imprescindíveis para um melhor entendimento deste sistema costeiro.

É importante ressaltar que a análise da sucessão estratigráfica holocênica e das formas resultantes dos processos costeiros fornecem informações aplicáveis tanto nos estudos de evolução costeira, como em programas de gerenciamento deste sistema. Além do mais, a compreensão da dinâmica de sedimentação em áreas recentes é necessária, face sua importância para o entendimento e reconstrução de modelos evolutivos de ambientes de sedimentação antigos.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

Situada no nordeste do Estado do Pará, na zona limítrofe dos municípios de Marapanim e Maracanã, a área estudada abrange a região desde a Ilha de Algodoal/Maiandeua (Município de Maracanã) até a Planície Costeira de Marudá (Município de Marapanim). Encontra-se limitada pelas coordenadas geográficas 00° 34'35" S e 00° 40'00" S e 47° 31' 25" WGr. e 47° 39' 35" WGr., estando enquadrada na Folha SA.23-V-A-IV (Marapanim), em escala 1:100.0000 (Figura 1.1).

O acesso é feito, a partir da cidade de Belém, capital do Estado do Pará, pela Rodovia Federal Belém-Brasília (BR-316) até a a Cidade de Castanhal. A partir daí, prossegue-se pela rodovia PA-136 e, finalmente, pela PA-318 até a cidade de Marudá. Para acessar a parte leste da área (Ilha de Algodoal/Maiandeua), utiliza-se transporte fluvial no Rio Marapanim, o qual é navegável mesmo durante as marés baixas, porém em barcos com pequenos calados, em virtude dos numerosos bancos arenosos encontrados na foz desse rio.



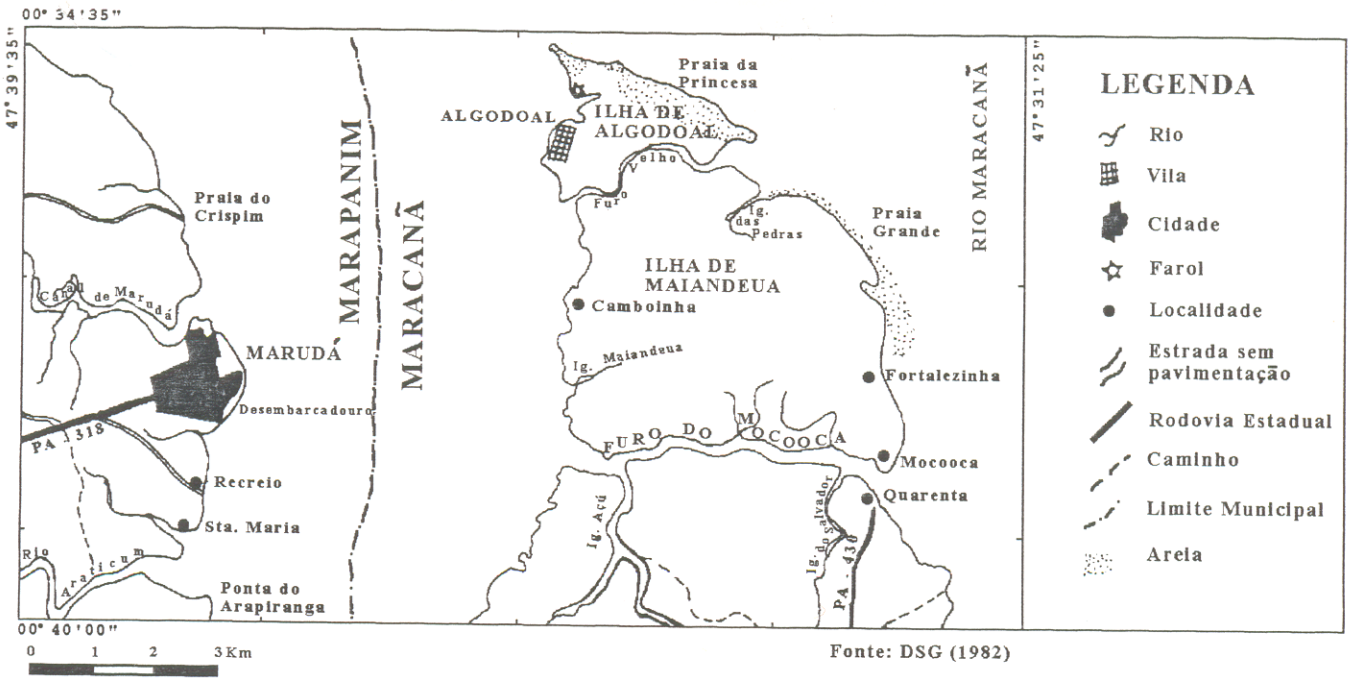


Figura 1.1 - Mapa de localização da área estudada.

1.3 - EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE O LITORAL PARAENSE

Apesar dos vários trabalhos realizados na região costeira do NE do Estado do Pará, os depósitos holocênicos desse litoral, encontram-se em um estágio de pouco conhecimento científico, uma vez que sempre foram tratados junto da geologia regional da porção continental adjacente, representada pelas unidades terciárias que afloram na zona costeira.

Dos estudos de cunho regional que contribuiram para a compreensão da **geologia** e **fisiografia** deste litoral, destacam-se, entre outros, os trabalhos de ACKERMANN (1964 e 1969), que foram uns dos primeiros a chamar a atenção para a presença dos depósitos quaternários. FRANCISCO et al. (1971) fizeram o mapeamento geológico da Folha São Luís com a finalidade de localizar as ocorrências minerais da área; esses autores enquadraram os depósitos holocênicos no Quaternário Indiferenciado e, os sedimentos inconsolidados do Pós-Barreiras no Quaternário Antigo.

BRASIL (Projeto RADAM)(1973) foi responsável pelo mapeamento da Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza, em escala 1:1.000.000, abordando os mais diversos aspectos (geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra), classificando os depósitos holocênicos como a unidade geológica de Aluviões e Dunas. COSTA et al. (1977) trabalharam em escala 1:100.000 para atender ao mapeamento geológico e geoquímico de parte da costa dos estados do Pará e Maranhão, onde inseriram os depósitos holocênicos dentro das unidades do Quaternário Aluvionar e Quaternário Dunar. Como se pode constatar, na maioria dos trabalhos, o Quaternário Superior não despertou o interesse na década de 70, talvez devido aos objetivos dos trabalhos realizados.

Na década de 90 a Universidade Federal do Pará, através do Departamento de Geologia do Centro de Geociências, implementou o estudo da geologia regional, através do Projeto Nordeste do Estado

do Pará, voltado para o **mapeamento geológico** em escala 1:70.000. Nesses trabalhos, além dos aspectos geológicos, geomorfológicos e estruturais, foram abordados também os aspectos ambientais das sub-áreas pesquisadas. Os resultados desse projeto deram origem a uma série de relatórios realizados por estudantes do Curso de Graduação em Geologia, entre os quais destacam-se os de LEITE et al. (1992), MONTEIRO et al. (1992), BARBOSA et al. (1992), FERREIRA Jr. et al. (1993) e SILVA et al. (1993), que foram responsáveis pela delimitação preliminar dos depósitos holocênicos da zona litorânea.

Do ponto de vista **estratigráfico, sedimentológico** e **paleoambiental**, uma série de publicações tratam das unidades terciárias (as formações Pirabas e Barreiras, além dos depósitos pleistocênicos do Pós-Barreiras) que afloram na zona costeira. Sobre a Formação Pirabas, existe um número extenso de publicações de cunho paleontológico destacando-se, entre outros os trabalhos de PETRI (1957); FERREIRA & CUNHA (1957); FERREIRA (1966, 1967, 1977, 1980 e 1982); FERNANDES (1984); FERNANDES (1988); etc... Sobre a Formação Barreiras ressaltam-se os trabalhos de SÁ (1969); GOÉS & TRUCKENBRODT (1980); ALHEIROS et al. (1988); ARAI et al. (1988, 1994); FERREIRA & FRANCISCO (1988); ROSSETTI et al. (1989 e 1990); GOÉS et al. (1990); SOUZA Jr. et al. (1992); etc..

Um dos primeiros trabalhos de cunho **geomorfológico**, com ênfase nos ambientes de sedimentação holocênicos, foi o de FRANZINELLI (1982), que apresentou um mapa geomorfológico de parte da costa do Estado do Pará, definindo duas compartimentações morfológicas distintas: à leste e à oeste da Baia de Pirabas. Seguiram-se ainda as publicações de FRANZINELLI & PIUCI (1988) e FRANZINELLI (1990, 1991) que definiram dois tipos de costa no litoral paraense: costa de emersão, à oeste da Baía de Marajó, e de submersão, entre a Baía de Pirabas e a Baía de São Marcos. BEMERGUY et al. (1992) e SENNA et al. (1992) contribuiram para a caracterização geomorfológica em escala 1:100.000 da Folha de

Salinópolis, como resultado do Projeto de Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará, coordenado pelo Instituto de Desenvolvimento Sócio-Econômico do Estado do Pará (IDESP). A nível local da área estudada destacam-se os trabalhos de cunho geomorfológico de PROST (1991) e SENNA (1992).

Com relação aos aspectos da **tectônica cenozóica**, do NE do Estado do Pará está o trabalho de ALMARAZ (1977) que, com base em estudos geológicos, geofísicos e geoquímicos, compôs o mapa tectônico miocênico e discutiu o contexto tectônico de deposição das unidades terciárias e quaternárias da região. Seguiram-se, entre outros, os trabalhos de IGREJA et al. (1990), IGREJA (1992), COSTA et al. (1991a, b), BEMERGUY & COSTA (1991a, b), COSTA et al. (1993), BORGES et al. (1995a, b), que definiram as principais direções dos alinhamentos neotectônicos. Em 1992, COSTA Jr. et al. discutiram os aspectos estruturais, paleontológicos, geoambientais e geológicos da evolução cenozóica da região de Salinópolis.

A preocupação com o meio-ambiente, aliada à conscientização da importância do litoral para a sobrevivência humana, despertou o interesse de pesquisadores das mais diferentes áreas do conhecimento para o estudo dos ambientes holocênicos, dando um novo rumo para as pesquisas no litoral. Assim, ensaiaram-se os primeiros trabalhos sobre os ambientes holocênicos do litoral paraense, iniciado pelos pesquisadores do Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar (PROMAR), da Universidade Federal do Pará, no final da década de 80, com trabalhos de Conclusão de Curso (TCC), alguns dos quais evoluíram para dissertação de mestrado.

Dentro do contexto anteriormente mencionado, FERNANDES (1985), MARÇAL (1987) e FARIA Jr. et al. (1987) caracterizaram os ambientes sedimentares recentes da região de Salinópolis, enfatizando a influência da última transgressão holocênica no modelamento da linha de costa atual. Seguiram-se os trabalhos de

EL-ROBRINI et al. (1992a, b) que, com base em estudos de minerais pesados, sugeriram que o Cráton de São Luis e os sedimentos reliquiares da Plataforma Continental Pará-Maranhão, seriam as fontes dos sedimentos que assoream as "rias" do NE do Estado do Pará. TEIXEIRA & EL-ROBRINI (1992) estudaram as modificações na paisagem litorânea em alguns trechos do litoral paraense, alertando para as consequências da ação antrópica sobre aqueles ecossistemas.

SOUZA FILHO et al. (1993a, b, 1995); SOUZA FILHO & EL-ROBRINI (1995) e EL-ROBRINI & SOUZA FILHO (1996) caracterizaram as principais feições morfosedimentares e teceram considerações sobre o sistema deposicional costeiro da porção situada a leste da Baia de Pirabas que culminou com a elaboração de um modelo evolutivo para a Planície Costeira de Bragança por SOUZA FILHO (1995). Ao mesmo tempo, o setor da região de Salinópolis foi estudado em detalhe por SILVA et al. (1995) e SILVA (1996). As questões ligadas a problemática ambiental da região foram apresentadas por MENDES et al. (1996).

Estudo de **morfodinâmica costeira** restringe-se ao Trabalho de Conclusão de Curso de SILVA (1995) que estudou parte na região focalizada nesta dissertação.

No início da década de 90, surgiram os primeiros trabalhos **batimétricos** na costa paraense. FARIA Jr. et al. (1992) realizaram a batimetria da Folha de Salinópolis e EL-ROBRINI (1993) desenvolveu estudos batimétricos, sedimentológicos, hidrodinâmicos e de parâmetros físico-químicos das águas na Folha Marapanim (SA 23-V-A-IV). Ressalta-se que, afora estes trabalhos, a Marinha do Brasil, através da Diretoria de Hidrografia e Navegação, sempre realizou trabalhos no litoral, voltados, porém, apenas para a navegação marítima não existindo até o momento nenhum levantamento oceanográfico detalhado da costa paraense.

O Museu Paraense Emílio Goeldi, através de seu Departamento de Ecologia, vem realizando desde 1992, projetos e programas de pesquisa, os quais vem produzindo trabalhos de cunho **geobotânico**, como as publicações de NASCIMENTO FILHO (1992), NASCIMENTO FILHO et al. (1992); RIBEIRO & SENNA (1994); RODRIGUES et al (1994); RIBEIRO & SENNA (1995) e RODRIGUES et al. (1995) que realizaram estudos de caracterização botânica na Ilha de Algodoal/Maiandeua, Salinópolis e Marudá, integrando os resultados a geomorfologia da área.

Atualmente novos conhecimentos científicos somam-se a estes trabalhos com o desenvolvimento dos seguintes projetos: "Evolução Atual da Costa NE do Estado do Pará", Programa ECOLAB (para estudo de manguezais da costa paraense por sensoriamento remoto), Programa CAPES/COFECUB (Estudo Ambiental da Costa NE do Estado do Pará através de imagens de radar), Projeto "Mangrove: Dynamics and Management" (MADAM), coordenados por pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi e da UFPA.

2 - ATIVIDADES E MÉTODOS

As atividades desenvolvidas que culminaram com a elaboração desta dissertação, resumiram-se nas seguintes etapas: pesquisa bibliográfica e cartográfica, elaboração de carta temática, trabalhos de campo e procedimentos de laboratório.

2.1 - PESQUISA BIBLIOGRÁFICA E CARTOGRÁFICA

Esta etapa constou do levantamento das publicações que tratam do cenário geológico regional; bibliografia que servisse de apoio às aplicações da metodologia utilizada nas diferentes etapas deste trabalho; pesquisa bibliográfica sobre estudos geológicos costeiros realizados em áreas quaternárias de outros setores da costa brasileira e de países com contexto geológico semelhante ao da costa paraense, principalmente naquelas dominados por macromarés.

Foram pesquisadas também bases cartográficas da região costeira, incluindo cartas planialtimétricas, fotográfias aéreas, imagens de satélite e radargamétricas.

2.2 - ELABORAÇÃO DA BASE CARTOGRÁFICA

Preliminarmente foi feita a análise cartográfica da área, através dos mapas planialtimétricos disponíveis, executados pela Diretoria do Serviço Geográfico - DSG (1982) em escala de 1:100.000 (Folha SA.23-V-A-IV Marapanim); imagens radargamétricas, banda X, escala 1:250.000, do Projeto RADAM (BRASIL, 1973), imagens radargamétricas, banda C (1992), pertencente ao Prof. Dr. Jean Paul Rudand (Université Paris IV, França); fotografias aéreas em escala 1:70,000 (1977) cedidas pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM); cenas de satélite LANDSAT TM-5 (1988), em fita "streamer", existentes no acervo do Centro de

Hidroclimatologia e Sensoriamento Remoto da Amazônia (CHSRA/SUDAM).

De posse do material acima citado, o mapa base foi elaborado através de interpretação de fotografias aéreas, onde foram identificados os principais elementos logísticos da área (vias de acesso, vilas, drenagens principais, etc..) utilizando-se as cartas planialtimétricas e; definidas as unidades geológicas-geomorfológicas.

As cenas de satélite foram processadas, em escala 1:50.000, utilizando-se o Sistema de Tratamento de Imagens - SITIM, instalado nos equipamentos do CHSRA/SUDAM. Foram obtidas, então, fotografias em papel fotográfico e slides recobrindo toda a área, nas bandas 3, 4, e 5, além da composição colorida 4R 5G 3B. Estas cenas, juntamente com as fotografias aéreas e as imagens de radar foram interpretadas visualmente, resultando no mapa geológico-geomorfológico preliminar que, após os trabalhos de campo e análises laboratoriais, foi reinterpretado, culminando com a carta temática em escala 1:50.000 (ANEXO).

2.3 - TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo incluiram a verificação das unidades interpretadas no mapa preliminar, bem como a coleta de amostras e testemunhos. Foram realizados em 4 etapas que abrangeram além do reconhecimento logístico da área, amostragem superficial e subsuperficial (com testemunhagem à vibração) dos sedimentos, além de um sobrevôo para melhor delimitação, compartimentação e visualização espacial das unidades geológicas e geomorfológicas, bem como recobrimento fotográfico das mesmas.

Para a testemunhagem à vibração, utilizou-se o sistema "vibracore", que permite a obtenção de testemunhos de até 6 metros de comprimento, tanto em terrenos secos, como em regiões inundadas com até 1 metro de lâmina d'água. Tal sistema encontra-se

detalhadamente descrito no trabalho de MENDES (1994). Para a recuperação dos testemunhos, utilizou-se tanto um sistema de tripé (Figura 2.1), como também um dos canos de ferro galvanizado que o constitui para fazer um sistema em forma de alavanca, mantendo sempre o devido cuidado para não deixar o testemunho afundar no furo de sondagem.

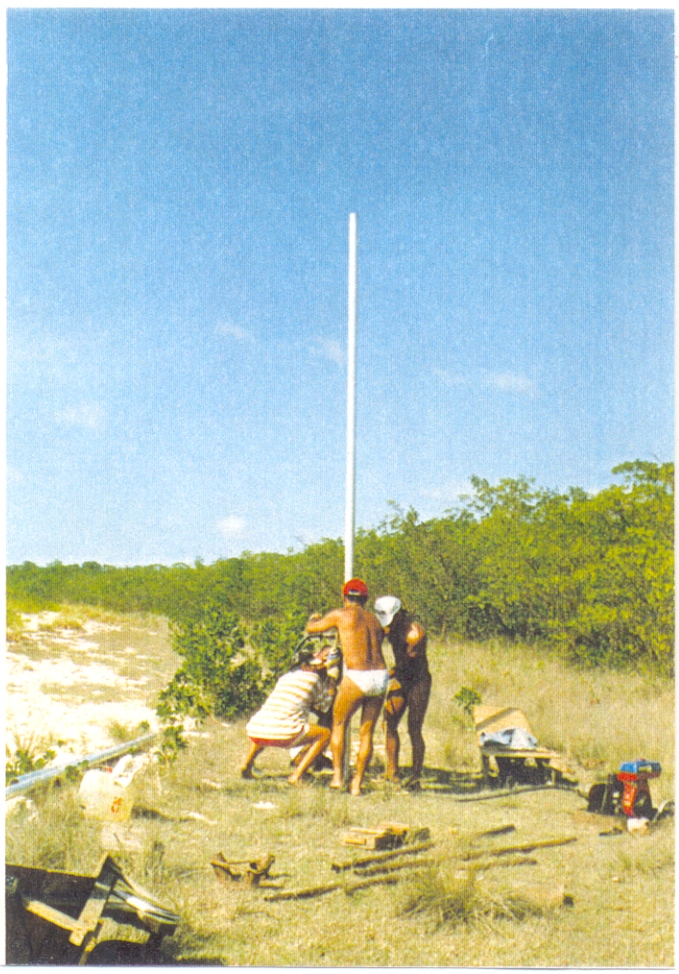


Figura 2.1 - Sistema "Vibracore" utilizado na testemunhagem dos sedimentos subsuperficiais.

Foram coletados 37 testemunhos (Figura 2.2) ao longo de perfis perpendiculares a linha de costa, previamente estabelecidos. Ressalte-se, entretanto, que as dificuldades de acesso e problemas técnicos no decorrer dos trabalhos de campo não permitiram a coleta de testemunhos em todos os ambientes da área estudada.

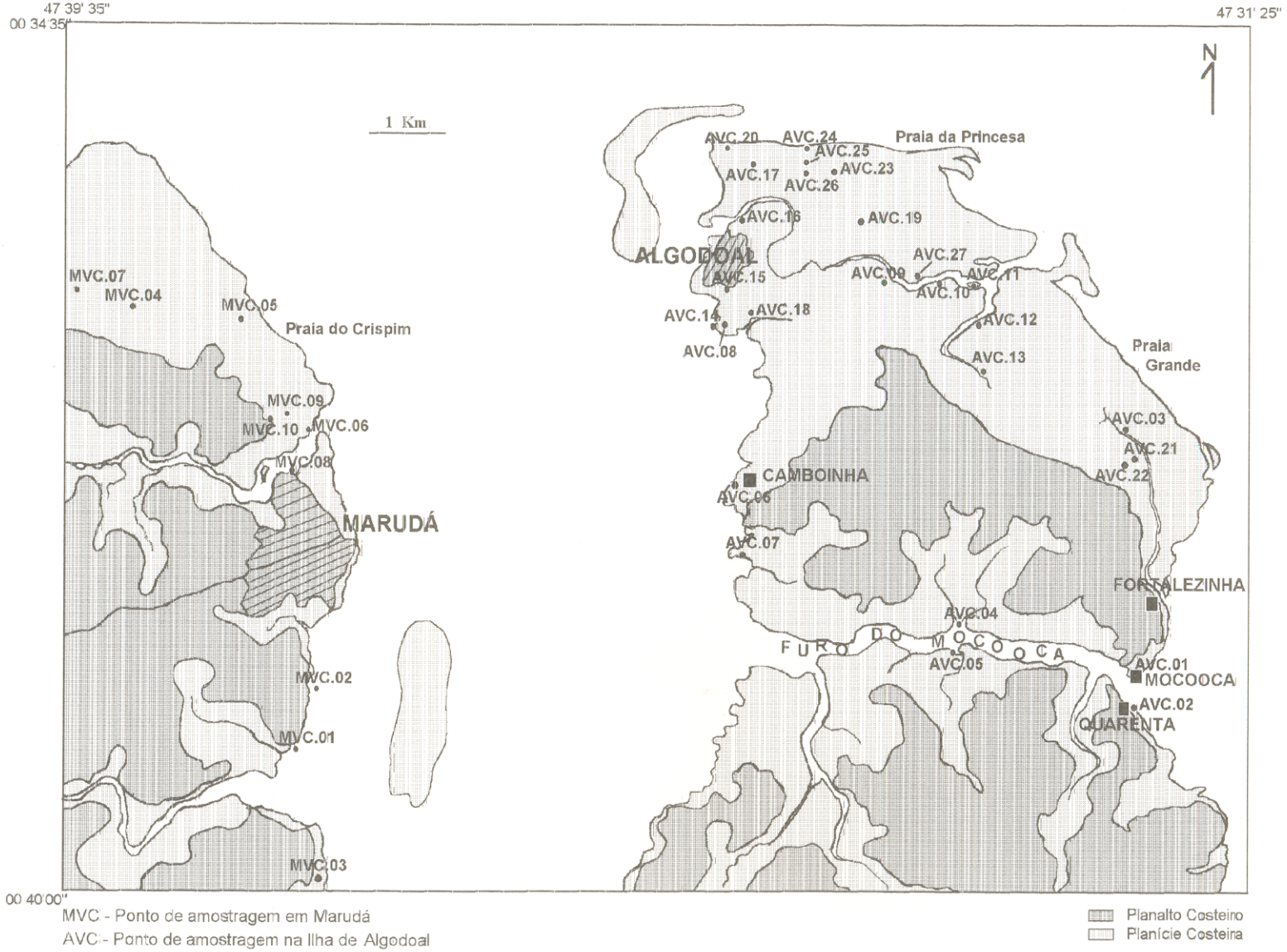


Figura 2.2 - Mapa de pontos de amostragem da área estudada. Mapa elaborado a partir da imagem do satélite LANSAT TM-5 (1988).

As amostras superficiais foram coletadas ao longo dos ambientes arenosos, em quantidade aproximada de 1 Kg e acondicionadas am sacos plásticos.

Durante esta etapa, o posicionamento em campo foi feito pelo Global Positionning System (GPS), cujos dados de localização geográfica obtidos foram transferidos para a base cartográfica.

2.4 - PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIOS

2.4.1 - Processamento de testemunhos

Os testemunhos foram processados na Litoteca do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, através de corte longitudinal, fotografias e descrição.

A metodologia de processamento seguiu as técnicas de FIGUEIREDO Jr. (1990), com algumas adaptações. Primeiramente o testemunho foi dividido em seções de 80-80 cm (Figura 2.3a) que foram cortadas em duas seções longitudinais simétricas, previamente identificadas, denominadas de A e B (Figura 2.3b) e processadas da seguinte forma: a seção A foi destinada à descrição, fotografia e amostragem, enquanto que a seção B foi preservada para arquivo.

O corte em seções longitudinais foi feito com uma serra circular elétrica manual, tendo o testemunho preso em uma calha (Figura 2.4).

2.4.2 - Descrição macroscópica dos testemunhos

Realizada através de uma ficha de descrição, elaborada a partir do modelo de BOYLES et al. (1986) a qual possiblitou a inserção de informações básicas para interpretação das sucessões, como: cor do sedimento, granulometria, comprimento do testemunho,

litologia, estruturas sedimentares físicas e biogênicas, pontos fotografados e amostrados, e tipo de análise a ser realizada.

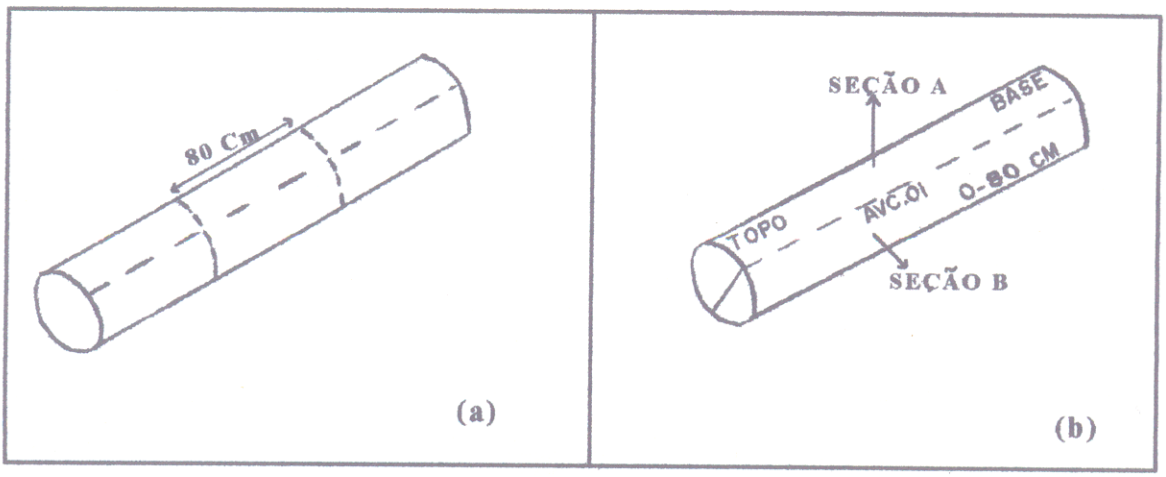


Figura 2.3 - Esquema de marcações dos tubos para corte (a), esquema de identificação das seções (b). Modificado de FIGUEIREDO Jr. (1990).

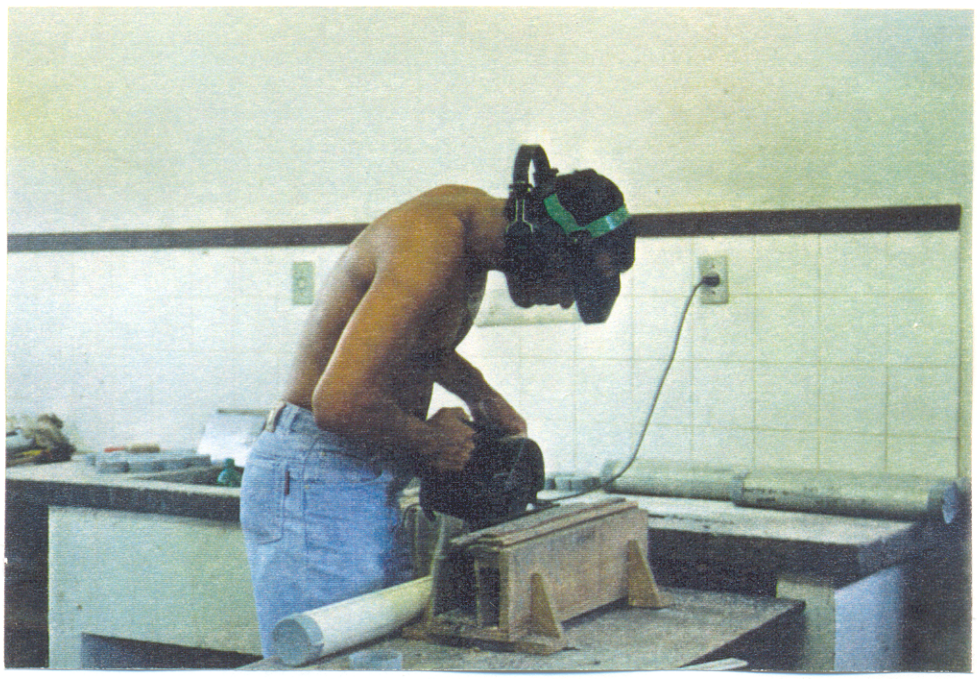


Figura 2.4 - Corte de testemunhos com serra circular elétrica manual na litoteca do Centro de Geociências da UFPA.

Na descrição das cores dos sedimentos foi utilizada a tabela do THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE (1984), enquanto que a descrição textural (granulometria) foi feita comparativamente com uma tabela de tamanho de grãos. Posteriormente a descrição foi completada com análises morfoscópicas dos grãos e granulométricas das areias. A escala para representação dos testemunhos, na ficha de descrição, foi de 10 cm para cada 1 m de testemunho.

As fotografias foram tomadas de maneira a cobrir todo o testemunho de uma só vez. No caso de fotografia de detalhe a seção foi tomada separadamente das outras.

Tanto as fotografias como as descrições foram relizadas logo após a abertura do testemunho para evitar rachaduras produzidas por ressecamento e mudanças na coloração em virtude de oxidação.

2.4.3 - Amostragem de seções

As seções foram amostradas de acordo com a sua finalidade.

Para a análise granulométrica, retirou-se cerca de 5 cm da base e topo de camadas arenosas, ou onde se notou alguma mudança granulométrica nos sedimentos. Para as análises micropaleontológicas, foi amostrado cerca de 1 cm de sedimento argiloso em intervalos de 10 em 10 cm, até 1m de profundidade; a partir daí foi amostrada a mesma quantidade em intervalo de 20 em 20cm, até a profundidade de 3m; e de 40 em 40 cm até o final do testemunho, observando-se, contudo, a mudança na litologia.

2.4.4 - Análise granulométrica

Realizada somente em amostras predominantemente arenosas seguindo o método clássico descrito por Folk & Ward apud SUGUIO (1973). Essas análises foram realizadas no Laboratório de

Sedimentologia, pertencente ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Foi utilizado cerca de 100g de cada amostra, quarteada e seca, que passou pelo processo de peneiramento a úmido em peneira de 0,062 mm, sendo a fração retida (arenosa) utilizada para a análise granulométrica, cujo objetivo foi a obtenção dos parâmetros estatísticos e de distribuição dos sedimentos arenosos (média, mediana, selecionamento, assimetria e curtose), a fim de classificá-los texturalmente.

O estudo do grau de arredondamento foi realizado nos grãos de quartzo, em lupa binocular com aumento de 4 x segundo a tabela de PETTIJOHN (1957).

2.4.5 - Análise micropaleontológica

Esta análise foi realizada com a finalidade de avaliar possíveis variações ambientais dentro dos sedimentos estudados. Deste modo, selecionou-se o testemunho AVC.07, por apresentar uma maior variação estratigráfica (ver capítulo 6, item 6.2, Figura 6.14)

As amostras selecionadas passaram pelo processo de desagregação e limpeza com peróxido de hidrogênio (50%), com prévia pesagem de 10 gramas de sedimento úmido por amostra. Após submetidas ao reagente por aproximadamente 10 minutos, a fim de não comprometer a carapaça dos organismos, foram despejadas em peneira com malha de 62 mm e lavadas sob jato de água.

O material retido foi levado para secagem em estufa a 50 °C. Posteriormente as amostras foram observadas em lupa binocular, para avaliação do conteúdo faunístico da amostra.

3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

3.1 - CLIMA

A área estudada está entre as de maior pluviosidade no Estado do Pará. A região caracteriza-se por um clima tropical úmido do tipo Am, segundo a classificação de KÖPPEN. Este tipo climático distingue-se por apresentar um clima de monção com precipitação excessiva durante alguns meses, compensando a ocorrência de um ou dois meses com precipitação inferiores a 60mm (SUDAM, 1984).

A precipitação pluviométrica ocorre sob a forma de "pancadas" de curta duração, com média anual de 2.500mm a 3.000mm e frequência média de dias de precipitação de 240. Apresenta certa sazonalidade, com período mais chuvoso entre os meses de dezembro a maio e menos chuvoso entre junho a novembro. O trimestre mais chuvoso é de fevereiro a abril, enquanto que o mais seco de setembro a novembro (Figura 3.1).

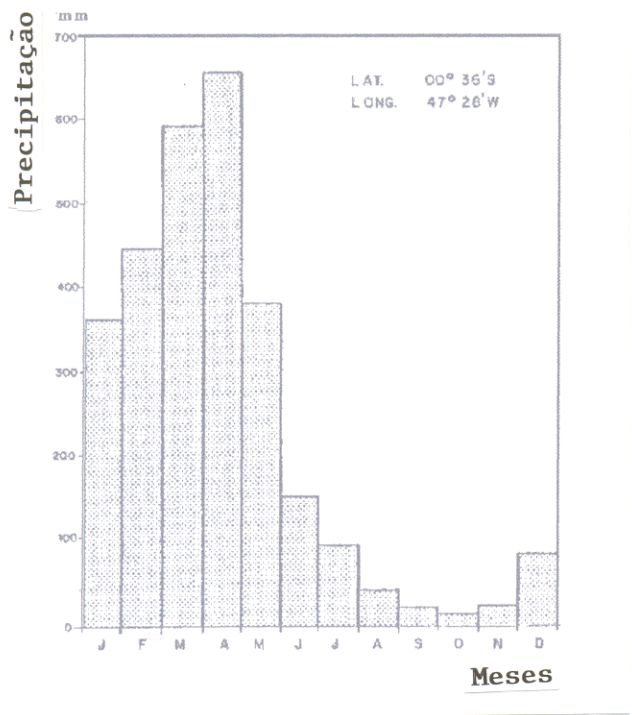


Figura 3.1 - Distribuição das chuvas para as estações de Salinópolis no período de 1982 a 1987. (SANTOS et al., 1992).

A temperatura média anual fica em torno de 27,7°C; a temperatura média anual das mínimas fica por volta de 25,2°C, enquanto que a temperatura média anual das máximas está em torno de 31,7°C. A umidade relativa do ar apresenta valores médios anuais de 80-85% e está intimamente associada ao regime de precipitação pluviométrica (SUDAM, 1984; MARTORANO et al., 1993).

3.2 - COBERTURA VEGETAL

Em sua maior parte corresponde à Vegetação Pioneira, seguida por Vegetação de Capoeira.

3.2.1 - Vegetação pioneira

A vegetação pioneira constitui-se de plantas que ocupam os solos em processos de formação, resultantes de acumulação por influência marinha ou flúvio-marinha.

A vegetação que sofre influência marinha abrange tanto as faixas de depósitos arenosos das praias e dunas, como os depósitos pelíticos associados a planície de maré. Este tipo de vegetação é comumente denominada por biólogos e geólogos, como **restingas**, contudo esse termo, por definição, está ligado à feições deposicionais arenosas, referindo-se a barras ou barreiras costeiras que segundo Larras apud SUGUIO (1992) normalmente são interrompidas por braços de maré.

As observações de campo, juntamente com estudos realizados por pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi (NASCIMENTO FILHO, 1992; SENNA, 1992; RIBEIRO & SENNA, 1995), permitiram individualizar 4 tipos de vegetação: Vegetação de Dunas, Campos, Mangue e de Várzea.

3.2.1.1 - Vegetação de dunas

Este tipo de vegetação é responsável pela fixação das dunas, permitindo classificação desses depósitos como dunas fixas (ver capítulo 5, item 4.2.2.5).

Nas **dunas embrionárias,** associadas ao pós-praia, desenvolve-se vegetação psamófita representada pelas espécies **Ipomoea pes-caprae** e **Paspalum vaginatum,** comumente soterrada por lençóis arenosos provenientes da zona de estirâncio (Figura 3.2).



Figura 3.2 - Vegetação de **Ipomoea pes-caprae** desenvolvida nas zonas de lençóis arenosos após a praia.

Nas dunas **oblíquas a linha de costa** predominam as espécies **Byrsonima crassifolia, Anacardium occidentale, Chysobalanus icaco** (Figura 3.3); enquanto que nas interdunas observam-se as espécies **Axonopus purpusie, Rhyconspora canaliculata, Eleocharis caribae,** além de **Mariscus ligulares.**

Nas regiões de **paleodunas,** a vegetação é mais densa e são compostas por árvores e arbustos com espécies do tipo **Tapirira**

guianensis, Matayba discolor, Cocoloba latifolia, Andira retusa e espécies de **Myrtaceae** que substitui em parte a espécie **Anacardium occidentali** das dunas fixas.



Figura 3.3 - Vegetação associada à dunas fixas (seta), representada pela espécie **Chysobalanus icaco.**

3.2.1.2 - Vegetação de campos

A vegetação de campos é encontrada em áreas deprimidas e alagáveis localizadas nas calhas dos cordões praia-duna e, de canais de maré abandonados. Nestes últimos desenvolve-se uma vegetação halófita, enquanto que as calhas dos cordões praia-dunas são colonizados por vegetação herbácea representada por gramíneas e ciperáceas (Figura 3.4).

3.2.1.3 - Vegetação de mangue

Este tipo de vegetação ocorre ao longo da foz do rio Marapanim e canais de maré (Figura 3.5), marcando a influência da cunha

salina na área. Corresponde a árvores de pequeno a médio porte representadas por espécies como a **Rhizophora mangle**, conhecida na região como mangal (mangue-vermelho); **Avicennia germinans** (siriuba) e **Langucularia racemosa** (tinteiro). Em primeiro plano, próximo às margens dos canais de maré, desenvolve-se um estrato de **Spartina** (característico de mangues jovens) que grada em direção ao continente para um bosque de **Rhizophora** ou **Avicennia**, definida por árvores mais elevadas e de tronco mais espesso, donotanto serem mais antigas. Nas áreas de acreção lamosa (ver capítulo 7) também ocorre a mesma zonação (Figura 3.6). Algumas vezes a **Laguncularia** coloniza plataformas de abrasão da Formação Barreiras, em associação com a **Spartina** (Figura 3.7).



Figura 3.4 - Vegetação herbácea (seta) desenvolvida nas áreas planas periodicamente inundadas. Calha de cordões praia-duna.

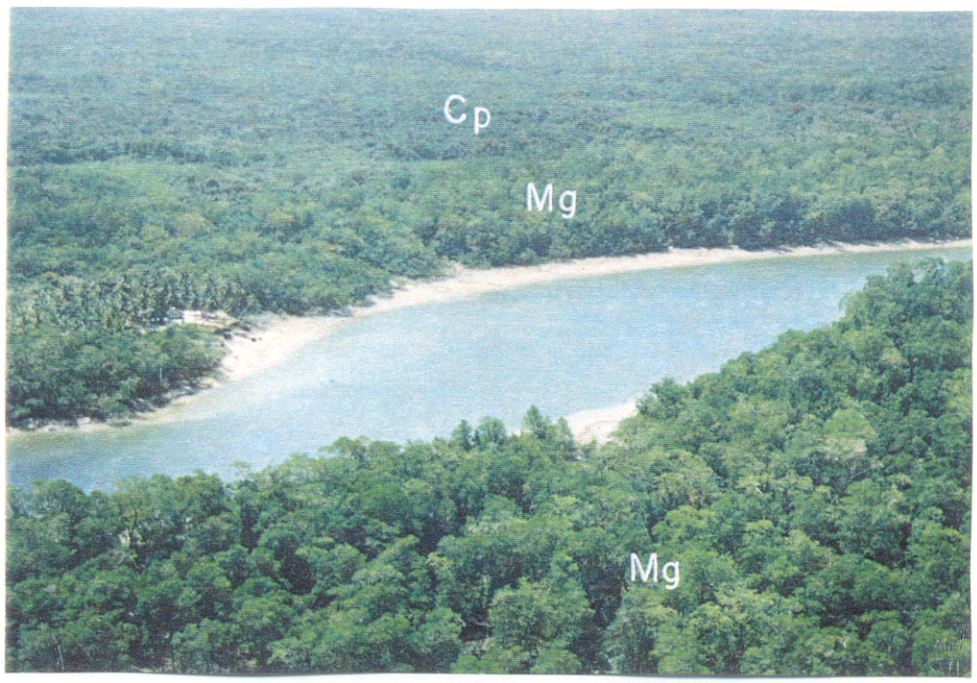


Figura 3.5 - Vegetação de mangue (Mg) às margens do Furo do Mocooca e vegetação de capoeira (Cp) desenvolvida no Planalto Costeiro, sobre os sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras.



Figura 3.6 - Zonação de mangue em área de acreção, localizada na Ponta do Sossego - Marudá. Notar o mangue adulto (Ma), seguido pelo mangue jovem (Mj) e, logo abaixo, a vegetação de **Spartina** (S).



Figura 3.7 - Vegetação de **Laguncularia** (L) e início de colonização de vegetação de **Spartina** (S) nas plataformas de abrasão da Formação Barreiras.

3.2.1.4 - Vegetação de várzea

Está localizada entre a vegetação de mangue e de capoeira. É mais pronunciada às proximidades do Furo do Mocooca na parte sul da Ilha de Algodoal.

3.2.2 - Vegetação de capoeira

Resultante da renegeração natural de áreas de floresta original que foram devastadas para estabelecimento da agricultura de subsistência ou retirada de árvores de valor econômico. Desenvolve-se sobre os sedimentos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras (Figura 3.5) e constitui-se por diversas árvores de poucas espécimens, destacando-se as especies **Matayba sp.**, **Tapirira guianensis** e **Guettarda sp.**.

3.3 - CONDIÇÕES AERODINÂMICAS E OCEANOGRÁFICAS

Responsáveis pelos processos de erosão e sedimentação, os parâmetros hidrodinâmicos e oceanográficos, aliados ao clima, influenciam fortemente no modelamento da paisagem costeira. Vale ressaltar que a costa nordeste do Estado do Pará têm carência de estudos sistemáticos desses parâmetros, principalmente dos hidrodinâmicos, dificultando assim a interação com os estudos geológicos em realização.

3.3.1 - Ventos

Os ventos exercem um papel fundamental não só no transporte, mas também na formação de ondas, que ao atingirem a costa, retrabalham e misturam os sedimentos previamente depositados.

Os principais ventos que atingem o litoral paraense são os alísios de NE e SE que sopram ao nível do solo e são originados por dois anticiclones subtropicais: o Anticiclone Tropical Atlantico (ATA) e o Anticiclone Tropical Atlântico Norte (ATAN), ou dos Açores (Figura 3.8a e b). O encontro, na linha do Equador, dos ventos alísios gerados por estes anticiclones resulta na Convergência Intertropical (CIT) (Figura 3.9) que corresponde a uma área de extensão variável com fracas pressões e poucos contrastes, ventos fracos, de direções variáveis, predominando as calmas. Esta zona sofre um deslocamento sazonal e atua diretamente sobre a área na estação mais chuvosa, sendo seguido pelos ventos alísios do NE, constantes e moderados com velocidades de 7,9 m/s. (DHN, 1986; IBGE, 1986; FONZAR, 1994).

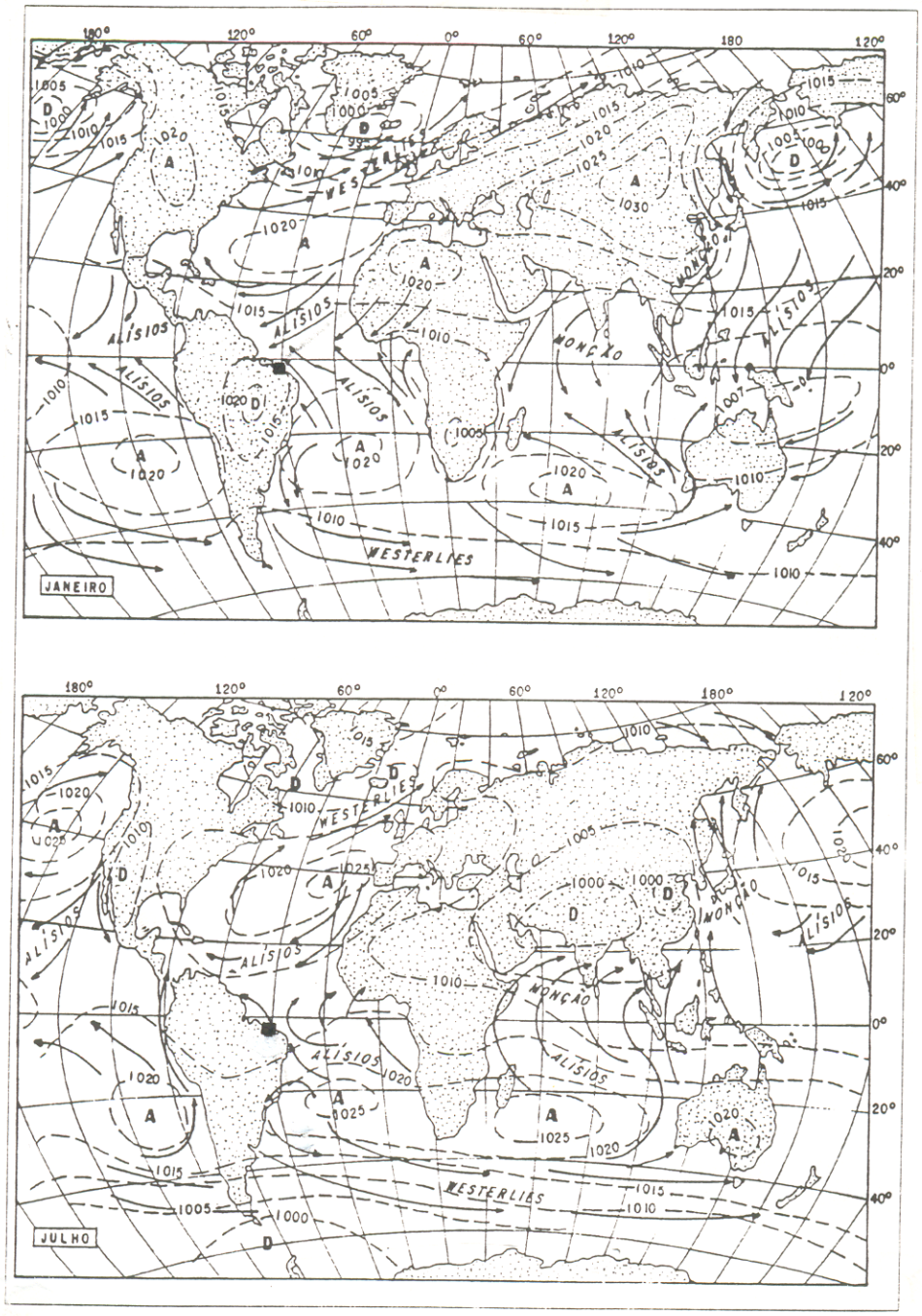


Figura 3.8 - Distribuição dos principais fluxos na superfície do globo terrestre (Estienne & Godard apud FONZAR, 1994).

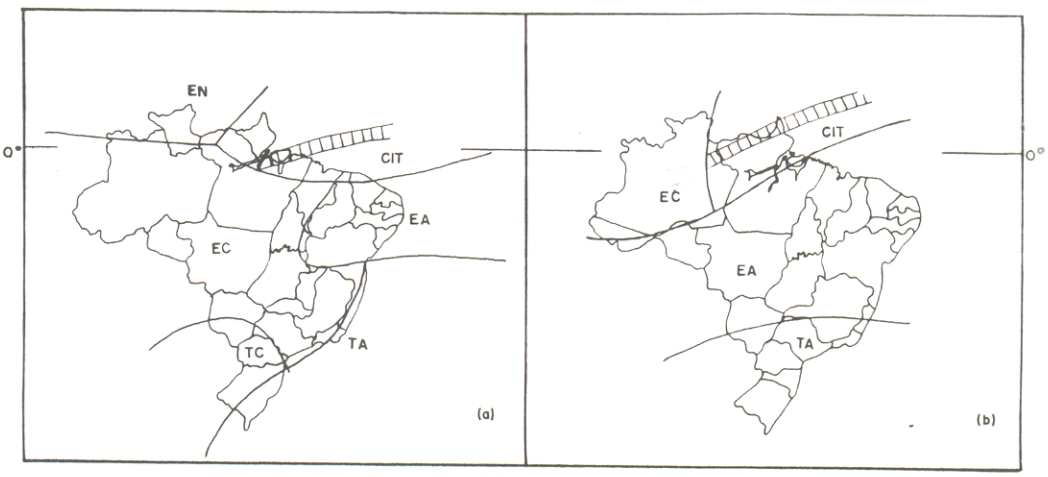


Figura 3.9 - Principais massas de ar que atuam sobre o Brasil. TA-Tropical Atlântico, CIT-Convergência Intertropical, EA-Equatorial Atlântica, EC-Equatorial Continental, TC-Tropical Continental, TA-Tropical Atlântica e EN-Equatorial Norte. Notar a zona de Convergência Intertropical e seu deslocamento: (a) período mais chuvoso e (b) período menos chuvoso. Fonte: IBGE (1986).

3.3.2 - Ondas

Segundo BROWN et al. (1989) a maioria das ondas são geradas pelo vento. Embora até o momento não se tenha conhecimento de estudos aprofundados sobre o regime de ondas no litoral paraense, observações de campo, juntamente com análise de fotografias aéreas e imagens de radar, permitiram identificar a influência mais pronunciada desse parâmetro na porção oceânica (leste da Planície Costeira da Ilha de Algodoal e de Marudá), em virtude da direção dos ventos alíseos vindos de ENE (Figura 3.10).

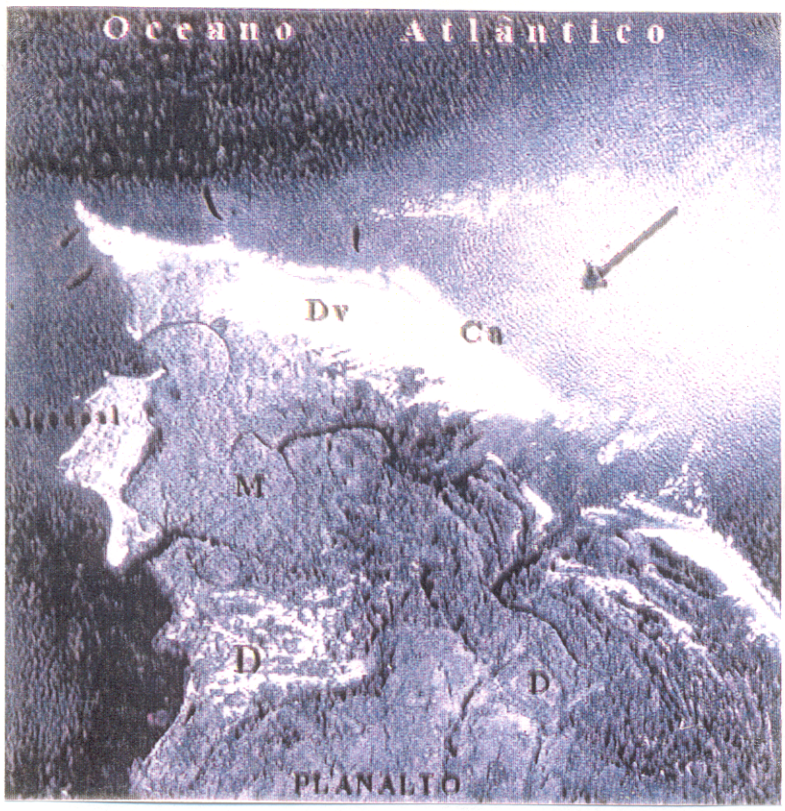


Figura 3.10 - Chegada das frentes de ondas à leste da Ilha de Algodoal. A seta indica a direção predominante de vento e das frentes de ondas, enquanto que as pequenas curvas mostram a refração das ondas para dentro do estuário do Rio Marapanim. Dv-dunas vegetadas, Ca-cordões arenosos, M-mangue, D-paleodunas. Detalhe da fotografia aérea do ano de 1977.

3.3.3 - Marés

Quase sempre acompanhada por correntes horizontais, resultado da influência das forças astronômicas, a maré oceânica ao aproximar-se da costa brasileira sofre influência da pouca profundidade do fundo marinho e ao penetrar nas baías e estuários aumenta sua amplitude em virtude do efeito de convergência de massas (DHN, 1936; Franco apud PINHEIRO, 1987).

As marés, como agente geológico, exercem um papel importante no transporte dos sedimentos no litoral paraense e sua influência se faz sentir a 8 a 10 milhas do continente (DHN, 1986). De natureza semi-diurna, apresentam amplitude máxima de 5.5 m (DHN, 1994)(dados obtidos do Fundeadouro de Salinópolis), caracterizando um regime de macromaré segundo a classificação de Davies apud DAVIS Jr. & HAYES (1984). A amplitude média durante o período de sizígia é de 4,8m, enquanto que na quadratura atinge 2,5 m (DHN, 1994).

3.3.4 - Correntes

As principais correntes que atuam no litoral paraense são as correntes de marés e, secundariamente as correntes litorâneas resultantes da chegada de ondas à costa, que são responsáveis pelo transporte de grandes quantidades de sedimentos da plataforma para o litoral.

As correntes de marés atuam durante todo o ano, são diretamente relacionadas à variação das marés. Quando atingem sua máxima velocidade direcionam-se para E-NE na vazante, enquanto que na enchente para W-SW (Figuras 3.11a e b), constituindo as correntes de fluxo e refluxo que se formam principalmente nos estuários e canais de maré associados a planície costeira. A velocidade máxima das correntes de maré ocorre durante o período de sizígia, 5 horas após a preamar, e apresentam velocidade de 2,8 nós (1,43 m/s), enquanto que a velocidade mínima ocorre 1 hora antes da preamar e não ultrapassa a 2,2 nós. Nas marés de quadratura a velocidade máxima é de 1,48 nós e a mínima de 1,16 nós (DHN, 1962; 1986; 1994). Essas correntes exercem forte influência no transporte dos sedimentos no litoral, sendo responsáveis, segundo EL-ROBRINI (1993), pela formação das bancos arenosos ("tidal current ridges") perpendiculares à linha de costa.

As correntes litorâneas possuem direção WNW em função do ângulo de incidência das frentes de ondas geradas pelos ventos alísios que atingem o litoral segundo a direção ENE.

Vale ressaltar que as correntes fluviais estão restritas ao Rio Marapanim e na desembocadura desse rio sua influência é muito pequena se comparada com a influência das correntes de maré. Entretanto, tal fato só deverá ser confirmado com estudos que estão sendo realizados nesse estuário por SILVA (em preparação) e pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi.

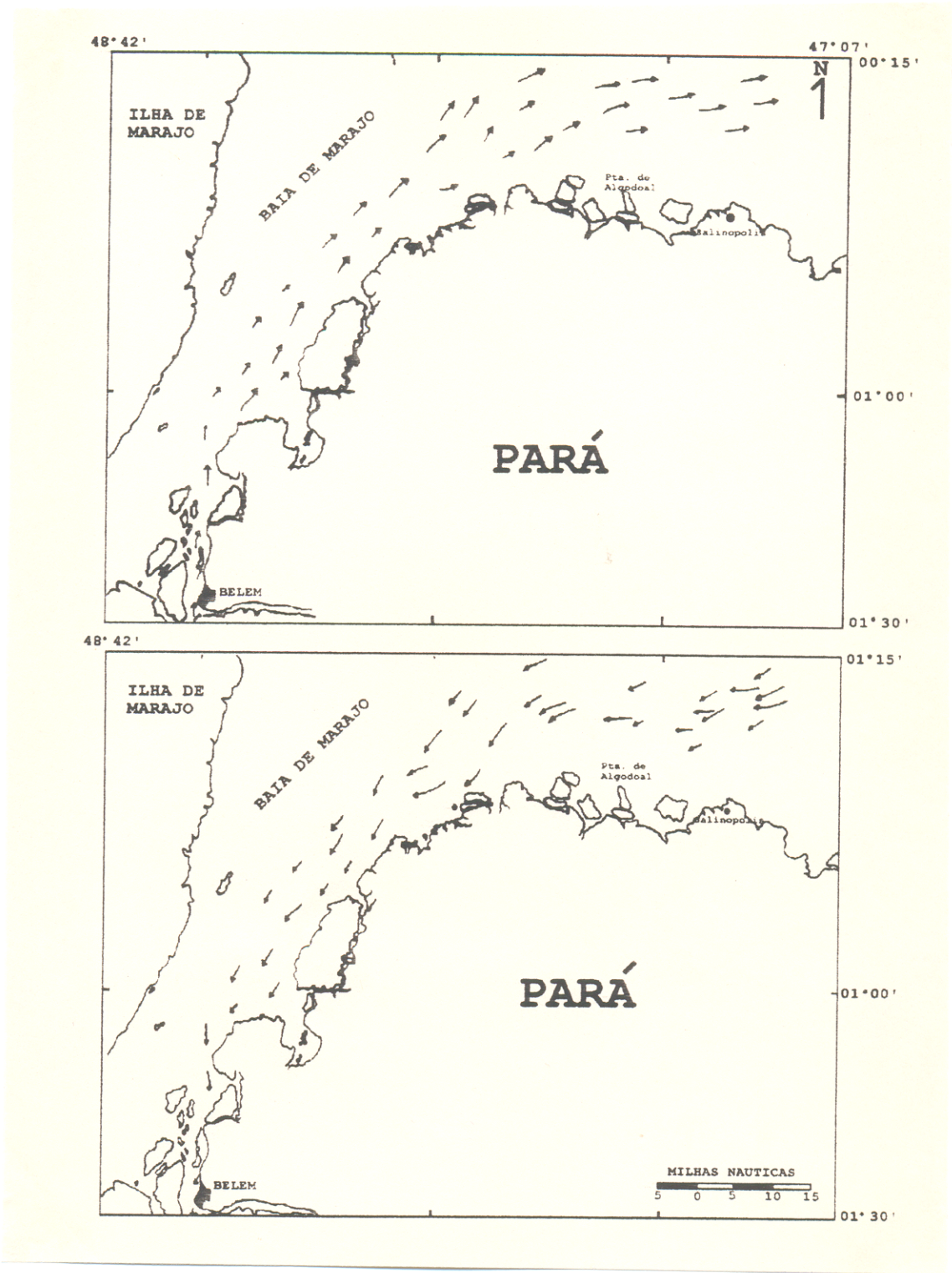


Figura 3.11 - Correntes de maré de vazante 5 horas após a preamar em Salinópolis (a). Correntes de maré de enchente 1 horas antes da preamar em Salinópolis (b). Modificado de DHN (1962).

3.4 - HIDROGRAFIA

A região em apreço está inserida na Bacia Hidrográfica do Nordeste (IBGE, 1986) e reflete as próprias condições fisiográficas da área. É formada por uma complexa rede de drenagem que, apesar de suas limitações, é significativa como via de acesso para os habitantes da região.

Os acidentes geográficos mais comuns, além dos rios, são as baías que caracterizam o litoral paraense como uma típica costa de "rias" ou do tipo trombetiforme. Muitas baías se individualizam como foz dos rios paraenses, as quais sofrem um assoreamento quase que completo por depósitos arenosos (FARIA Jr. et al., 1992).

A área estudada, é banhada pelo Rio Marapanim que, a exemplo do que ocorre com os rios da microregião do Salgado, deságua exclusivamente no Oceano Atlântico, no setor compreendido entre a Ilha de Algodoal e a região de Marudá. Esse rio é pouco profundo (5 m na desembocadura) (EL-ROBRINI, 1993) e largo na foz (8,5 Km de largura), entretanto, na baixa-mar, com exceção do seu canal principal, ele fica quase que totalmente seco, expondo em seu leito diversos bancos arenosos.

Os furos, braços de rios e canais de maré constituem uma paisagem singular na região, entre eles estão o Furo do Mocooca e o Furo Velho (Anexo).

O Furo do Mocooca separa a Ilha de Algodoal/Maiandeua do continente e funciona como via de acesso à foz do Rio Maracanã e aos povoados vizinhos da referida ilha. É utilizado também para alcançar os povoados e/ou pequenas vilas da parte leste da ilha sem maiores turbulências, uma vez que há dificuldade de navegação na foz do Rio Maracanã, em virtude das constantes maresias.

O Furo Velho, é um canal de maré meandrante que divide a Ilha de Algodoal em duas partes, podendo ser atravessado a pé na baixa-mar.

Numerosas ilhas esculpidas na Formação Barreiras, recortadas por canais de maré, tornam o deslocamento viável pela ilha, uma vez que a mesma possui como único meio de locomoção carroças que, com raras exceções, não atravessam os canais de maré.

Os principais canais de maré na região de Marudá são os canais de Marudá e do Araticum, que separam a Vila de Marudá da Praia do Crispim e de outras áreas adjacentes (Anexo). Na foz desses canais desenvolvem-se numerosas barras arenosas de maré exposta durante a baixa-mar.

Os lagos restringem-se a zona interdunas e calhas de cordões praia-duna, acompanhando a orientação das cristas. Geralmente são intermitentes, alcançando na época do inverno, sua máxima profundidade. O Lago da Princesa (Figura 3.12) é o que mais se destaca, tanto pela profundidade (>6m na estação chuvosa) e, principalmente, pelo fato de ser um dos principais pontos turísticos da ilha e, consequentemente, do Município de Maracanã.



Figura 3.12 - Lago da Princesa desenvolvido em interdunas na Ilha de Algodoal. Fotografia tirada no período menos chuvoso. No período mais chuvoso a lâmina de água no lago alcança a linha da vegetação no lado esquerdo.

4 - CENÁRIO REGIONAL

4.1 - GEOMORFOLOGIA

A característica morfológica marcante do litoral paraense são as numerosas "rias" de direção preferencial NE-SW, formadas pela foz dos rios que deságuam diretamente no Oceano Atlântico (Figura 4.1). BARBOSA & PINTO (1973) admitem que várias "rias" não são verdadeiras, uma vez que nem todas as reentrâncias do litoral são vales fluviais

De um modo geral, os sedimentos do litoral paraense foram enquadrados geomorfologicamente em duas unidades: a) "Litoral de Rias" de BARBOSA & PINTO (op cit.), correlacionável à "Planície Aluvionar" de COSTA et al. (1977), Planície Flúvio-Marinha" de VIEIRA & SANTOS (1984) e às planícies "Arenosa" e "Costeira" de SENNA et al. (1992); b) "Planalto Rebaixado da Amazônia" de BARBOSA & PINTO (op cit.) que se relaciona ao "Peneplano" de COSTA et al. (1977) e ao "Baixo Planalto Costeiro" de SENNA (1992).

Na unidade "Litoral de Rias" são enquadradas as planícies litorânea e fluvial, esculpidas sobre os sedimentos holocênicos da região e que agrupam uma série de formas como praias, dunas, planícies de maré e planícies estuarinas, as quais separam-se das unidades sobrejacentes através de inconformidade erosiva. Na região de planalto distinguem-se os tabuleiros elaborados sobre os sedimentos da Formação Barreiras e do Pós-Barreiras, apresentando um relevo dissecado, com falésias que bordejam todo o litoral.

O setor da costa norte brasileira compreendido entre a Baía de Marajó (Pará) e a Baía de São Marcos (Maranhão) foi caracterizado por FRANZINELLI (1990), como uma costa de submersão contínua, fisiograficamente dividida em dois setores: desde a Baía de Marajó até a Baía de Pirabas e região à leste da Baía de Pirabas até a Baía de São Marcos.

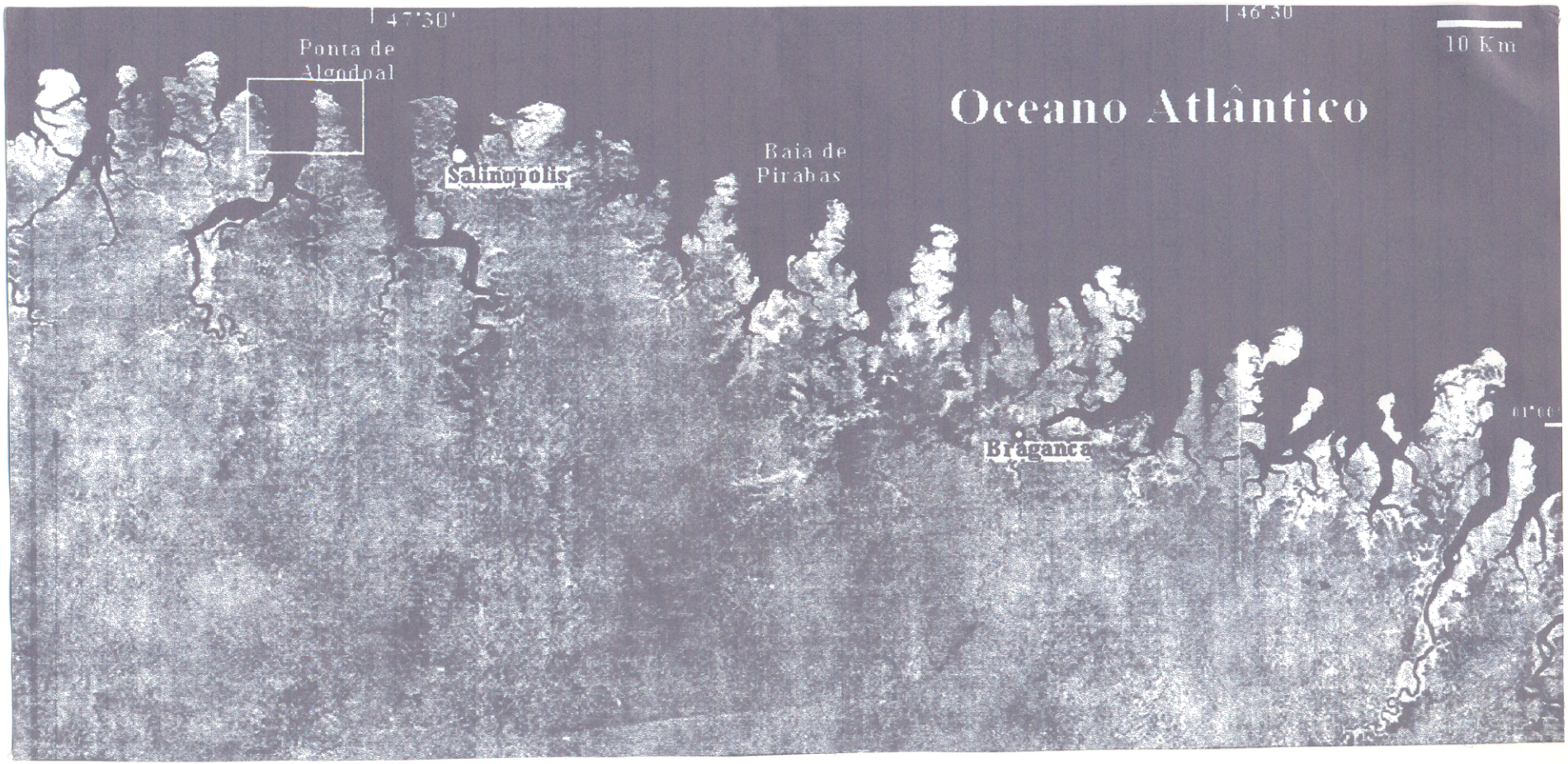


Figura 4.1 - Litoral de rias do NE do Estado do Pará. Fonte: BRASIL (1973).

O primeiro setor é caracterizado por baixos terraços, esculpidos na Formação Barreiras que, ao atingirem o oceano formam as falésias. A esse relevo estão associados depósitos de mangue ao longo dos rios e canais de maré que penetram dentro do continente. A área em estudo enquadra-se nesse setor e seus aspectos geomorfológicos serão detalhados no capítulo 5 desta dissertação.

O setor que se estende até a Baia de São Marcos, caracteriza-se por uma planície costeira com extensos manguezais estendendo-se desde a linha costeira até o sopé das falésias inativas esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras, as quais, segundo FRANZINELLI (1990) encontram-se recuadas em função de fatores tectônicos. Ressalta-se porém que falésias inativas têm sido encontradas também no primeiro setor proposto pela referida autora. Tal fato leva a crer que o recuo decorre da deposição de sedimentos progradantes mais modernos sobre a linha de costa.

4.2 - ESTRATIGRAFIA

Além das rochas pré-cambrianas que afloram desde o alto curso do Rio Gurupi até as proximidades do litoral (NUNES et al., 1973), as unidades geológicas que sustentam os depósitos holocênicos são os sedimentos das formações Pirabas e Barreiras e do Pós-Barreiras (Figura 4.2).

Os sedimentos químicos da Formação Pirabas apresentam alto conteúdo fossilífero, datam do Mioceno Inferior (FERREIRA, 1980) e formam faixas descontínuas ao longo do litoral, desde a Bacia de Marajó até a de Barreirinhas. Seus afloramentos podem ser vistos na baixa-mar e são constituídos por calcários e margas depositados em ambiente marinho raso, de águas calmas a ligeiramente agitadas (FERREIRA & CUNHA, 1957; PETRI, 1957; FERREIRA et al., 1973).

Os sedimentos da Formação Barreiras estão expostos em forma de falésias ativas, acompanhando o litoral paraense até a cidade de São Luís e, assentando-se sobre a Formação Pirabas (NUNES et al.,

1973); bem como falésias inativas que ocorrem no interior da planície costeira. São constituídos por sedimentos clásticos com litologia extremamente variável (conglomerados polimíticos com intercalação de sedimentos arenosos e argilosos) constituindo segundo ROSSETTI et al. (1989) 13 fácies sedimentares depositadas em ambientes de leque aluvial, planície de maré e fluvial.

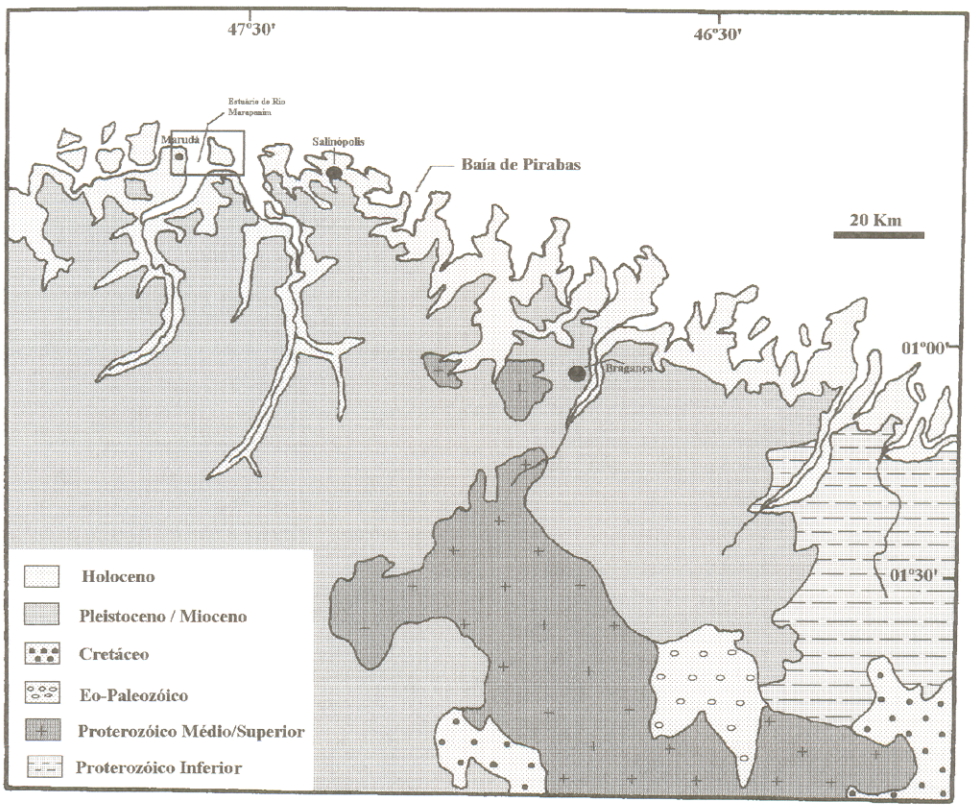


Figura 4.2 - Arcabouço geológico do NE do Estado do Pará. Modificado de COSTA et al. (1977) por SOUZA FILHO (1995).

Os depósitos sedimentares do Pós-Barreiras estão sobrejacentes aos sedimentos da Formação Barreiras e são separados desta por uma discordância erosiva (SÁ, 1969). Sua idade ainda é objeto de controvérsia, sendo assumida constantemente como pleistocênica, porém ROSSETTI et al. (1989) consideram parte desses sedimentos

como de idade holocênica. Constituem-se por sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, depositados a partir da atuação de movimentos gravitacionais (ROSSETTI et al., op cit.). COSTA et al. (1992) incluem esses depósitos como pleistocênicos, juntamente com o Arenito Pilões, um fácies cujas estruturas sugerem a presença de um paleolitoral com barras arenosas, planície de maré e pântanos de supramaré.

A sedimentação holocênica sustentada por essas unidades formam extensos manguezais e depósitos arenosos que são discutidos detalhadamente nos capítulos posteriores.

4.3 - CONTEXTO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Para ARANHA et al. (1988) a estruturação fundamental da região envolve conjuntos rochosos mais antigos e seus arcabouços estão associados com a tectônica de abertura do Atlântico Equatorial durante a evolução tectônica das placas Africana e Sul-Americana.

ALMARAZ (1977), baseado em dados geofísicos e sondagens de poços, colocou parte da região do nordeste do Estado do Pará dentro de uma plataforma estável (Plataforma Bragantina) (Figura 4.3), cuja evolução foi controlada pelo embasamento pré-cambriano e se individualizou durante o Terciário, a partir do Arco Ferrer-Urbano Santos, apresentando comportamento variável de subsidência até o Mioceno Inferior, quando atuou como uma plataforma estável e onde se depositaram os sedimentos da Formação Pirabas. Após a sedimentação carbonática a Plataforma Bragantina passou por um processo de erosão contínua até os tempos atuais, como resultado de fenômenos glácio-eustáticos que estariam evidenciados pela formação de falésias (Maracanã, Salinópolis) em resposta as oscilações relativas do nível do mar.

Os estudos de BORGES et al. (1995a e b) relacionam a configuração atual das "rias" do litoral paraense a dois movimentos tectônicos datados do Mio-Plioceno e do Pleistoceno Médio-Holoceno. O primeiro estaria ligado ao desenvolvimento de falhas

transcorrentes orientadas na direção NE-SW que controlariam a orientação das principais "rias" da região, bem como as "rias" que penetravam por grandes extensões no continente, influenciando também na deposição das formações Pirabas e Barreiras. Estes movimentos teriam se prolongado até o Pleistoceno Médio a Superior, quando ocorre o movimento tectônico mais novo que projetou as falhas transcorrentes dextrais E-W, as quais interagiram através de falhas normais NW-SE, resultando em romboedros transtensivos que modificaram o sistema de drenagem e as unidades de relevo.

As últimas manifestações seriam expressas por transcorrências dextrais NE-SW e falhas normais NNW-SSE que orientaram os rios do litoral norte do Brasil.

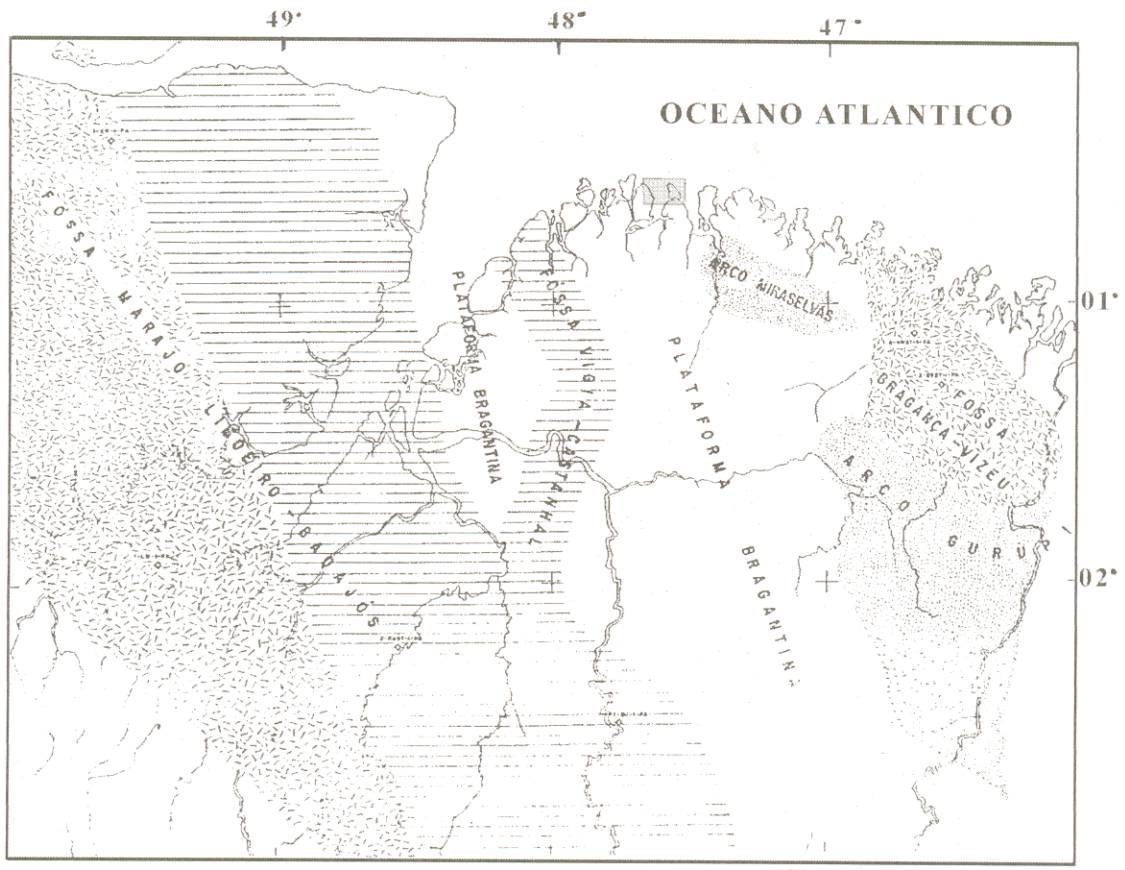


Figura 4.3 - Unidades tectônicas durante o Mioceno (ALMARAZ, 1977).

5 - GEOMORFOLOGIA

5.1 - INTRODUÇÃO

Os estudos geomorfológicos tiveram como objetivo fundamental o reconhecimento dos padrões de relevo associados aos ambientes sedimentares, bem como a distribuição espacial desses ambientes, com a finalidade de uma melhor compreensão da evolução holocênica da área estudada.

Os padrões de relevo foram caracterizados aplicando-se o conceito de sistemas de relevo proposto por PONÇANO et al. (1979), os quais separam os diferentes conjuntos de relevo baseados em critérios morfo-estruturais, considerando os aspectos morfológicos e geológicos e correlacionando-os a dados sobre vegetação e processos morfodinâmicos (erosão e deposição). Dessa forma, foram identificados dois grandes sistemas de relevo: Planalto Costeiro e Planície Costeira. Esses sistemas foram subdivididos, por critérios morfogenéticos em suas respectivas unidades (Tabela 5.1), as quais são descritas a seguir e retratadas, em escala 1:50.000, no Mapa Geológico-Geomorfológico da área (Anexo).

Tabela 5.1 - Compartimentação geomorfológica da área estudada.

SISTEMAS DE RELEVO	UNIDADES DE RELEVO
PLANALTO COSTEIRO	Falésias
	Plataformas de Abrasão
PLANÍCIE COSTEIRA	Canal Estuarino
	Cordões Praia-Duna
	Planície de Maré
	Praias
	Dunas
	Pântanos Salinos
	Cheniers

5.2 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

5.2.1 - Planalto Costeiro

Este sistema está elaborado sobre os sedimentos da Formação Barreiras e do "Pós-Barreiras" que constituem o embasamento dos sedimentos quaternários. É limitado pelas unidades de cordões praia-duna e planície de maré (Figura 3.5), ambas pertencentes à Planície Costeira (ver item 5.2.2.2 e 5.2.2.3). Em superfície corresponde a um relevo de degradação, representado por tabuleiros, cujas cotas não ultrapassam 24 m. Possui topos planos e vertentes retilíneas e íngremes. Às vezes apresenta-se como um relevo colinoso de vertentes suaves e perfis convexos para o continente. Quando as vertentes deste sistema se voltam para o oceano apresentam-se na forma de falésias, com plataformas de abrasão associadas.

5.2.1.1 - Falésias

As falésias estão esculpidas em terraços pleistocênicos e constituem as bordas do Planalto Costeiro. De acordo com sua localização em relação a linha de costa atual foram distinguidas dois tipos de falésias: **falésias ativas** e **falésias inativas.**

- Falésias Ativas

Estão desenvolvidas ao longo da linha de costa atual, em contínuo processo de retrabalhamento pelas ondas e limitam-se ora com a unidade de planície de maré, ora com a unidade de praia. A altura destas falésias varia de 2 a 18 m (Figura 5.1).

- Falésias Inativas

São desenvolvidas nas porções mais internas da Planície Costeira, livres da ação dos processos erosionais marinhos e em contato com a unidade de cordões praia-duna (Figura 5.2). São mais baixas que as falésias ativas, com altura de até 2,5 m.

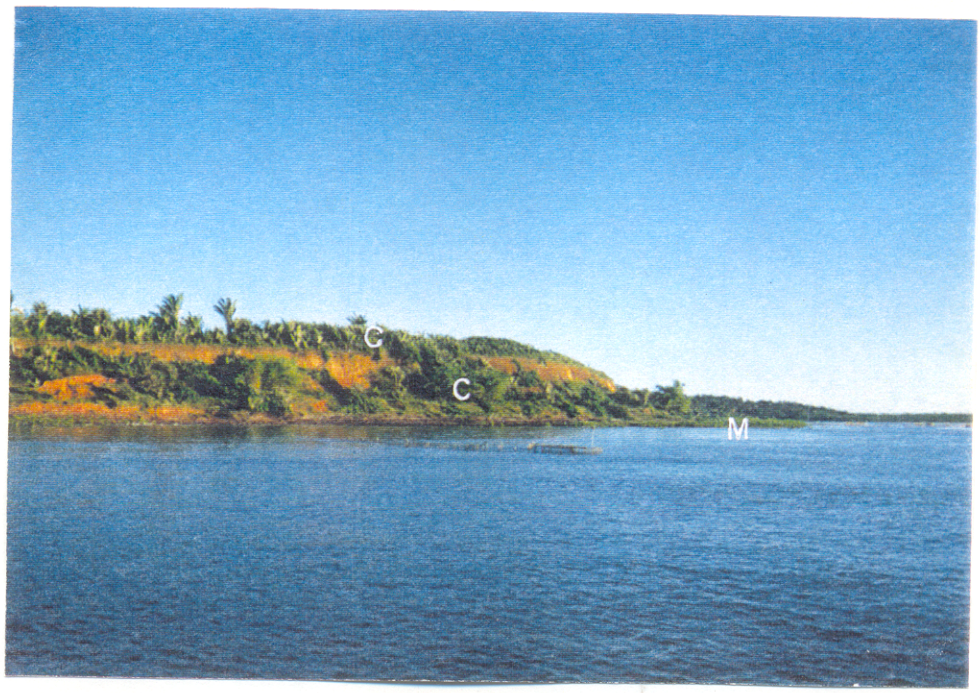


Figura 5.1 - Falésias ativas nas bordas do Planalto Costeiro em contato com a zona de intermaré. Colonização na falésia por vegetação de capoeira (C) e, no sopé da falésia, por mangues (M).



Figura 5.2 - Falésia inativa (Fi) do Planalto Costeiro em contato com a unidade de cordões praia-duna (Pd). Em primeiro plano, paleodunas.

5.2.1.2 - Plataformas de Abrasão

As plataformas de abrasão estão elaboradas tanto sobre os sedimentos areno-sílto-argilosos da Formação Barreiras e do "Pós-Barreiras", como sobre os sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas. Comumente são desenvolvidas em frente ou no sopé das falésias ativas, dentro da zona de intermaré, outras vezes, como relevo residual na região de estirâncio das praias. Formam zonas descontínuas com extensões variáveis, atingindo até 300 m de comprimento, enquanto que a largura não ultrapassa 50 m. As plataformas de abrasão do Barreiras são constituídas por fragmentos de arenito lateritizado e encontram-se colonizadas por vegetação de mangue (**Laguncularia racemosa**) e **Spartina** (Figura 3.7), que funcionam como elemento fixador de matéria orgânica e sedimentos argilosos formando um capeamento sobre esta unidade. As plataformas de abrasão desenvolvidas nos sedimentos da Formação Pirabas ocorrem como blocos métricos, de composição carbonática, intensamente fraturados, mais distanciados do sopé das falésias do Barreiras e estão livres de vegetação (Figura 5.3).

5.2.2 - Planície Costeira

É o sistema mais expressivo na área e corresponde aos depósitos arenosos e argilosos holocênicos. Limita-se, em direção ao continente, pelo Planalto Costeiro e, ao norte, pelo Oceano Atlântico. Constitui-se por um relevo plano, próximo ao nível do mar, com aspecto denteado, recortado por canais de maré e pela foz do Rio Marapanim. Sua largura máxima é de 4 Km à leste da Ilha de Algodoal, onde localizam-se os cordões praiais. Neste sistema foram individualizadas 7 unidades geomorfológicas, as quais são descritas a seguir:

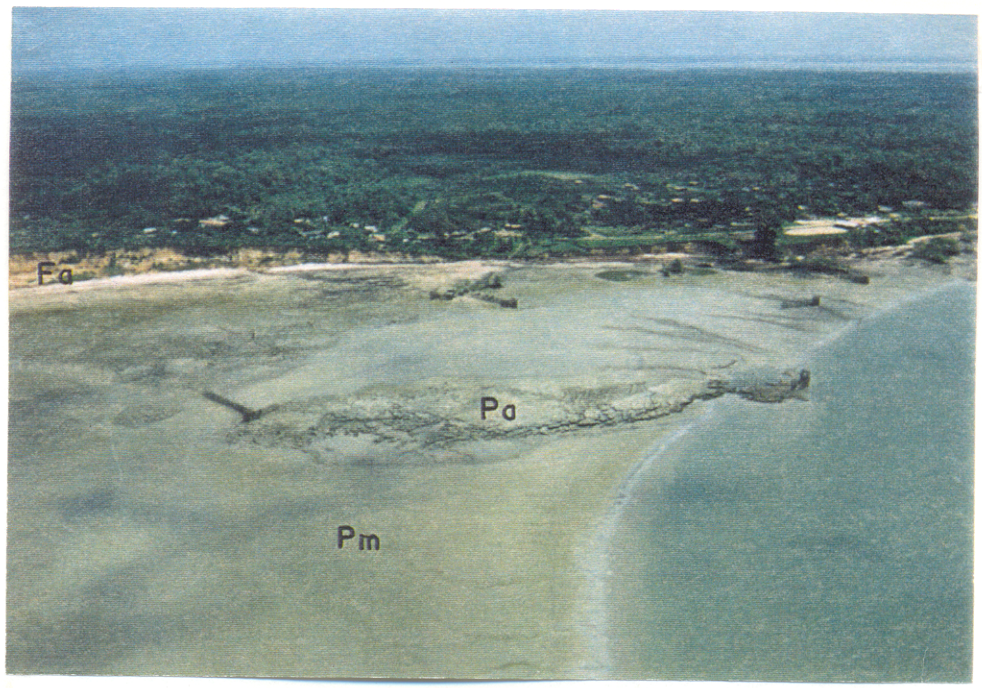


Figura 5.3 - Plataforma de abrasão (Pa) desenvolvida em sedimentos da Formação Pirabas aflorantes na planície maré (Pm). Em segundo plano estão as falésias ativas (Fa) desenvolvidas em sedimentos da Formação Barreiras.

5.2.2.1 - Canal Estuarino

O Canal Estuarino está margeado pela planície de maré e representa a foz do estuário do Rio Marapanim. SILVA (1995) denominou esta porção do estuário como baía, entretanto, a ausência de um maior fechamento deste canal em sua desembocadura, a morfologia afunilada para o interior do continente, bem como suas características hidrodinâmicas (típicas de estuário) não justifica a aplicação desse termo.

A morfologia deste canal, aliado ao sistema deposicional a que está inserido permite enquadrá-lo na compartimentação morfológica proposta por WOODROFFE et al. (1989) para o canal estuarino do Rio Aligator, na Austrália, a qual foi adotada por SOUZA FILHO (1995) para os estuários da Planície Costeira Bragantina, e por SILVA (1996) para os estuários da Planície Costeira de Salinópolis. Dessa forma, a foz do estuário do Rio

Marapanim, corresponderia ao Funil Estuarino, típico de um estuário dominado por macromarés.

A largura máxima do canal é de 8,5 Km, em sua porção distal, e a profundidade em torno de 5 m. Regularmente o leito desse canal é quase que totalmente exposto durante a baixa-mar, quando são visíveis barras arenosas de maré ("tidal sand bars"), que ocorrem com mais frequência na porção oeste do estuário (Figura 5.4). As barras são alongadas segundo a direção do fluxo das correntes de maré e superpostas por "megaripples" assimétricas, com cristas sinuosas e alinhadas perpendicularmente à direção das correntes de maré (Figura 5.4).



Figura 5.4 - Barras arenosas de maré desenvolvidas no leito do Rio Marapanim, superpostas por "megaripples".

5.2.2.2 - Cordões Praia-Dunas ("Beach-Dune Ridges")

Ocorrem a partir do interior da planície costeira em contato com as falésias inativas (Figura 5.2) e dos manguezais da planície de maré. Esta unidade é constituída por um complexo de cristas de praias antigas, descontínuas, com 1 a 2 m de altura e até 2.500 m de extensão, alinhadas na direção NW-SE, delineando uma planície

de cristas praiais ("strand plain")(Figura 5.5). Para o interior da planície costeira as cristas estão superpostas por dunas vegetadas, contudo podem ser delineadas em fotografias aéreas onde observa-se truncamento de cordões. Quando as dunas estão ausentes deste sistema, as cristas são colonizadas por vegetação arbustiva de pequeno porte, enquanto que nas calhas desenvolve-se vegetação herbácea (Figura 5.6). Lagos intermitentes ocorrem, orientados na mesma direção das cristas, alimentados por águas pluviais e colonizados por vegetação aquática (Figura 5.7).

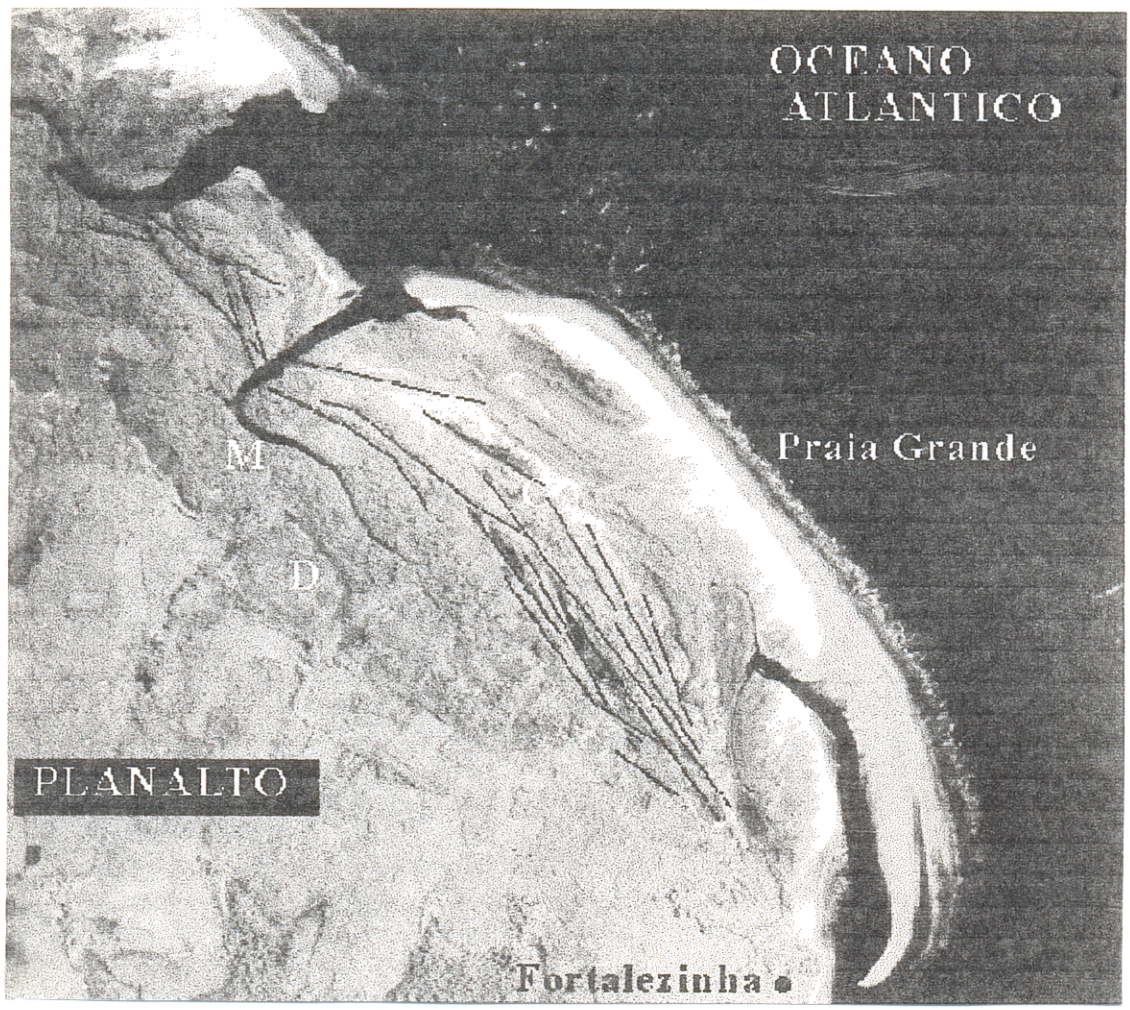


Figura 5.5 - Cordões praia-duna desenvolvidos a leste da Ilha de Algodoal. M - manguezais de intermaré, D - paleodunas, C - Cordões praia-duna. Detalhe de fotografia aérea do ano de 1977. Os alinhamentos representam as cristas dos cordões.



Figura 5.6 - Crista de praia na porção mais distal da unidade cordões praia-duna. Vegetação arbustiva na crista (Cr) e herbácea na calha (Ca).



Figura 5.7 - Lagos intermitentes desenvolvidos nas calhas do sistema de cordões praia-duna. Notar a vegetação de mangue desenvolvida ao redor do lago e a vegetação aquática na superfície.

5.2.2.3 - Planície de maré

Esta unidade limita-se, continente adentro, com o Planalto Costeiro e com a unidade cordões praia-duna e, em direção ao oceano, com o nível médio de maré mais baixa. Representa uma extensa superfície quase horizontal, constantemente recoberta pelas macromarés. Esta planície é recortada por canais de maré meandrantes, em cujas margens desenvolvem uma complexa rede de drenagem em decorrência do fenômeno de avulsão de barras em pontal, as quais tornam-se longitudinais em virtude do retrabalhamento pelas correntes de maré e terminam se ligando às margens dos canais.

Nesta unidade, a intensa vegetação não permitiu a delimitação no mapa geomorfológico das subunidades clássicas desse ambiente mencionadas na literatura (KLEIN, 1977; SEMENIUK, 1981; e FRASER, 1989). Em consequência, essa unidade, para efeito de cartografia, foi subdivida, baseada em critérios morfosedimentares em duas subunidades: planície arenosa e planície lamosa (Anexo).

- Planície Arenosa

Representada por uma região arenosa limitada abaixo do nível médio de maré baixa em direção ao oceano e, em direção ao continente, está limitada pelo nível médio de maré. Desta forma, esta planície abrange tanto a zona de inframaré, como a zona de intermaré inferior e média.

Acima do leito da zona de inframaré, são comuns as cristas de correntes de maré ("tidal current ridges"), observadas apenas na baixa-mar. Essas cristas são macroformas alongadas, orientadas paralelamente à direção das correntes de maré (ver capítulo 3.3.4, Figura 3.11) e estão superpostas por "megaripples" perpendiculares à direção das cristas (Figura 5.8).

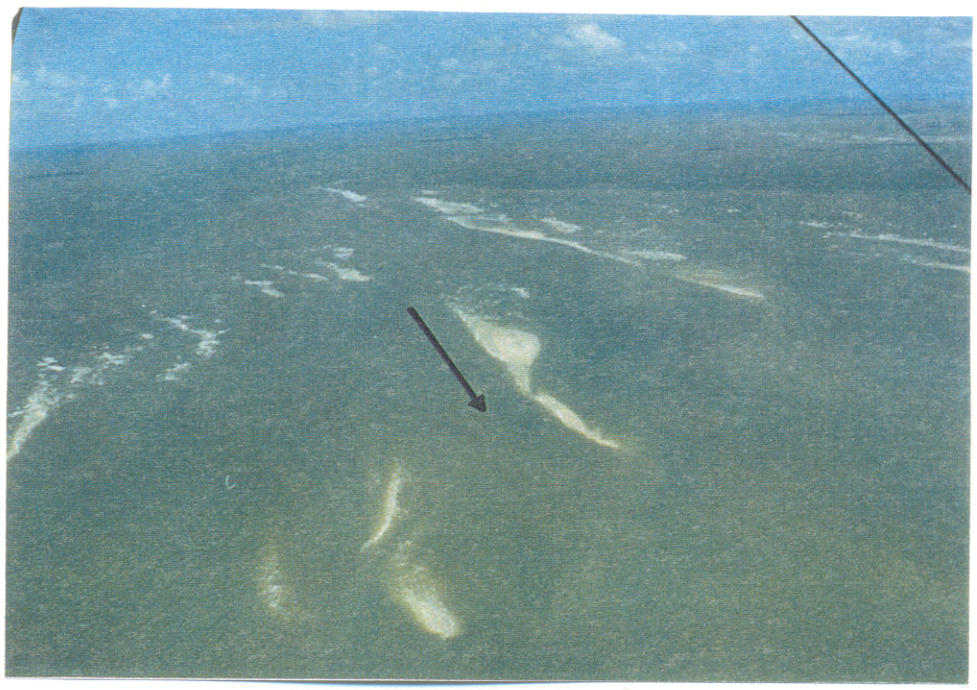


Figura 5.8 - Cristas arenosas de correntes de maré desenvolvidas na zona de inframaré. A seta indica a direção do fluxo de maré de enchente.

A planície de intermaré inferior e média, está limitada pelo nível médio de maré baixa e nível médio de maré alta. Caracteriza-se pela granodecrescência em direção ao continente (sedimentos areno-argilosos) e marca a passagem transicional para a planície lamosa, cartografada no mapa geomorfológico (Anexo). Nesta planície são comuns os córregos de maré ("tidal creeks") (Figura 5.9), os quais escoam para a zona de inframaré e são mais estreitos e meandrantes que os canais de maré que recortam a planície de maré. Os canais de maré, são mais largos (até 400 m na preamar), possuem maior carga sedimentar e atravessam toda a planície de maré e por vezes toda a planície costeira.

Na zona de intermaré inferior as macroformas dominantes são: as barras em pontal formadas nas margens dos canais e córregos de maré, barras arenosas de maré ("tidal sand bars"), "megaripples" assimétricas perpendiculares às margens dos canais (Figura 5.10), além de um delta de maré vazante.



Figura 5.9 - Córrego de maré meandrante, escavado na planície de intermaré média.

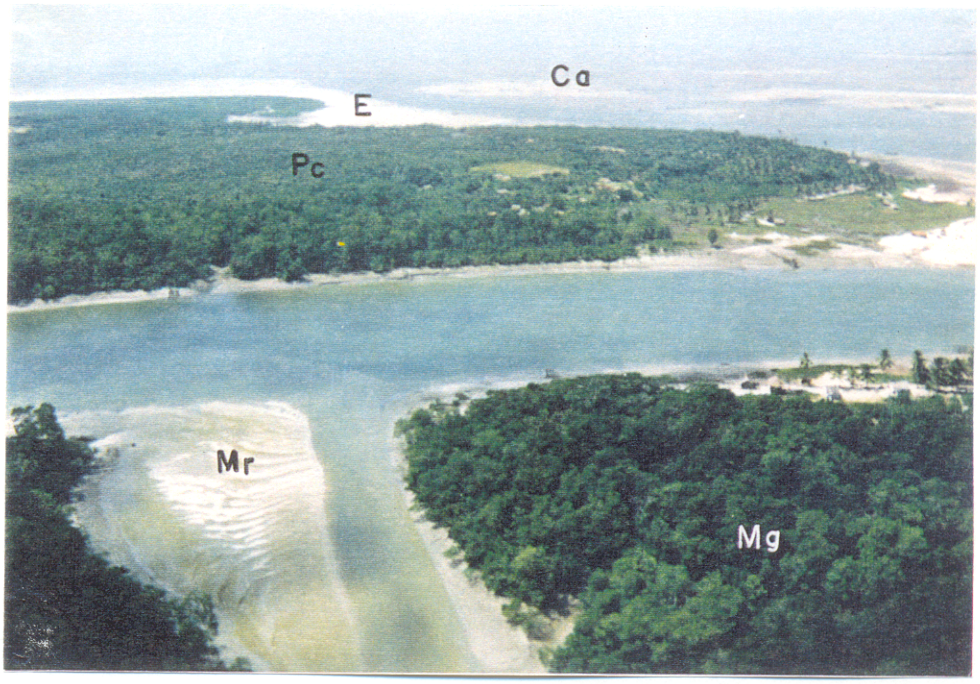


Figura 5.10 - Megaripples assimétricas (Mr) desenvolvidas às margens dos canais de maré na planície de intermaré. (Mg) Manguezais de supramaré, (PC) Planalto Costeiro. Notar ao fundo esporão (E) e cristas arenosas de maré (Ca).

As barras em pontal se estendem tanto para a zona de inframaré, como para a zona de intermaré média. São mais argilosas para o interior da planície, enquanto que nas desembocaduras são mais arenosas. As barras arenosas de maré ("tidal sand bars") estão localizadas na foz dos canais de maré, paralelas ao fluxo das correntes de maré (Figura 5.11).

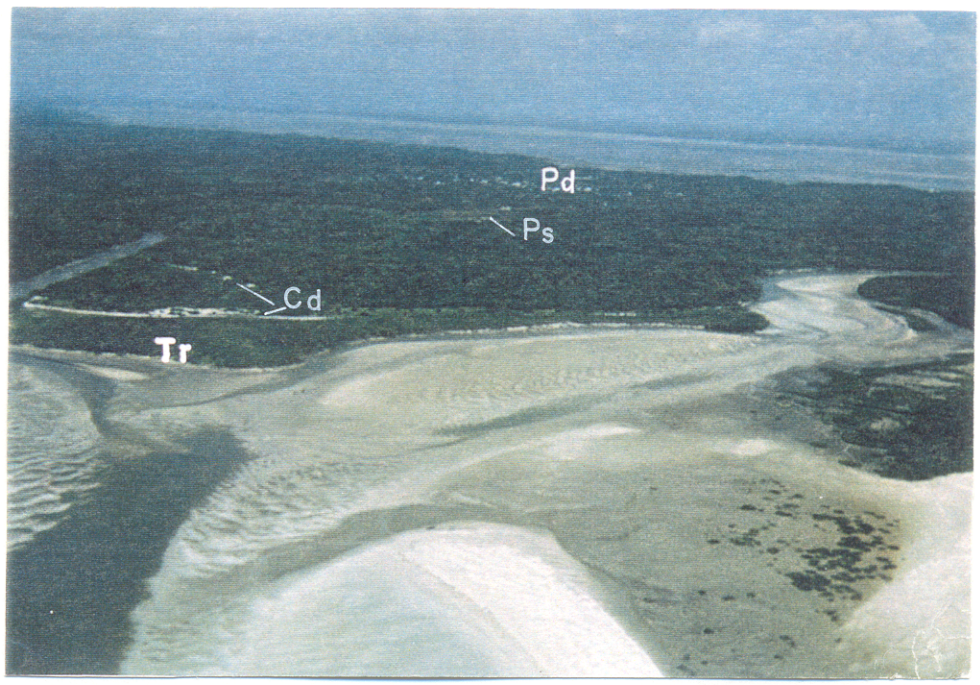


Figura 5.11 - Barras arenosas de maré desenvolvidas na foz dos maiores canais de maré da área. Ao fundo, paleodunas (Pd), pântano salino (Ps), (Cd) cordões praia-duna. Notar a formação de um terraço de abrasão marinha (Tr).

O delta de maré vazante está associado a confluência dos canais das Pedras e do Furo Velho, à leste da Ilha de Algodoal (Figura 5.12). De acordo com o modelo morfológico proposto por HAYES (1980) foram caracterizados os seguintes elementos para o delta de maré vazante (Figura 5.12): **canais de maré de enchente e de vazante**, localizados respectivamente nas margens e centro do delta, com "megaripples" orientadas perpendicularmente à direção

do fluxo da maré e associadas às bordas do canal de enchente; **barras lineares de margem de canal**, desenvolvidas perpendicularmente à linha de costa, entre os canais de maré de enchente e vazante; **barras de lavagem** ("swash bars") associadas ao final das barras lineares, resultantes da atuação das ondas sobre a frente do delta e; o **lobo terminal**, desenvolvido na parte distal do delta. Associados às margens deste delta ocorrem esporões recurvados, separados por zonas vegetadas, marcando zonas de acreção de praia (Figura 5.12).

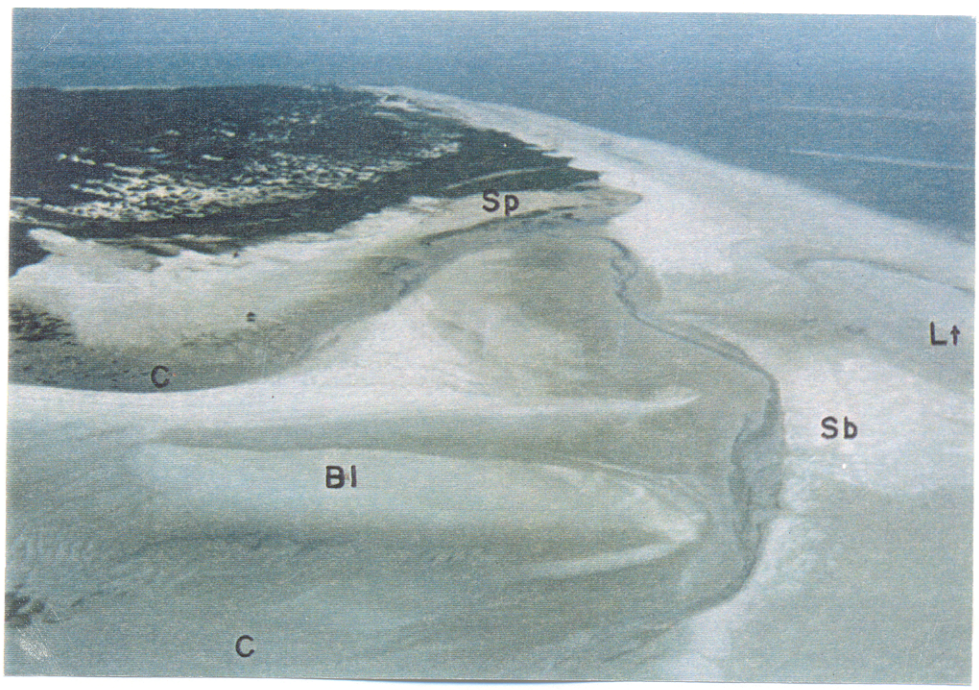


Figura 5.12 - Delta de maré vazante desenvolvido na foz de dois canais de maré. (C) canais de maré, (Bl) barras lineares de margem de canal, (Sb) barras de lavagem, (Lt) lobo terminal, (Sp) "spit" recurvado desenvolvido na margem do delta.

- **Planície Lamosa**

É delimitada pela linha de nível médio de maré até o nível de alcance das marés de sizígia, englobando, assim, tanto a zona de intermaré superior como a planície de supramaré que se interdigita com o Planalto Costeiro (Anexo), cujo limite é marcado por uma

zona de transição, onde se destaca vegetação típica de várzea. Essa unidade é constituída por uma planície argilosa, que apresenta um zoneamento de vegetação, caracterizado por um estrato de **Spartina** que grada, em direção ao continente, para uma vegetação de mangue jovem e, posteriormente, para um mangue mais antigo (mangue adulto). Terraços de mangue, com altura de 15 cm, são comumente encontrados na zona de intermaré superior, constituindo-se em antigos depósitos de mangues mortos (Figura 5.13).



Figura 5.13 - Mangue morto colonizado por **Spartina** desenvolvido sobre um terraço na zona de intermaré superior, indicando regeneração natural do mangue.

O limite da zona de intermaré superior com a zona de supramaré é demarcado por um terraço com aproximadamente 50 cm de altura, disposto ao longo das margens dos canais de maré. Outras vezes o limite entre essas zonas se confundem devido a intensa vegetação de mangue que ocupa as margens dos canais de maré (Figura 3.5). Paleocanais são encontradas recortando a planície de supramaré e associados a antigos leitos dos canais atuais.

5.2.2.4 - Praia

Esta unidade margeia a planície arenosa no limite com o oceano e está limitada por depósitos dunares, manguezais e falésias esculpidas na Formação Barreiras, em direção ao continente. Foram distinguidas pelo menos 2 feições ligadas às praias: praias flexas e "praias de enseada". As primeiras estão sempre associadas aos locais de incidência direta das ondas (ver item 3.3.2), enquanto que as praias de enseada sofrem indiretamente a ação de ondas que se refratam para dentro do estuário do Rio Marapanim.

As praias flexas ("spits") são melhor desenvolvidas na porção leste da Ilha de Algodoal e na Praia do Crispim (Marudá). Na Ilha de Algodoal caracterizam-se por uma série de cordões litorâneos, com mais de 3Km de comprimento, paralelos a linha de costa e interligados ao continente por "gaps" (Anexo). Na Praia do Crispim as flexas são separadas por canaletas oblíquas a linha de costa e recortam a praia, criando zonas de baixa energia onde se depositam areias de granulometria muito fina, enquanto que as cristas são constituídas por areia fina. Na região do pós-praia, a união das flexas ao litoral e o retrabalhamento pelas ondas e correntes propicia o desenvolvimento de formas lunadas (Figura 5.14).

As "praias de enseadas" são referidas a depósitos arenosos de intermaré formados em áreas protegidas (enseadas), margeados por depósitos de mangue ou falésias, afetadas direta ou indiretamente pela energia de ondas. Possuem até 240m de largura e 1.500m de extensão, algumas vezes apresentando terminações em forma de "spits" recurvados (Figura 5.15). O uso dessa terminologia para esta feição se deve a ausência de um termo específico na literatura para esse depósito. O termo praia de bolso ("pocket beach") de DAVIS Jr. (1978), seria o mais próximo deste tipo de feição, porém, estas "praias" não estão delimitadas por dois pontões rochosos, e sim por duas saliências lamosas vegetadas por mangue.



Figura 5.14 - Feições das praias flexas na Praia do Crispim-Marudá. Notar a sedimentação pelítica nas depressões localizadas no pós-praia, colonizadas por mangue jovem e **Spartina**, bem como as formas lunadas (Cp) decorrentes do retrabalhamento das ondas e correntes. Em primeiro plano, cristas e canaletes (setas) da ante-praia ("foreshore") oblíquos a linha de costa.



Figura 5.15 - "Praia de enseada" desenvolvida sobre um "spit" dentro da enseada em frente à Vila de Algodoal.

Nas praias-flexas foram reconhecidas as 3 morfologias características que compõem as praias: pós-praia, estirâncio e face praial.

- Pós-Praia ("backshore")

Corresponde a região compreendida entre o nível médio de maré alta e a base das dunas frontais. É marcado por um berma formado por dunas embrionárias com até 1 metro de altura (Figura 5.16), as quais são retrabalhadas pelas ondas na preamar, formando escarpas de praia. Após as dunas embrionárias, em direção ao continente, ocorre uma superfície plana colonizada por vegetação rasteira (Figura 3.2). Em alguns locais o berma está ausente e a ante-praia passa diretamente para a superfície horizontal do pós-praia, sendo separada apenas por uma superfície levemente côncava.

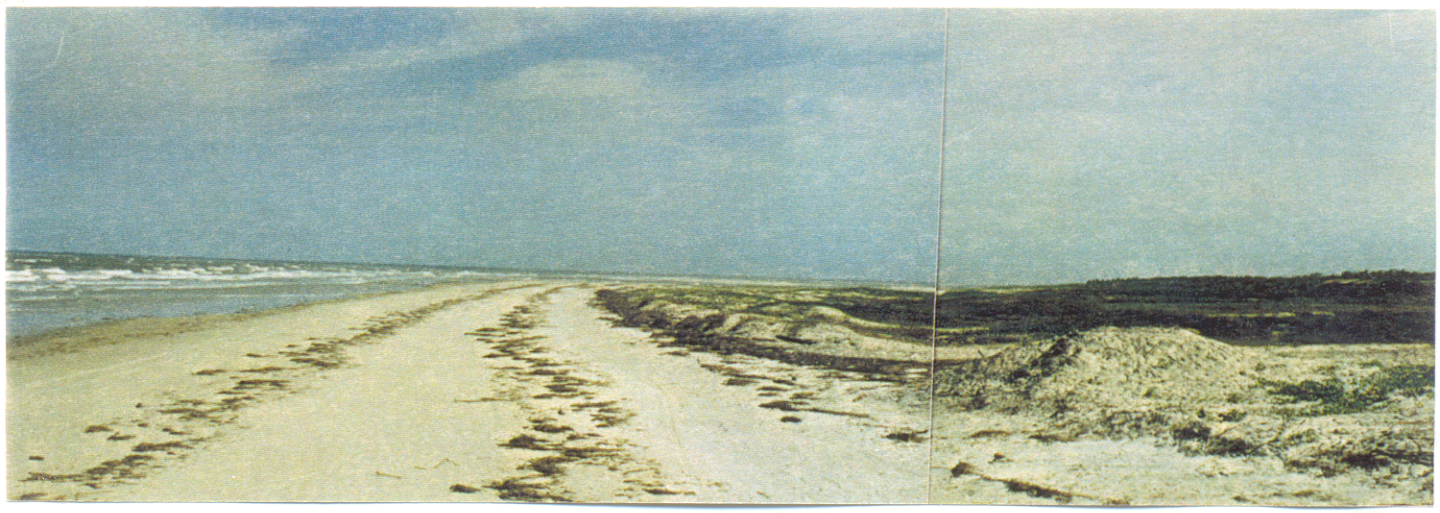


Figura 5.16 - Berma caracterizado por dunas embrionárias formadas no pós-praia. Na zona de ante-praia notar as marcas de espraiamento ("swash marks") definidas pela concentração de detritos orgânicos.

- Ante-praia ("foreshore")

Localizada dentro da zona de intermaré, correspondendo ao estirâncio. Esta zona apresenta até 3 Km de extensão e está constituída por uma superfície arenosa com relevo irregular formado por cristas e canaletas ("ridges" e "runnels"). Na Praia do Crispim estas feições são irregulares (Figura 5.14) e possuem

direção oblíqua a costa, constituindo, em imagens de radar uma configuração de cordões litorâneos retorcidos. Na Ilha de Algodoal, as cristas e canaletas são mais retilíneas e bem mais largas; próximo ao nível de maré baixa desenvolve-se um terraço de maré baixa.

- Face Praial ("shoreface")

Está limitada entre a ante-praia e o oceano. As feições observadas em imagens de radar e satélite correspondem a extensas barras litorâneas, encurvadas, em parte submersas, encontradas em frente a Praia Grande na Ilha de Algodoal (Anexo).

5.2.2.5 - Dunas

Esta unidade está delimitada tanto pela unidade dos cordões praia-duna, como pela unidade de planície de maré e nela foram reconhecidas três tipos de dunas, segundo a origem:

- Paleodunas

Na Ilha de Algodoal estão localizadas nas porções mais internas da planície costeira, enquanto que em Marudá estão mais próximas ao oceano (Anexo). As paleodunas formam um relevo arrasado, sujeito aos processos pedogenéticos e onde as dunas perderam sua configuração primária. Durante os períodos de maior pluviosidade formam-se pequenos lagos intermitentes nos planos mais rebaixados.

- Dunas Vegetadas (Fixas)

As dunas vegetadas formam um complexo de dunas elaboradas sobre os depósitos da Formação Barreiras e do Pós-Barreiras. Foram reconhecidas duas formas de ocorrência de dunas:

Dunas parabólicas alinhadas obliquamente à costa segundo a direção NE-SW a norte-nordeste da Ilha de Algodoal, em função da direção constante dos ventos alísios (item 3.3.1). Possuem altura

de até 12 m e estão limitadas entre as unidades de praia e de planície de maré. A norte da ilha, os cordões dunares oblíquos tornam-se paralelos à linha de costa em função da mudança na configuração do litoral. Durante as marés altas essas dunas são retrabalhadas por ondas, formando escarpas com até 5 m de altura. Apesar de colonizados por vegetação arbustiva, os depósitos dunares mais próximos do litoral sofrem os processos de deflação que remobilizam o material e originam lençóis arenosos que se superpõem a este relevo (Figura 5.17). Corredores de vento formados durante as épocas mais secas, deixam exposto o embasamento desta unidade.



Figura 5.17 - Cordões de dunas vegetadas paralelos a praia, com depósitos de lençóis arenosos e dunas ativas superimpostos.

Dunas embrionárias desenvolvem-se junto ao pós-praia (Figura 5.16) e caracterizam-se por pequenos montículos de areia com até 1 metro de altura colonizados por vegetação rasteira. Estas dunas algumas vezes formam cordões arenosos junto ao pós-praia, ou desenvolvem-se nas regiões planas, em meio aos depósitos de dunas

vegetadas (Figura 5.18). Lençóis de areia também ocorrem soterrando essas dunas.

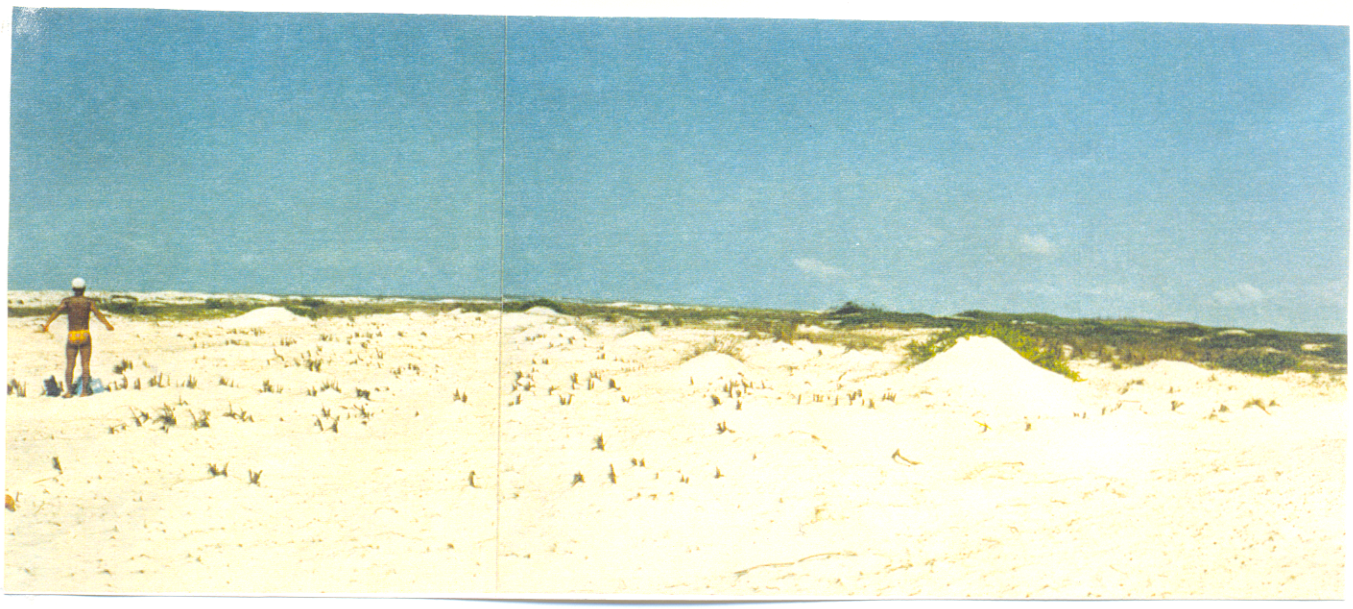


Figura 5.18 - Dunas embrionárias com formas piramidais, desenvolvidas em um campo arenoso entre depósitos de dunas vegetadas.

Durante as épocas mais chuvosas, associados aos depósitos cordões dunares oblíquos a linha de costa, desenvolvem-se lagos de interdunas que são alimentados por águas pluviais.

- Dunas Ativas

Alimentadas pelas areias das praias, representam a porção mais externa dos depósitos eólicos na planície costeira. São representadas por formas barcanóides isoladas ou cordões de dunas tranversais. As formas isoladas são comuns sobre as praias (Figura 5.19), possuem até 1 m de amplitude e constituem depósitos efêmeros, formados principalmente nos períodos secos, enquanto que as formas transversais migram do sistema de praia para o sistema de dunas vegetadas (Figura 5.20) e possuem até 6 m de altura.



Figura 5.19 - Dunas móveis do tipo barcana, desenvolvidas na ante-praia. Notar as marcas onduladas desenvolvidas na parte frontal das dunas.



Figura 5.20 - Dunas transversais barcanóides (Db) com cristas sinuosas desenvolvidas atrás do sistema de praia. À direita, cordões dunares oblíquos a linha de costa. Ante-praia (Ap) e pós-praia (Pp) com dunas embrionárias com vegetação incipiente.

5.2.2.6 - Pântanos salinos ("apicuns")

Desenvolvem-se sobre a zona de intermaré superior, margeados por mangues ou depósitos dunares. São formados sobre áreas planas, relacionadas a um sistema de drenagem colmatado e colonizado por vegetação tolerante as condições salinas (Figura 5.21). Esses depósitos são inundáveis durante as marés de sizígia, quando são encontrados cristais de sais na superfície do terreno.



Figura 5.21 - Pântano salino desenvolvido na planície de supramaré, margeado por mangues.

5.2.2.7 - "Cheniers"

São corpos arenosos, estreitos e alongados, com cerca de 600 m de extensão e 50 m de largura, orientados na direção SW-NE que ocorrem isolados à margem direita do Rio Marapanim (Figura 5.22). Estes depósitos, apesar de ocorrerem entre sedimentos pelíticos da planície de maré, são definidos com restrições como "cheniers", uma vez que não foi possível amostrá-los devido a impossibilidade

de acesso às áreas de ocorrência desses depósitos, o que, por sua vez, prejudicou sobremaneira a caracterização dos mesmos.



Figura 5.22 - "Cheniers" desenvolvido às margens do Rio Marapanim, como cristas simples entre a planície de maré. Planalto Costeiro (P), planície de maré (Pm) e "chenier" (C).

5.3 - DISCUSSÕES

A análise morfológica da planície costeira estudada indica a presença de diversos ambientes sedimentares, tanto aqueles dominados por marés como por ondas. Estes ambientes são parte de um sistema dinâmico controlado pelas marés, ondas, ventos, correntes costeiras, clima (ver capítulo 3).

O Planalto Costeiro pertence a um sistema elaborado durante o Plio/Pleistoceno (BARBOSA & PINTO, 1973), cujos bordos foram retrabalhados durante o máximo da última transgressão holocênica (aproximadamente 5.100 anos A.P.) e deram origem às falésias, hoje inativas. O estuário do Rio Marapanim, representado na área pela parte distal do sistema (Canal Estuarino), provavelmente se

estabeleceu durante essa transgressão (FARIA Jr. et al., 1987) resultando em uma morfologia típica de Funil Estuarino, segundo a classificação de WOODROFFE et al. (1989). A dinâmica de macromarés (ver item 3.3.3) nesse estuário, aliada a sua morfologia leva a classificá-lo com base na proposta de DALRYMPLE et al. (1992) como um estuário dominado por marés.

As relações de contato entre o relevo da planície de maré e dos cordões praia-duna com o Planalto Costeiro indicam o desenvolvimento da planície holocênica através de um sistema de "strand plain", melhor evidenciado na parte nordeste da Ilha de Algodoal, e de um sistema de planície de maré, ambos progradantes, os quais foram gradativamente colonizados por vegetação arbustiva e de mangue.

A configuração dos cordões litorâneos atuais, sobre os quais se desenvolvem as praias, é evidência de um contínuo suprimento sedimentar para o litoral, influenciado pelas ondas sobre o setor norte/nordeste da costa e pelas correntes de maré (ver item 3.3.2 e 3.3.3). Esses parâmetros oceanográficos, aliados ao suprimento sedimentar também são responsáveis pela formação da extensa planície arenosa de inframaré e intermaré, margeando os depósitos de praia e de planície de intermaré superior. Segundo FARIA Jr. et al. (1987) e EL-ROBRINI et al. (1992a) esses sedimentos seriam depósitos costeiros antigos atualmente submersos na plataforma continental. A energia de ondas e marés também é responsável pela formação das plataformas de abrasão, rapidamente colonizadas por vegetação de mangue.

As feições eólicas atuais constituídas pelas dunas vegetadas (oblíquas à costa - Figura 5.20, frontais e embrionárias - Figura 5.18), lençóis arenosos e dunas ativas (formas barcanóides isoladas - Figura 5.19 e transversais - Figura 5.20), superpostas umas às outras, formam um complexo sistema transgressivo sobre a planície de maré e as praias. As paleodunas, pela sua associação

com o Planalto Costeiro, sugerem que sua formação ocorreu durante a evolução da planície de "strand plain".

A distribuição dos pântanos salinos e sua morfologia, observada em imagens de satélite e fotografias aéreas, evidenciam que os mesmos estão associados a antigos canais de maré colmatados.

Os "cheniers" estariam associados a períodos de mudança no regime hidrodinâmico responsável pelo carreamento de areia marinha para dentro do estuário, que foram trapeadas em reentrâncias. Aliás, algumas das atuais "praias de enseada" associadas aos depósitos lamosos de planície de maré poderão, com a contínua progradação lamosa constituir futuros "cheniers" na área.

6 - ESTRATIGRAFIA

6.1 - INTRODUÇÃO

A sequência sedimentar holocênica das Planícies Costeiras de Algodoal e Marudá foi interpretada partindo-se do conceito de unidade morfoestratigráfica e fácies estratigráficos, aplicado por WOODROFFE et al. (1986, 1989), no estuário do Rio Aligator (Austrália). Para esse autor, a interpretação das unidades subsuperficiais dependem, além das propriedades sedimentares (textura, estruturas sedimentares - físicas e biogênicas e geometria interna), também do reconhecimento da forma dos corpos sedimentares.

A subdivisão das unidades quaternárias em unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráficos, no NE do Estado do Pará foi empregada primeiramente por SOUZA FILHO (1995) na Planície Costeira Bragantina; seguido por SILVA (1996) para a Planície Costeira de Salinópolis. Nesta dissertação, a aplicação desse conceito se deve não somente as vantagens para a definição mais concreta dos diversos subambientes costeiros, bem como a uniformização dos estudos no litoral paraense.

As unidades morfoestratigráficas descritas representam quase todos os ambientes atuais da planície costeira estudada, excetuando-se os "cheniers", que não foram amostrados (ver item 5.2.2.7); enquanto que, os fácies estratigráficos possuem conotação genética e se referem as unidades sedimentares encontradas em subsuperfície.

Desta forma, foram definidas 9 unidades morfoestratigráficas e 10 fácies estratigráficos, as quais foram interpretadas a partir da morfologia dos corpos sedimentares e de 37 testemunhos do tipo "vibracore" obtidos na Planície Costeira (Figura 2.2). Estas unidades estão sumarizadas nas Tabelas 6.1 e 6.2 e descritas a seguir, da base para o topo dos testemunhos.

Tabela 6.1 - Principais características das unidades morfoestratigráficas.

Unidades Morfo-estratigráficas	Espessura (m)	Características dos Sedimentos	Morfologia	Vegetação
Cordões Praia-Duna	> 2,5	Areia fina, muito bem selecionada , coloração cinza muito claro. Laminação plano paralela, estratificação "swash" e superfícies de reativação	Planícies com cristas praiais superpostas, algumas vezes, por dunas vegetadas	Arbustiva nas cristas e herbácea nas calhas. Próximo ao mar a situação é inversa
Paleodunas	> 1,5	Areia fina, pobremente selecionada na base e muito bem selecionada no topo, coloração marrom acinzentada na base e marrom amarelado pálido no topo. Estratificação plano-paralela, ondulante, convoluções, estruturas de dissipação e bioturbação. Raízes no topo.	Relevo arrasado com dunas intensamente vegetadas. Falésias quando em contato com o nível de maré. Lagos na zona de interduna, formados por águas pluviais	Arbustiva em forma de moitas sobre as dunas preservadas e herbácea nas zonas de interdunas e de lençóis arenosos
Dunas Costeiras	Até 18	Areia fina quartzosa, muito bem selecionada, coloração branca. Estratificação cruzada tabular tangencial de médio porte, "wind sand ripples", bioturbação.	Dunas fixas, vegetadas, oblíquas a linha de costa e frontais; dunas embrionárias; lençóis arenosos em zonas de interdunas. Dunas ativas transversais e barcanóides.	Arbustiva nas dunas oblíquas e frontais, herbácea nas zonas de interdunas e nos lençois arenosos; rasteira nas dunas embrionárias
Praia	> 2,5	Areia fina quartzosa, muito bem selecionada, coloração cinza muito claro e cinza médio claro. Laminação plano-paralela, marcas de lavagem por ondas, estratificação cruzada tangencial e bioturbação na zona de antepraia. Estratificação plano paralela, estratificação "swash" e cruzada tabular de alto ângulo no pós-praia.	Praias com pós-praia cuspidadas, ante-praia com "ridges" e "runnels" oblíquos à costa. Praias em cordões litorâneos com "ridges" e "runnels" paralelos a costa. Praia de enseada bordejadas por mangues.	Rasteira no pós-praia.
Planície de Supramaré	0.5 - 1,0	Areia siltosa a argilosa, coloração cinza oliva com intensa bioturbação e fitoturbação. Fragmentos de raízes de mangue.	Planície colonizada por mangues adultos	Árvores de mangue de grande porte (**Rhizophora** e **Avicennia**).
Planície de Intermaré	> 2,5	Lama argilosa, coloração cinza oliva e cinza azulado, com estruturas "linsen", "flaser" e "wavy". Bioturbações e fragmentos vegetais.	Planície com declive suave, colonizada, na porção superior por mangue, e sem vegetação na porção inferior	**Rhizophora** e **Avicennia.**
Barra Arenosa de Maré	1,8	Areia fina, muito bem selecionada, coloração cinza médio a laranja muito pálido no topo. Laminação plano-paralela e ondulante, bioturbações e pelotas fecais.	Barras longitudinais com "ripples" superimpostas desenvolvida na foz dos canais de maré e de estuário	-
Barra em Pontal	2,5 - 5,0	Areia fina quartzosa, coloração cinza muito claro, intercalada com lama, formando estratificação heterolítica. Estruturas "wavy", microestratificação cruzada, "flaser", "linsen" . "Lag" com fragmentos de conchas e clastos argilosos na base. Bioturbação concentrada no topo.	Forma lunada desenvolvida sobre a planície de intermaré.	Vegetação de mangue jovem quando a barra está unindo-se ao canal.
Pântano Salino	> 4	Argila, coloração cinza médio e cinza oliva e areia fina, coloração branca acinzentada e oxidada no topo. Estruturas "linsen", laminações plano-paralelas. Bioturbação, fragmentos de vegetais e pelotas fecais.	Planície encaixada em paleorede de drenagem colmatada	Halófitas.

Tabela 6.2 - Principais características dos fácies estratigráficos.

Fácies estratigráficas	Profundidade (m)	Características dos Sedimentos	Ambiente Sedimentar
Lama de intermaré	- 1,8	Lama maciça, coloração cinza oliva. Acamamento "wavy" e "linsen" com microlaminações cruzadas.	Planície de maré
Areia de canais de escavamento de maré	- 2,5	Areia média, mal selecionada, coloração branca. Concentração de caparaças e fragmentos de conchas misturados a lama de planície de intermaré.	Preenchimento de escavações por correntes turbulentas na planície de maré.
Areia e lama de barras	-	Areia fina quartzosa, selecionada, coloração cinza muito claro, intercalada a "bundles" argilosos. Fragmentos de vegetais e tubos de **Callichirus** sp. Camada de turfa.	Sedimentos de barras arenosas de foz de canal de maré, escavado em planície de maré.
Lama de Planície de Supramaré	-	Lama argilosa, coloração cinza esverdeada e amarronzada no topo. Abundantes fragmentos vegetais.	Sedimentos de planície de supramaré.
Areia e Lama Marinha	-	Areia fina quartzosa, bem selecionada, coloração esbranquiçada, intercalada a argila de coloração cinza oliva claro, bioturbada, com estruturas "linsen". Marcas onduladas, estratificação cruzada de alto ângulo coberta por "mud drapes" e tubos de **Callichirus.**	Sedimentos do face praial ("shoreface")
Lama estuarina	-	Argila plástica, coloração cinza oliva claro e cinza esverdeado. Estruturas "linsen" , "wavy" e " flaser" Bioturbação envoltas por oxidação.	Sedimentos de preenchimento de estuário (margem estuarina).
Areia Marinha	-	Areia muito fina siltosa, moderadamente selecionada, coloração cinza muito claro e amarronzada no topo. Microfósseis oxidados e retrabalhados no topo da camada.	Depósitos de face praial ("shoreface") superior
Argila siltosa bioturbada	-	Argila siltosa,coloração cinza médio claro, bioturbada, com fragmentos vegetais e fósseis oxidados. Uma fauna de fragmentos de subfósseis de briozoários.	Depósitos areno-argilosos de calha de cristas praiais.
Sedimentos Indiferenciados	-	Argila, coloração cinza escura, muito compactada.	Embasamento da planície de maré.
Areia mosqueada	-	Areia média a grossa, mal selecionada, coloração laranja amarelado escuro com tons vermelho moderado. Seixos e grânulos de quartzo e concreções lateríticas.	Sedimentos da Formação Barreiras que constituem o embasamento da planície costeira

6.2 - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS UNIDADES

6.2.1 - Unidades morfoestratigráficas

6.2.1.1 - Cordões praia-duna ("Beach-Dune ridges")

Está inserida na unidade geomorfológica homônima (ver capítulo 5, item 5.2.2.2 e Figuras 5.5 e 5.6) e apresenta espessura superior a 2,5 m nas porções mais afastadas do Planalto Costeiro, enquanto que às suas proximidades a espessura está em torno de 1,0 m. É constituída por areia fina, muito bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8) na base e porção intermediária e coloração cinza rosado (5 YR 8/1) no topo. Aparentemente sem estruturação no topo, porém, a partir de 0,8 m ocorre laminação plano-paralela e estratificação cruzada "swash", relacionadas a atividade das ondas sobre a ante-praia (MCCUBBIN, 1982), marcadas por níveis argilosos, de minerais pesados ou de concentração de matéria orgânica e superfícies de reativação (Figura 6.1). Nos testemunhos próximos ao Planalto Costeiro (MVC-09 e MVC-10), esta unidade aparentemente não apresenta estruturação.

A base desta unidade não foi encontrada nas porções mais externas da planície costeira (AVC.10B, 21 e 22), entretanto, às proximidades do Planalto Costeiro ela está sobreposta aos depósitos da Formação Barreiras (MVC.10).

6.2.1.2 - Paleodunas

Estão relacionadas com a unidade geomorfológica homônima (item 5.2.2.5) e são caracterizadas por um pacote arenoso, com espessura superior a 1,5 m (Figura 6.2), constituído por areia fina, de coloração marrom acinzentada na base (10 YR 6/2) tornando-se marrom amarelado pálido para o topo (10 YR 6/2). O selecionamento desta unidade aumenta da base para o topo, passando de areia pobremente selecionada para areia fina muito bem selecionada. As estruturas presentes são estratificação plano-paralela marcada pela diferença na coloração dos sedimentos, estratificação ondulante, convoluções,

estruturas de dissipação e bioturbação, além da presença de lente centimétrica de restos vegetais. Para o topo as estruturações estão ausentes, e nota-se a presença de raízes.

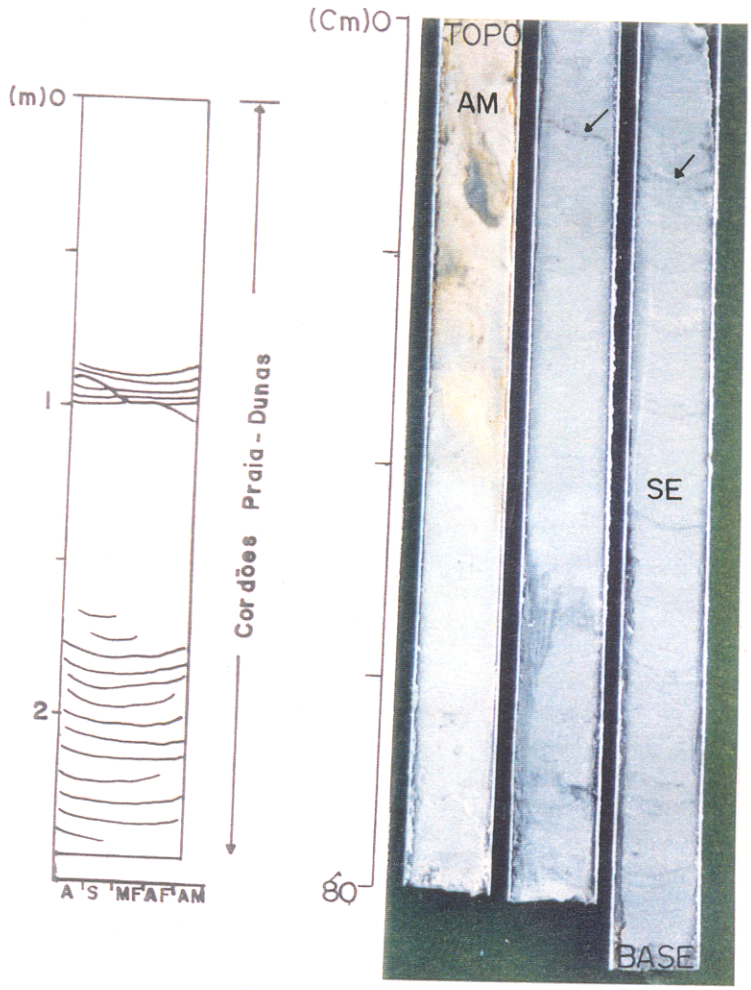


Figura 6.1 - Testemunho AVC.10B e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna. Areia com "swash estratification" (SE) na base e maciça (AM), no topo. Notar as superfícies de truncamento (seta) da estratificação (Ver localização na Figura 2.2).

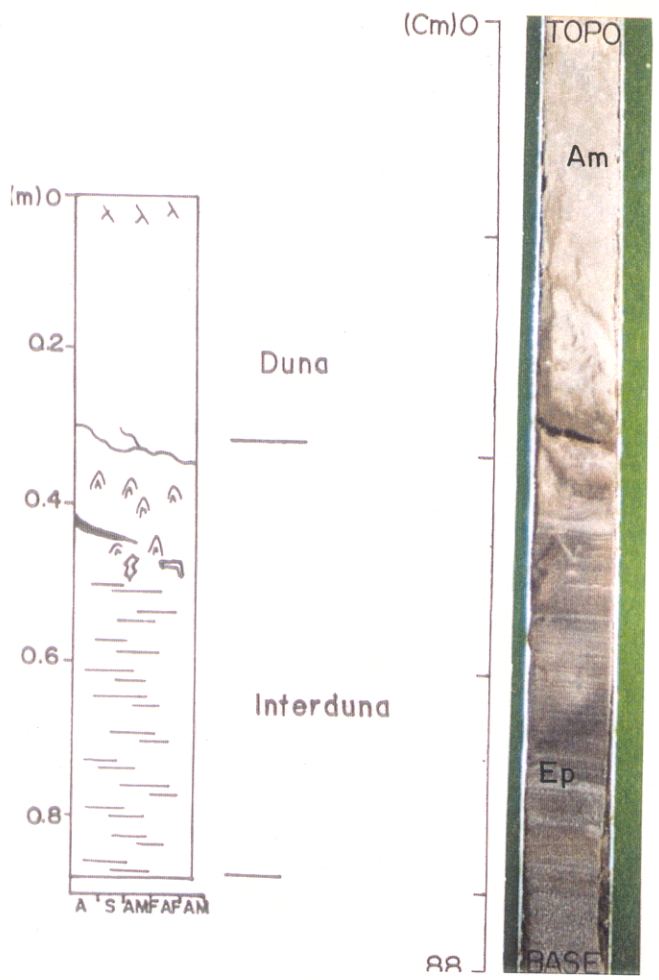


Figura 6.2 - Testemunho MVC.04 e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica paleodunas. Estratificação plano-paralela (Ep) e areia maciça (Am)(Ver localização na Figura 2.2).

Estes sedimentos representam depósitos de áreas de interdunas, superpostos por dunas. Os sedimentos de interduna foram depositados sob condições aquosas, evidenciadas pela presença de estruturas contorcidas por sobrecarga, causadas por saturação de água; presença de detritos orgânicos vegetais; além de estruturas de dissipação que segundo AHLBRANDT & FRYBERGER (1982) são típicas de depósitos de interdunas úmidas. A ocorrência de sedimentos

pobremente selecionada na base desta unidade, segundo McKee & Tibbitts apud REINECK & SINGH (1973) se deve ao enriquecimento de grãos mais grossos nas zonas de interdunas, enquanto que os mais finos formam as dunas.

O contato inferior desta unidade não foi observado entretanto as relações de campo permitem afirmar que a mesma assenta-se sobre os depósitos da Formação Barreiras ou dos sedimentos Pós-Barreiras.

6.2.1.3 - Dunas Costeiras

Estão inseridas na subunidade geomorfológica de dunas vegetadas (item 5.2.2.5). Nesta unidade foram definidos dois tipos de depósitos: dunas e interdunas.

As dunas são caracterizadas por depósitos arenosos com até 18 metros de espessura, constituídos por "sets" de areia fina quartzosa, muito bem selecionada, de coloração branca (N9), apresentando estratificação cruzada tabular tangencial (Figura 6.3) de médio porte com espessura de até 70 cm. Isolados nestes "sets", ocorrem "wind sand ripples", cuja estratificação interna é formada por superfícies inclinadas no sentido oposto ao da estratificação cruzada tangencial. Traços de bioturbação são encontradas seccionando as estruturas.

A zona interduna apresenta depósitos arenosos com espessura maior que 2 metros. É constituída por areia fina quartzosa, muito bem selecionada de coloração cinza rosado (5 Y 8/1) que grada para laranja acinzentado (10 YR 7/4) em direção ao topo. Apresenta incipiente laminação inclinada, ressaltada por diferença na coloração do sedimento, além de fragmentos de matéria orgânica. No topo a presença de raízes é frequente.

Esta unidade está sobreposta a latossolos desenvolvidos sobre sedimentos da Formação Barreiras e do Pós-Barreiras (Figura 5.17) . Quando não estão vegetadas, as dunas estão sobrepostas aos depósitos de praia e representam depósitos efêmeros de menor espessura (Figura 5.21).



Figura 6.3 - Estratificação cruzada tabular de médio porte da unidade morfoestratigráfica dunas costeiras. Notar as "wind sand ripples" (Wr) e as bioturbações (B) seccionando a estratificação. Ver localização na Figura 2.2.

6.2.1.4 - Praia

Esta unidade está relacionada com a unidade geomorfológica homônima (item 5.2.2.4) e foi amostrada na zona de antepraia e pós-praia das praias flexas (Figura 5.14), assim como nas "praias de enseada" (Figura 5.15).

Antepraia ("foreshore")

Representada por um pacote arenoso com espessura superior a 2,5 m, constituído por areia fina quartzosa, de coloração cinza muito claro (N8), muito bem selecionada. Apresenta laminação plano-paralela, marcas de lavagem por ondas ("swash stratification"), estratificação cruzada tangencial marcada por lâminas de minerais pesados, além da presença de tubos de **Callichirus** sp., abundantes na base do testemunho (Figura 6.4). São comuns lâminas argilosas desconectadas por bioturbações, rodeadas por pelotas fecais.

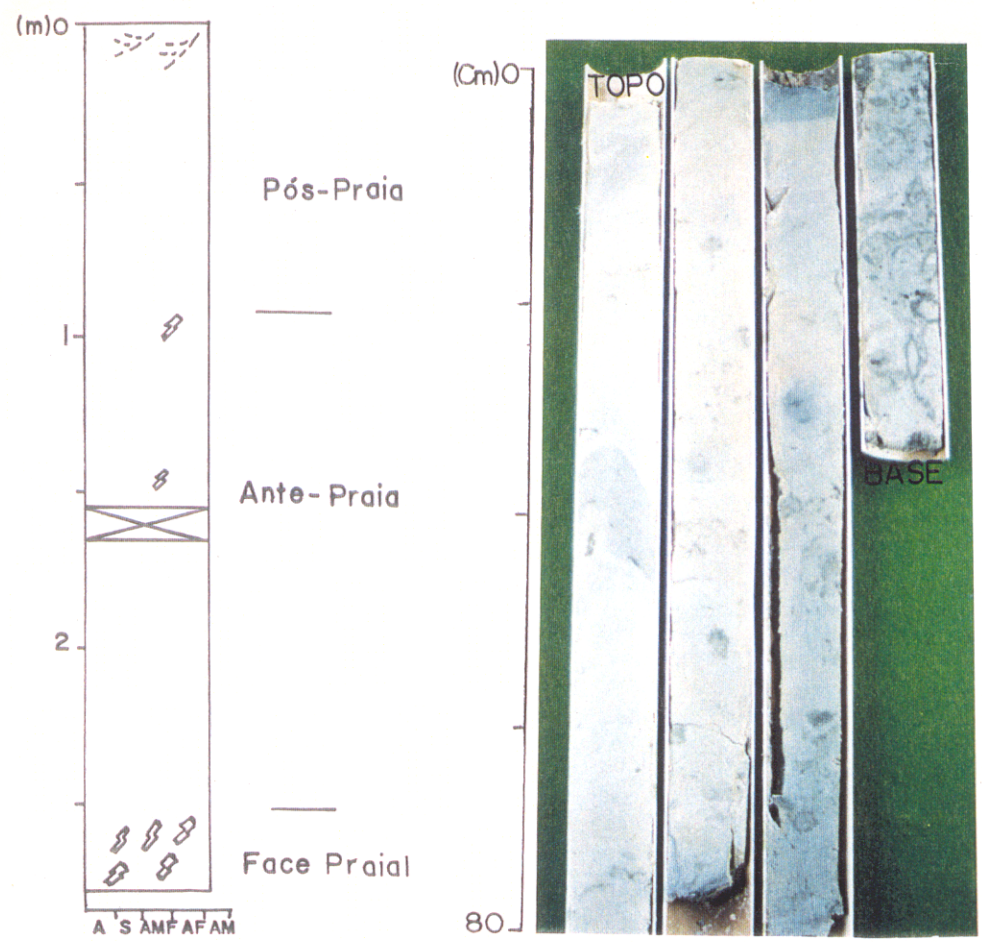


Figura 6.4 - Testemunho MVC. 06 e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica de praia na zona de antepraia. Notar a concentração de bioturbação marcando provavelmente a passagem para o subambiente de face praial. Ver localização na Figura 2.2.

Esta subunidade está sotoposta a subunidade morfoestratigráfica pós-praia (MVC.05) descrita a seguir:

Pós-Praia ("backshore")

Representada por um pacote arenoso com espessura superior a 3 m, constituído por areia fina, bem a muito bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8), cinza médio (N5) e cinza rosado (5 YR 8/1) no topo. Apresenta estratificação plano paralela, "swash" e cruzada tabular de alto ângulo. As estratificações plano-

paralelas são ressaltadas por fragmentos de conchas e restos vegetais (AVC. 23). Para o topo as estruturas tornam-se mais incipientes e mascaradas por oxidação.

Esta unidade é interpretada como depósitos de pós-praia sobrepostos a subunidade morfoestratigráfica antepraia e sotoposto a depósitos de dunas (Figura 6.5).

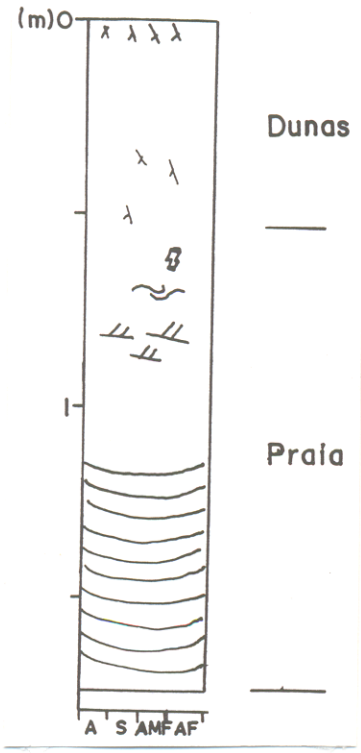


Figura 6.5 - Perfil descritivo do testemunho AVC.26 da unidade morfoestratigráfica pós-praia. No topo depósitos de dunas vegetadas.

"Praias de Enseada"

Apresenta espessura variável de 0.2 - 2 m. Constitui-se por areia quartzosa, muito fina, bem selecionada, de coloração cinza médio claro (N6) e cinza médio (N5) contendo fragmentos de conchas, marcas onduladas e intensa bioturbação (Figura 6.6). Quando este pacote está em contato com os sedimentos da Formação Barreiras sua granulometria torna-se mais grossa (areia fina), inclusive contendo cascalhos esparsos devido a influência dos sedimentos daquela

Formação (AVC.15). Um depósito "lag" com fragmentos de conchas e lateríticos é encontrado na base da unidade no testemunho AVC.14.

Estes depósitos estão sobrepostos ao fácies estratigráfico lama de intermaré (AVC.08 e 14) e a unidade morfoestratigráfica planície de supramaré (AVC.06).

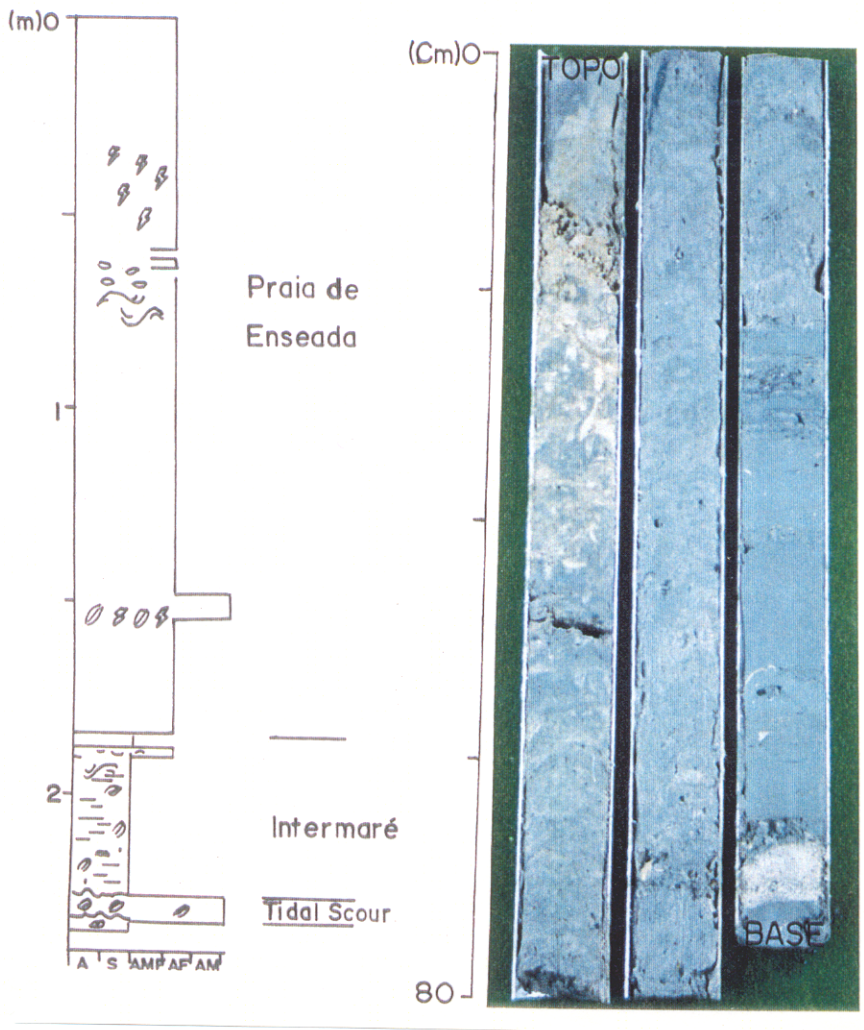


Figura 6.6 - Testemunho AVC. 08 e perfil descritivo. Na base observa-se lama com acamamento de maré e "linsen" caracterizando o topo do fácies estratigráfico planície de intermaré, o qual está intercalado pelo fácies estratigrático "tidal scours". Acima, areia siltosa, bioturbada da unidade morfoestratigráfica "praias de enseada". Ver localização na Figura 2.2.

6.2.1.5 - Planície de supramaré

Esta unidade está inserida na unidade geomorfológica planície de maré (item 5.2.2.3) (Figura 3.5). Seus depósitos apresentam espessura variável de 0.5 a 1.0 m. Constitui-se por areia siltosa a argilosa, de coloração cinza oliva (5 Y 4/1), caracterizada por intensa fitoturbação e bioturbação, bem como pela presença de restos de raízes de mangues (Figura 6.7).

Está sopreposta aos depósitos da unidade morfoestratigráfica planície de intermaré como demonstrado pelos testemunhos AVC.09 e 18 (Figura 6.7)

6.2.1.6 - Planície de intermaré

A unidade faz parte da subunidade geomorfológica homôninma (ver item 5.2.2.3). É formada por um pacote de espessura superior a 2,5 m, constituído por lama argilosa de coloração cinza oliva (5 Y 4/1) e cinza azulado (5 Y 6/1) com estruturas "linsen", "flaser" e acamamento "wavy". São comuns as bioturbações principalmente no topo desta unidade, bem como a presença de material orgânica com textura tipo pó de café ("coffee ground").

Esta unidade está comumente sotoposta as unidades morfoestratigráficas planície de supramaré (AVC.07) e o fácies estratigráfico areia marinha (Figura 6.7).

6.2.1.7 - Barra arenosa de maré ("tidal sand bar")

Está inserida na subunidade geomorfológica planície de intermaré (Figura 5.11). Constitui-se por um pacote arenoso com espessura superior a 1,8 m formado por areia fina, muito bem selecionada, de coloração cinza médio (N5) a laranja muito pálido (10 YR 8/2), no topo. A porção basal caracteriza-se por laminação plano-paralela e laminação ondulante, marcadas por camadas argilosas bioturbadas com até 2 cm de espessura. Para o topo as

bioturbações são mais freqüentes apresentando porções com pelotas fecais (Figura 6.8).

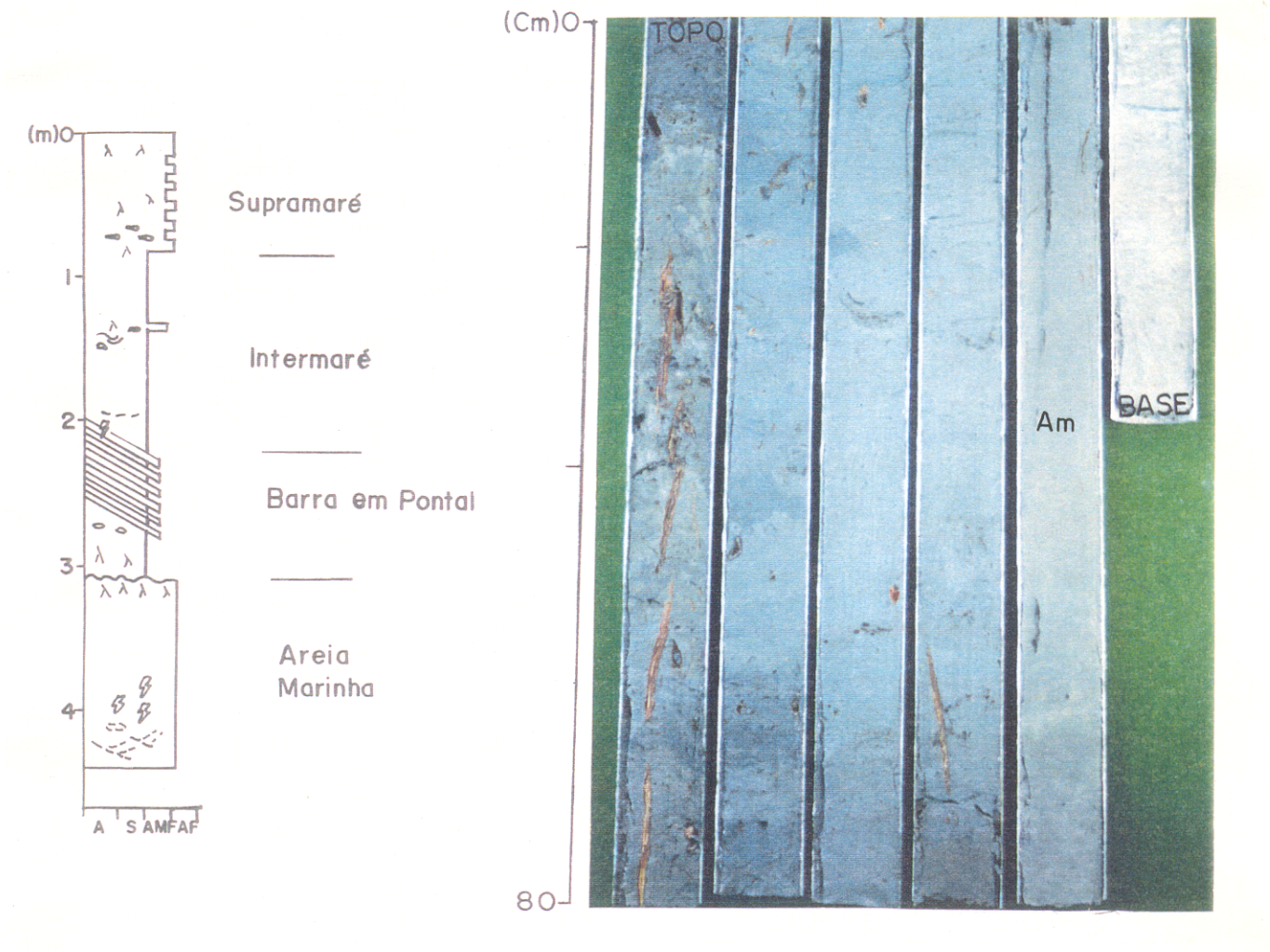


Figura 6.7 - Testemunho AVC. 18 e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica planície de supramaré, sobreposto a unidade de planície de maré. Na base, areia maciça (Am) do fácies estratigráfico areia marinha. Ver localização na Figura 2.2.

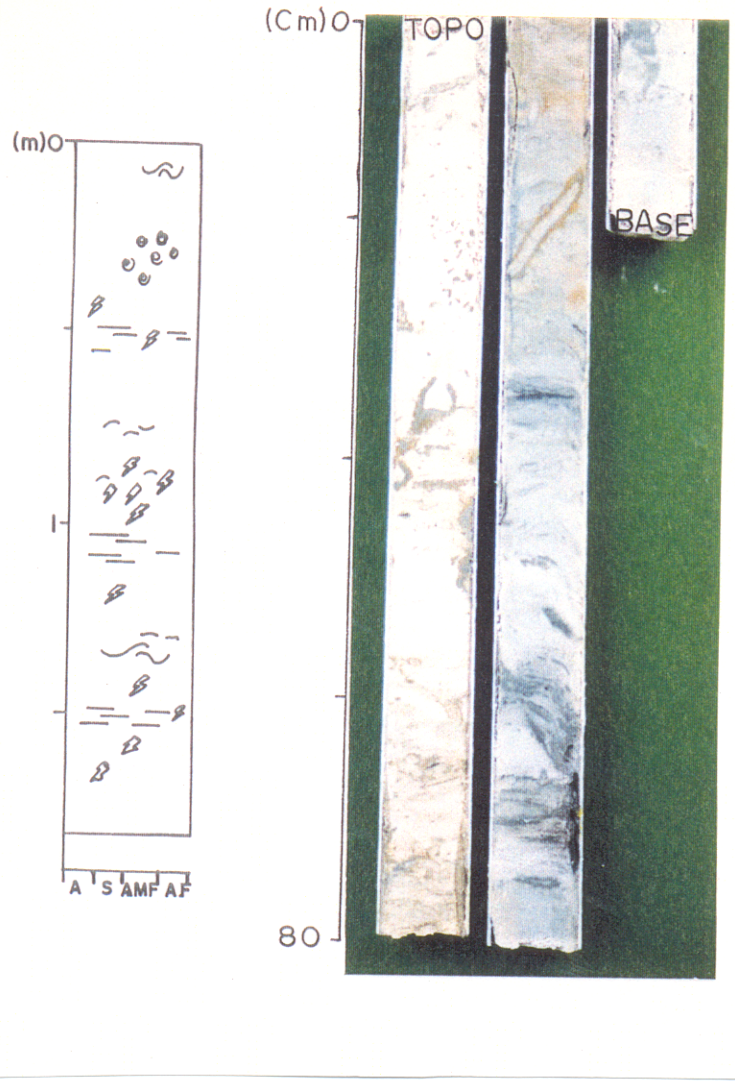


Figura 6.8 - Testemunho AVC.11 e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica barras arenosas de maré. Notar o aumento das feições de bioturbação em direção ao topo da unidade.

Este depósito ocorre à foz dos canais de maré, formando barras arenosas de maré ("tidal sand bars") (Figura 5.11).

6.2.1.8 - Barras em pontal

Esta unidade está inserida na subunidade geomorfológica planície de intermaré (item 5.2.2.3), onde foram distingüidas dois tipos de barras em pontal: arenosas, situadas mais à foz dos canais de maré e, barras lamosas, situadas no interior dos mesmos.

As barras arenosas constituem pacotes granodecrescentes ascendentes com espessura de 2,5 m. Apresenta estratificação inclinada heterolítica caracterizada pela alternância de níveis de até 10 cm, de areia fina, bem selecionada, de coloração cinza muito claro (N8), os quais são limitados por "mud draps" com até 7 cm de espessura e de coloração cinza médio (N5). Para o topo da unidade ocorre acamamento "wavy" bioturbado (Figura 6.9). Nas proximidades da Formação Barreiras, estas barras são intercaladas a areia média com grânulos oriunda do retrabalhamento de material daquela formação e, a sedimentos de planície de intermaré (MVC.01).

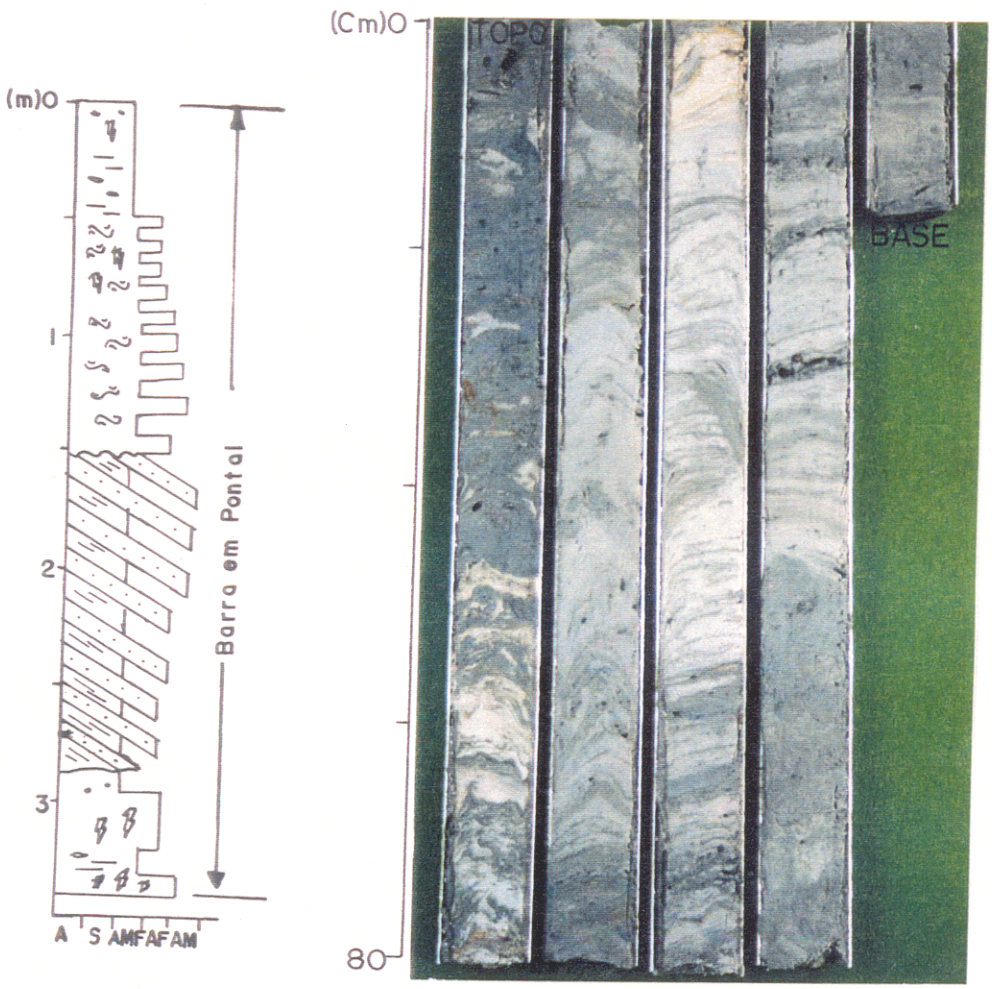


Figura 6.9 - Testemunho AVC.03 e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica barra em pontal arenosa. Ver localização na Figura 2.2.

As barras lamosas possuem espessura de 5 m. São constituídas por estratos lamosos com até 15 cm de espessura, intercalados a estratos arenosos de até 5 cm ou a estratos orgânicos compostos por lama e matéria orgânica. As camadas arenosas são internamente estruturadas com micro-estratificação cruzada, e estruturas "flaser", enquanto que nos estratos lamosos são freqüentes estruturas "linsen". Na base comumente ocorre depósitos de "lag" formados por fragmentos de conchas e clastos de argila (Figura 6.10). Para o topo as estruturas se horizontalizam e a unidade torna-se mais bioturbada. "Sets" mais espessos (até 40 cm) separam duas gerações de barras em pontal lamosas (Figura 6.10).

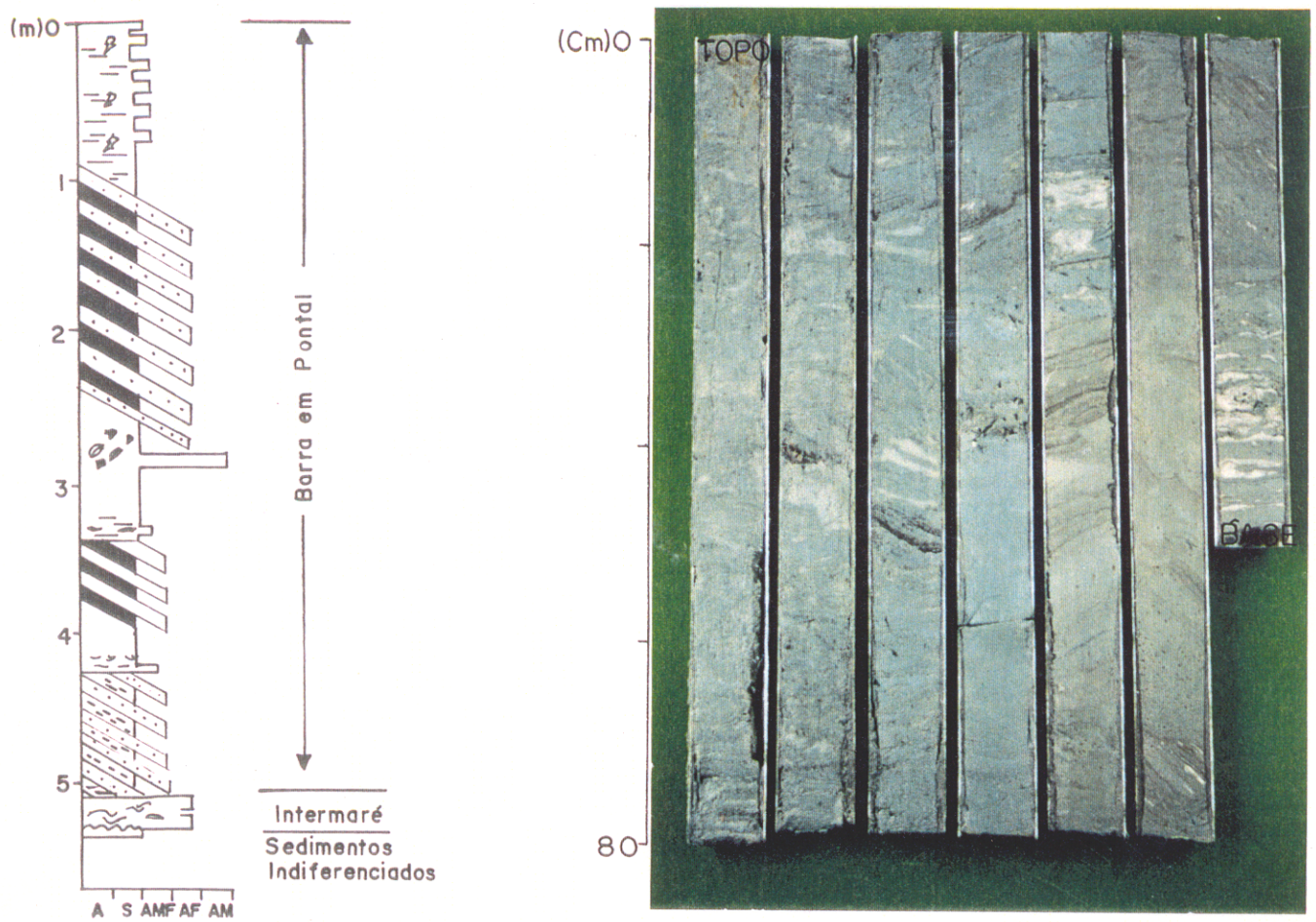


Figura 6.10 - Testemunho AVC.5B e perfil descritivo da unidade morfoestratigráfica barra em pontal argilosa. Notar a camada de argila maciça entre a unidade. Na base, contato com sedimentos de planície de maré. Ver localização na Figura 2.2.

Esta unidade está sobreposta ao fácies estratigráfico lama estuarina.

6.2.1.9 - Pântano salino

Esta unidade está inserida na unidade geomorfológica homônima (item 5.2.2.6, Figura 5.21). É caracterizada por um pacote granocrescente ascendente com espessura superior a 4 m. A parte basal é constituída por uma camada de argila de coloração cinza médio (N8) e cinza oliva (5 Y 4/1) com estruturas "linsen" na base e fragmentos vegetais dispersos ou constituindo camadas milimétricas. Esta camada apresenta contato brusco com uma camada de areia fina de coloração branca acinzentada (5 B 9/1), com espessura de 2,4 m, bioturbada, e contendo clastos argilosos de até 1 cm e, com laminações plano-paralelas marcadas por níveis de minerais pesados; no topo desta camada ocorrem laminações argilosas interrompidas por tubos verticais rodeados por pelotas fecais. Segue-se uma camada de 10 cm de espessura de lama de coloração cinza oliva (5 Y 4/1) contendo abundantes fragmentos de matéria orgânica vegetal e tubos de bioturbação, mais concentrados no topo da camada. Uma camada arenosa de 0.07 m de espessura, constituída por areia fina oxidada, de coloração laranja acinzentada (10 YR 7/4) com porções argilosas e bioturbadas (Figura 6.11) está sobreposta a camada argilosa.

O depósito se sobrepõe em discordância erosiva (AVC. 27) com sedimentos arenosos de granulometria fina, coloração rosa alaranjado moderado (5 YR 8/4) provavelmente da unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna.

6.2.2 - Fácies estratigráficos

6.2.2.1 - Lama de intermaré

Possui espessura variando de 0.30 a 0.70 m e constitui-se por uma camada de lama maciça, de coloração cinza oliva (5 Y 3/2). No

topo, por vezes, apresenta acamamento "wavy" e "linsen", esta última, internamente apresenta microlaminações cruzadas (Figura 6.6).

Apresenta contato superior brusco com a unidades morfoestratigráficas "praias" de enseada (Figura 6.6).

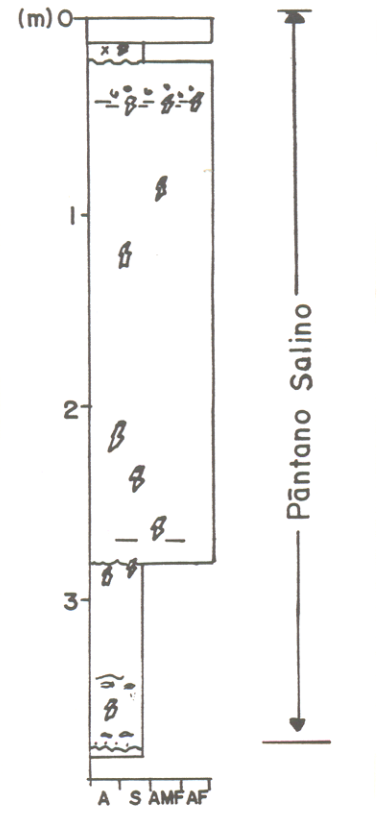


Figura 6.11 - Perfil descritivo do testemunho AVC.27, da unidade morfoestratigráfica preenchimento de canal de maré/pântano salino. Ver localização na Figura 2.2.

6.2.2.2 - Areia de canais de escavamento de maré ("Tidal scour")

Forma um pacote arenoso com 0,10 m de espessura, intercalado no fácies planície de intermaré (AVC.08)(Figura 6.6). Constitui-se por areia média, branca, mal selecionada, contendo concentração de carapaças e fragmentos de conchas. No topo da camada estes fragmentos e carapaças estão misturados com a lama de planície de intermaré.

Este fácies é interpretado como sedimentos depositados durante um evento de maré de tempestade, quando, segundo KLEIN (1977), a

energia do ambiente aumenta propiciando a escavação da planície de intermaré e a deposição de carapaças de organismos e sedimentos mais grossos nas superfíces escavadas.

6.2.2.3 - Areia e lama de barras

É caracterizado por um pacote arenoso com 1,4 m de espessura, formado por "sets" de estratificação cruzada acanalada e plano-paralela, constituídos por areia fina, de coloração cinza muito claro (N8), recobertas por "bundles" de até 3 cm de argila, contendo fragmentos vegetais e bioturbação produzida por tubos de **Callichirus**. Uma camada de turfa com 7 cm de espessura ocorre a 2,5m entre os depósitos deste fácies. No topo a unidade apresenta-se oxidada (Figura 6.12).

Este fácies é interpretado como depósito de preenchimento do canal de maré cuja desembocadura é arenosa. Referido canal, escavado dentro de uma antiga planície de maré (Figura 6.12), foi sobreposto por depósitos da unidades morfoestratigráfica barras arenosas de maré.

6.2.2.4 - Lama de planície de supramaré

Corresponde a um pacote lamoso com espessura de 0.80 cm, de coloração cinza amarronzada, no topo, (5 Y 4/1) e cinza esverdeado (5 G 6/1) contendo abundantes fragmentos vegetais que para a base delimitam laminação orgânica (Figura 6.12)

Este fácies foi interpretado como depósitos de planície de supramaré desenvolvido sobre depósitos estuarinos de intermaré.

6.2.2.5 - Areia e lama marinha (Face praial - "shoreface")

Constitui-se por um pacote com espessura de 1,8 m, constituído por areia fina de coloração esbranquiçada, bem selecionada, contendo "blundes" argilosos de até 5 cm, marcas onduladas e tubos

de bioturbação. Intercalam-se camadas argilosas de coloração cinza oliva claro (5 Y 6/1), bioturbada, contendo estruturas em "linsen" constituídas por areia média. Para o topo observa-se estratificação de alto ângulo marcada por "mud drapes" argilosos (Figura 6.13)

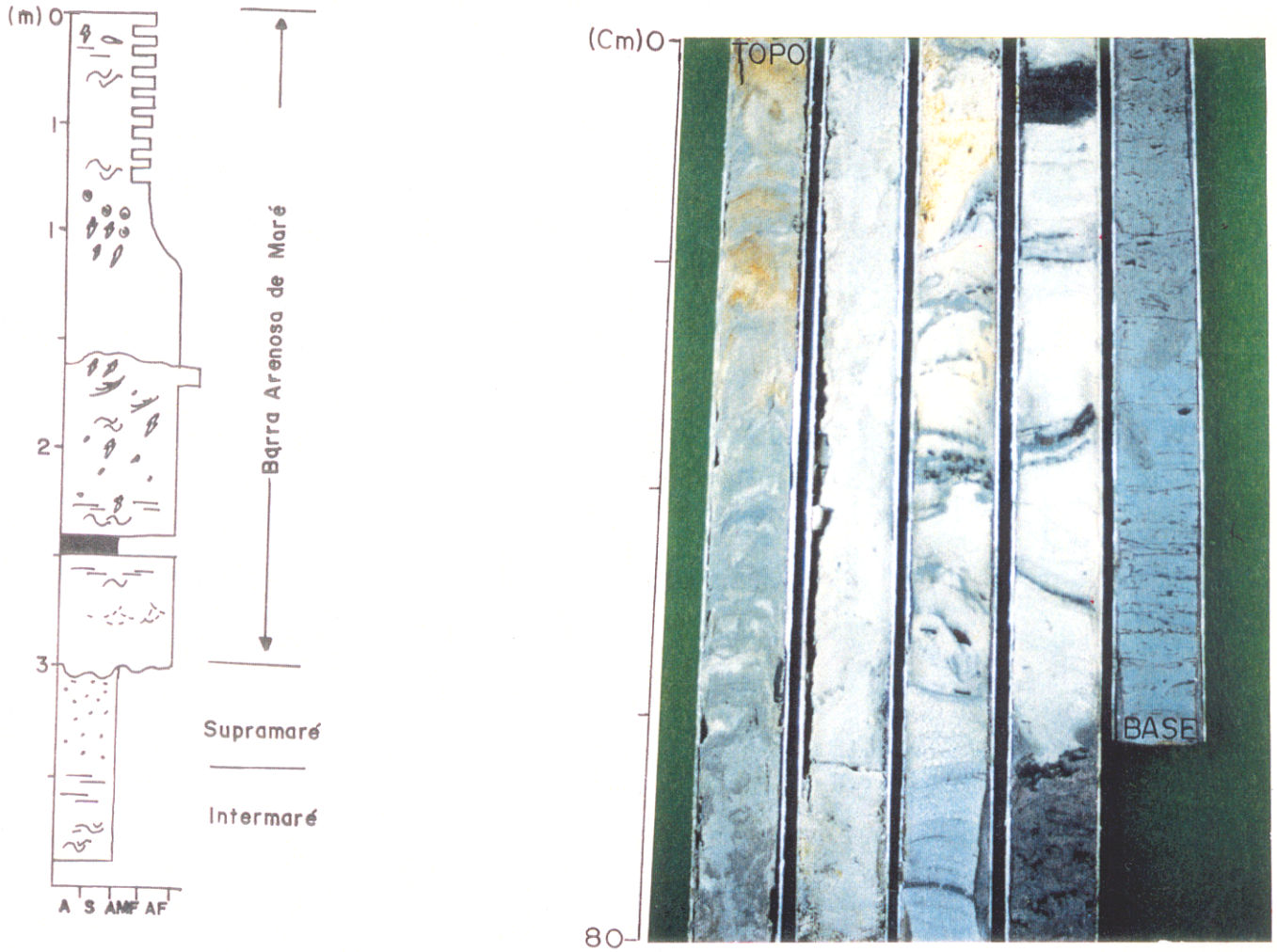


Figura 6.12 - Testemunho MVC. 08 e perfil descritivo da fácies estratigráfico areia e lama de barras correspondendo a preenchimento de um canal escavado em planície de maré. Ver localização na Figura 2.2.

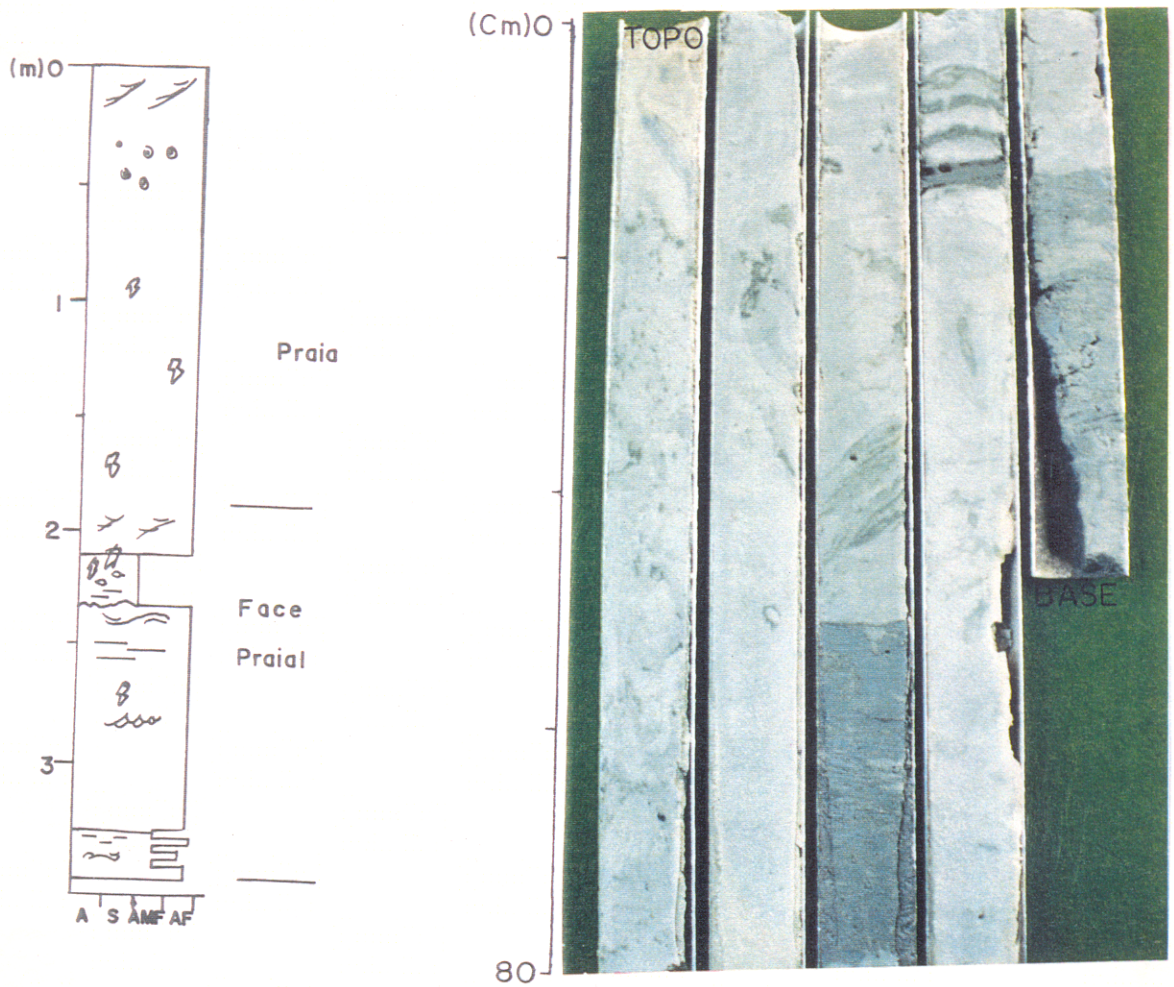


Figura 6.13 - Testemunho MVC.05 e perfil descritivo do fácies estratigráfico areia e lama marinha. Contato superior com areias da subunidade morfoestratigráfica antepraia e no topo a subunidade morfoestratigráfica praia. Ver localização na Figura 2.2.

Este fácies é interpretado como depósitos de shoreface atestado pela presença de estratificação cruzada de alto ângulo formada provavelmente por migração de "longshore bars". Está sotoposta a unidade morfoestratigráfica de praia.

6.2.2.6 - Lama estuarina

Possui espessura de 0.80 m e constitui-se por argila plástica, compacta de coloração cinza oliva claro (5 Y 6/1) e cinza esverdeado (5 G 6/1). As estruturas presentes são estratificações "linsen", "wavy" e "flaser", além de estruturas biogenéticas que são mais conpíscuas para a base da seqüência em volta das quais se observa oxidação, enquanto que para o topo esta oxidação não ocorre e a camada grada para o fácies de areia de origem marinha. Fragmentos fósseis oxidados foram encontrados dentro desta unidade.

Este fácies foi interpretado como lama estuarina em virtude de sua localização no perfil realizado, a margem direita do estuário do Rio Marapanim, constituindo uma evidência de transgressão marinha. A presença de bioturbação e de fragmentos fósseis oxidados, indicam que houve uma rápida exposição subárea da unidade durante a sua deposição, permitindo a oxidação em volta das bioturbações, estruturas e carapaças dos organismos. Na margem esquerda do rio, o fácies está em contato com argila contendo abundantes restos vegetais e os vestígios de oxidação são encontrados na base do testemunho (Figura 6.12). O contato inferior desta unidade é com o fácies argila basal (Figura 6.14).

6.2.2.7 - Areia marinha

O fácies de areia marinha possui espessura em torno de 2,5 metros e constitui-se por areia muito fina siltosa, moderadamente selecionada, de coloração cinza muito claro (N8) e cinza amarronzada no topo (5 YR 4/1), onde ocorrem fragmentos esparsos de material orgânica.

Este fácies foi interpretado como depósitos arenosos da shoreface superior depositados sobre o fácies lama estuarina (Figura 6.14) durante a transgressão holocênica. O pacote encontra-se sotoposto a unidade morfoestratigráfica planície de intermaré (Figura 6.7).

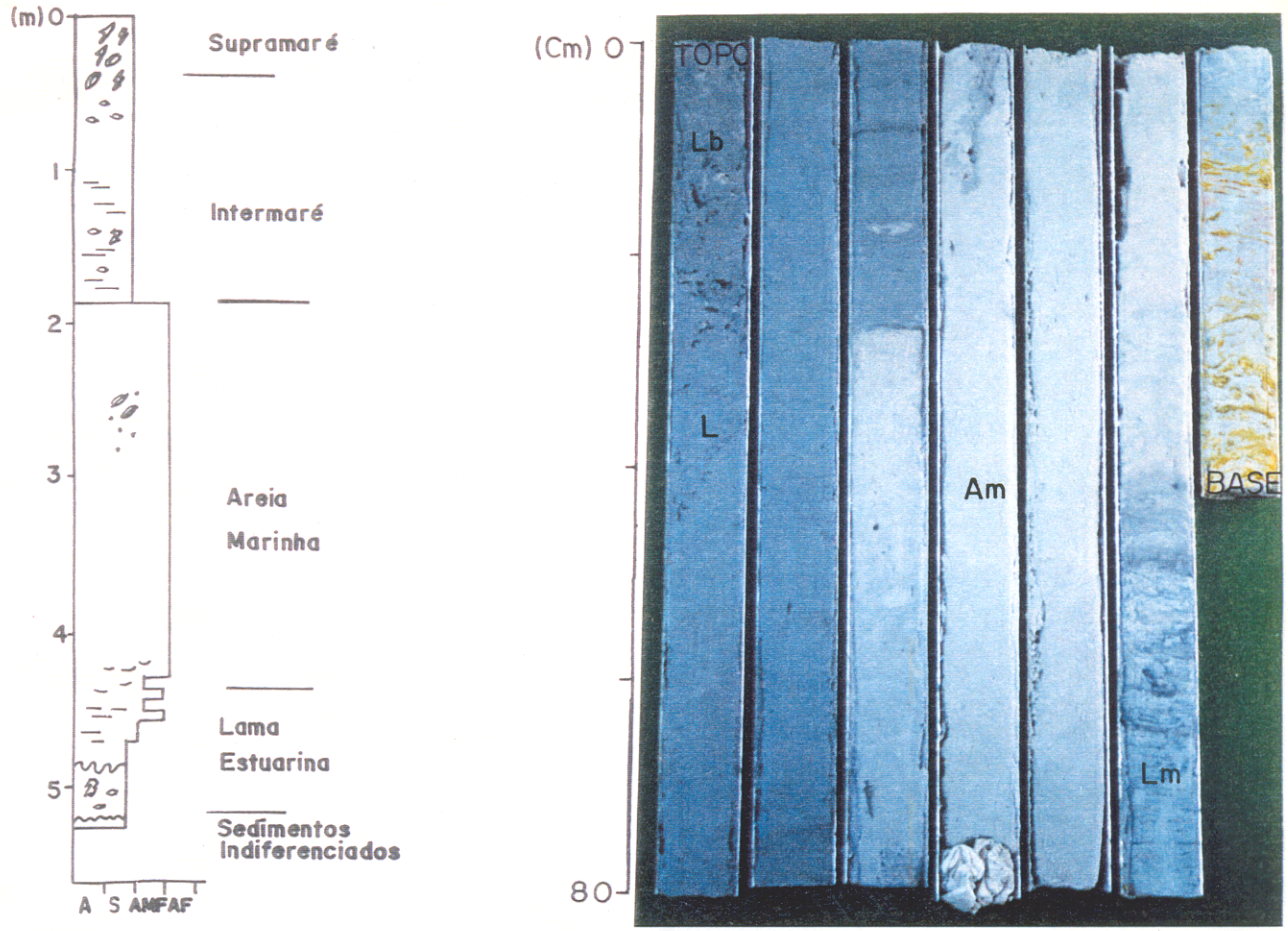


Figura 6.14 - Testemunho AVC.07 e perfil descritivo. Lama com acamamento de maré (Lm) do fácies estratigráfico lama estuarina, areia maciça (Am) do fácies estratigráfico areia marinha e, lama (L) da unidade morfoestratigráfica planície de intermaré, sotoposto por lama bioturbada (Lb) da unidade planície de supramaré. Notar na base o contato com lama de coloração cinza do fácies estratigráfico argila basal. Ver localização na Figura 2.2.

7.2.2.8 - Argila siltosa bioturbada

Possui espessura de 0.45 m e constitui-se por argila siltosa, maciça, bioturbada, moderadamente selecionada, de coloração cinza médio claro (N6), contendo fragmentos de vegetais (Figura 6.15) e microfósseis oxidados e de uma fauna subfóssil. Está sobreposta a unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna, através de uma superfície de exposição subaérea. O contato superior se faz com sedimentos praiais (Figura 6.15).

Este fácies foi interpretado como depósitos argilosos de calhas de cordões praia-duna. Às margens do canal do Furo Velho está unidade forma um terraço (Figura 6.16).

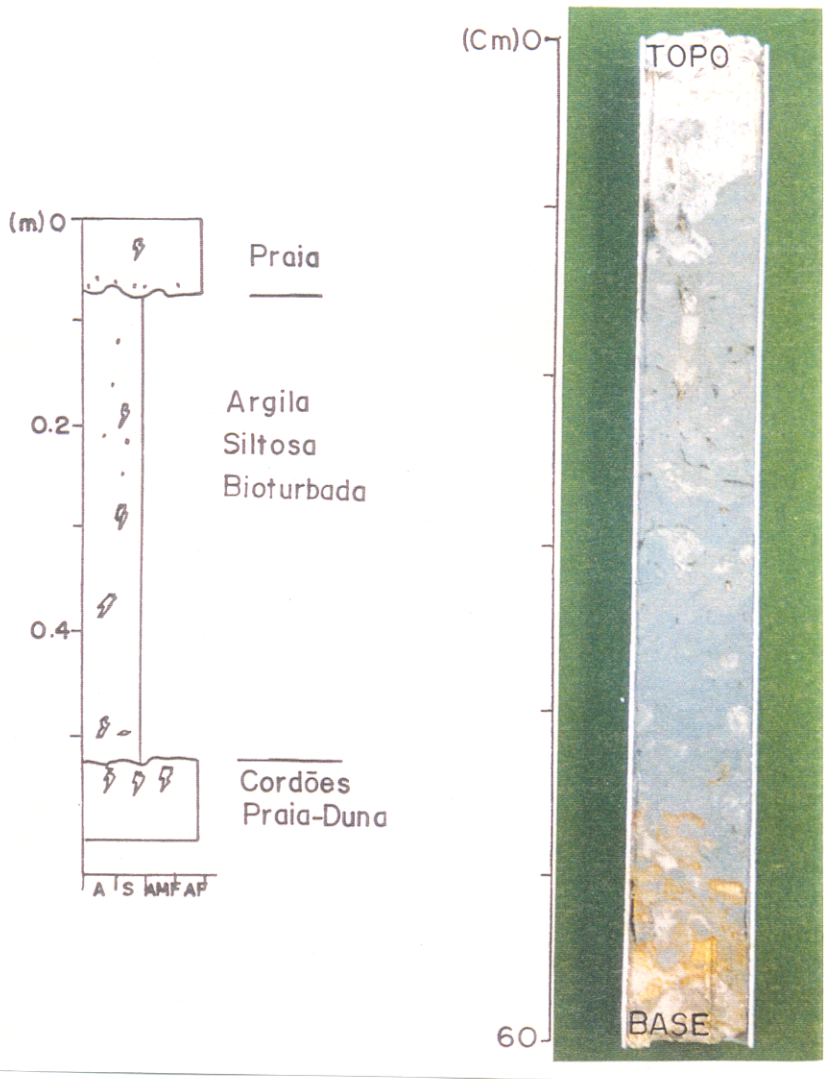


Figura 6.15 - Testemunho AVC.10A e perfil descritivo do fácies argila siltosa bioturbada, com base oxidada, em contato inferior com a unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna e superior com sedimentos praiais. Ver localização na Figura 2.2.



Figura 6.16 - Terraço do fácies de argila siltosa bioturbada. A areia da base faz parte da unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna. No topo, depósitos arenosos de praia e dunas.

6.2.2.9 - Sedimentos indiferenciados

Constituem a porção mais profunda encontrada em alguns testemunhos (AVC.02, 5B, 07 e 09), geralmente ocorrendo a 5,25 m de profundidade (Figuras 6.10 e 6.9). É constituída por argila de coloração cinza escura (N3), muito compactada. O alto grau de compactação desta unidade impediu uma coleta mais representativa do fácies.

6.2.2.10 - Areia mosqueada

Apresenta espessura de 1.70 m e constitui-se por areia média a grossa, maciça, de coloração laranja amarelado escuro (10 YR 6/6) com tons de vermelho moderado (5 R 5/4) contendo seixos e grânulos de quartzo e concreções lateríticas. No topo, apresenta material areno-argiloso de coloração marron amarelado pálido (10 YR 6/2),

contendo laminações argilosas ondulantes e fragmentos de carvão (Figura 6.17).

Este fácies está sotoposto ao fácies de planície de intermaré e a unidade morfoestratigráfica cordões praia duna, sendo interpretada como pertencente a Formação Barreiras, que constitui o embasamento da planície costeira na área estudada.

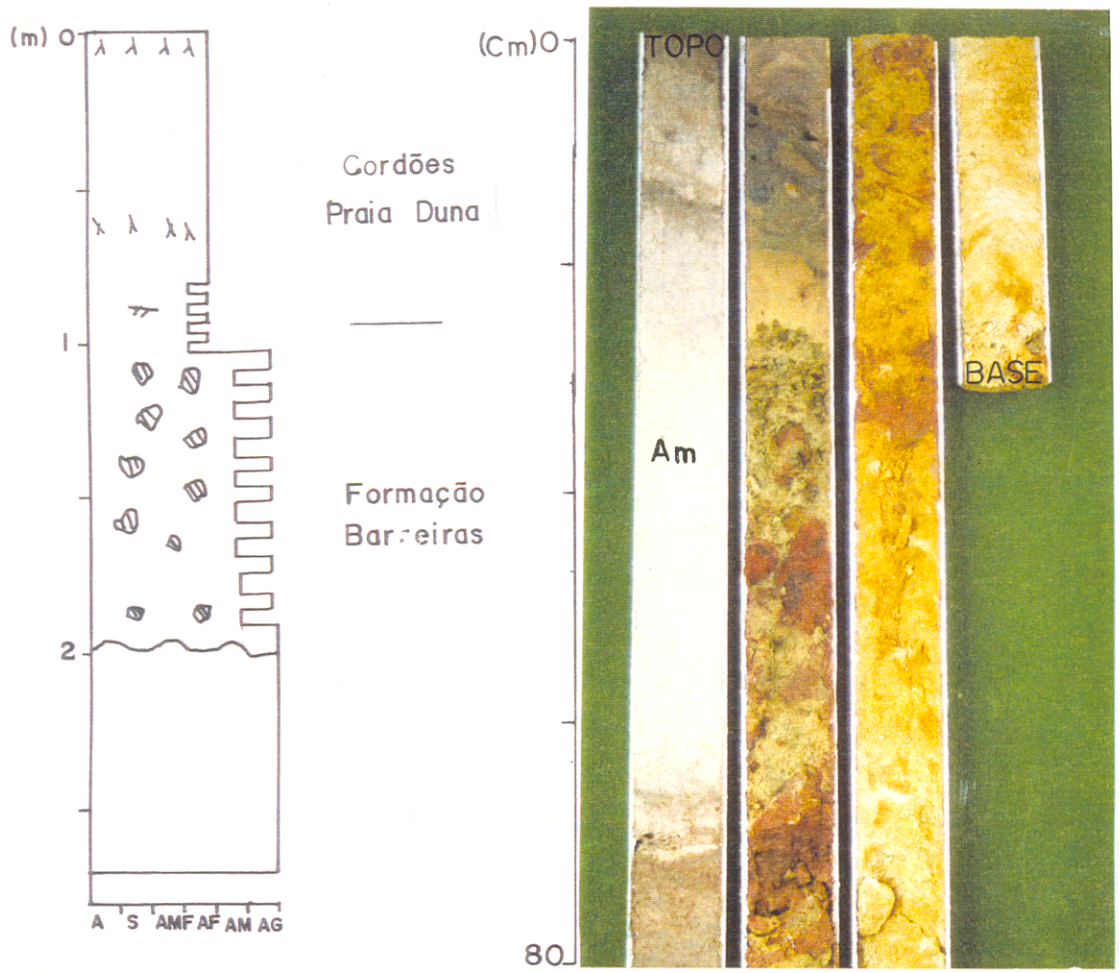


Figura 6.17 - Testemunho MVC. 10 e perfil descritivo. A base é constituída por depósitos arenosos da Formação Barreiras. A areia maciça (Am) representa sedimentos da unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna. Ver localização na Figura 2.2.

6.3 - DISCUSSÕES

A interpretação das unidades morfoestratigráficas e fácies estratigráficos e suas correlações lateral e vertical, permitiram a construção de 2 seções estratigráficas, ilustradas nas Figuras 6.18, 6.19 e 6.20 e uma coluna estratigráfica composta (Figura 6.21) na qual foram definidas duas sequências deposicionais (S1 e S2). Estas sequências deposicionais seriam correlatas às sequências S1 e S2 de SOUZA FILHO (1995), identificadas na Planície Costeira Bragantina.

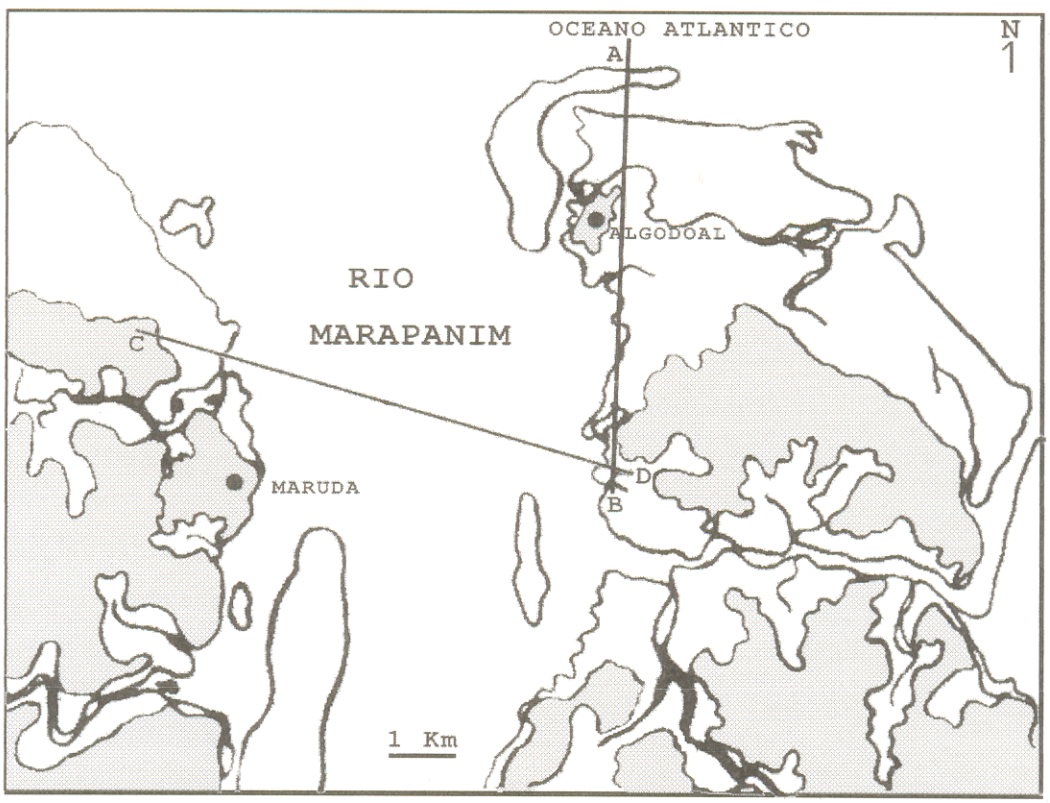


Figura 6.18 - Mapa de localização dos perfis estratigráficos das Figuras 6.19 e 6.20 na Planície Costeira estudada.

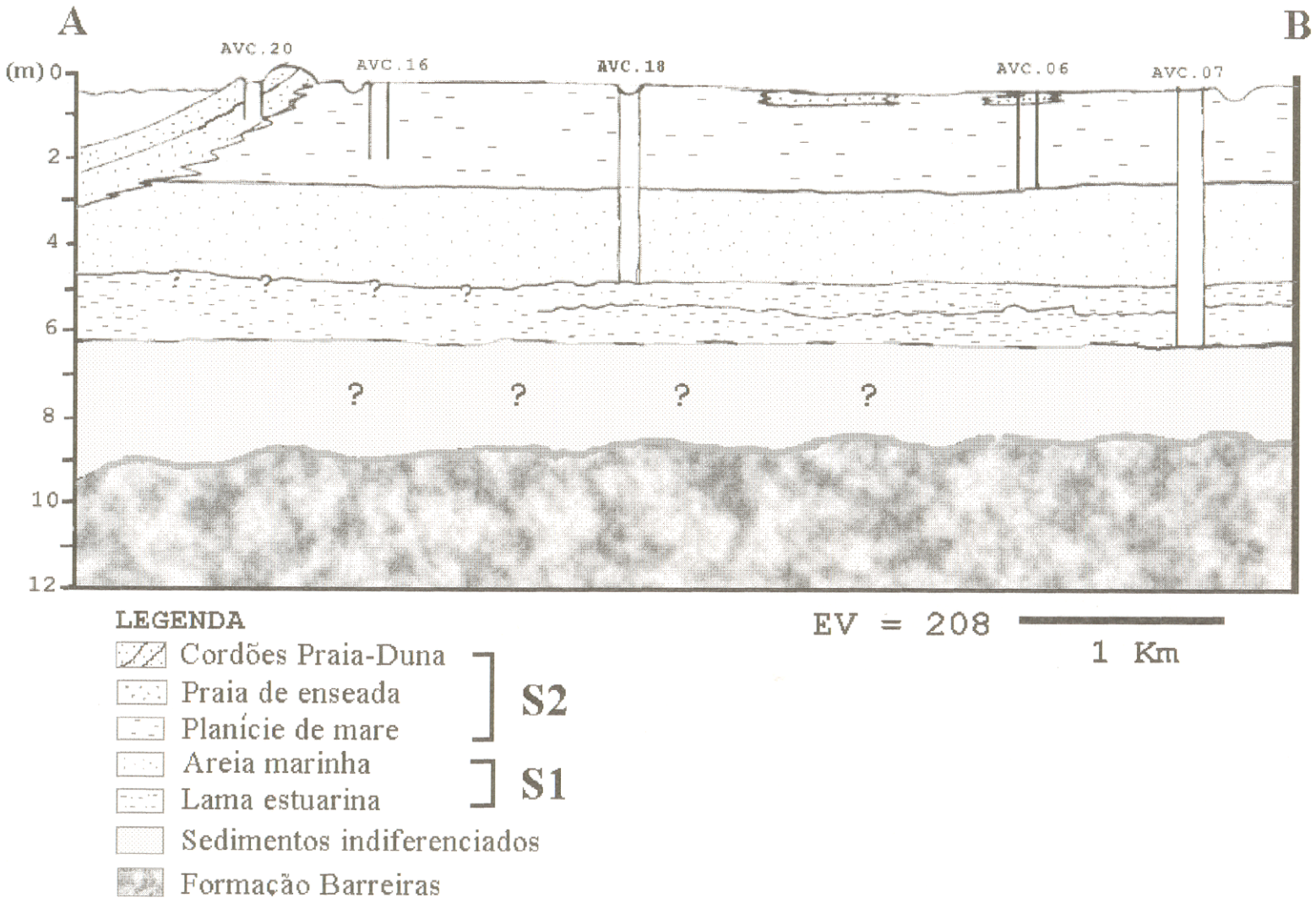


Figura 6.19 - Seção 1. Perfil estratigráfico (A-B) paralelo à margem do Rio Marapanim, mostrando a relação entre as sequências S1 e S2.

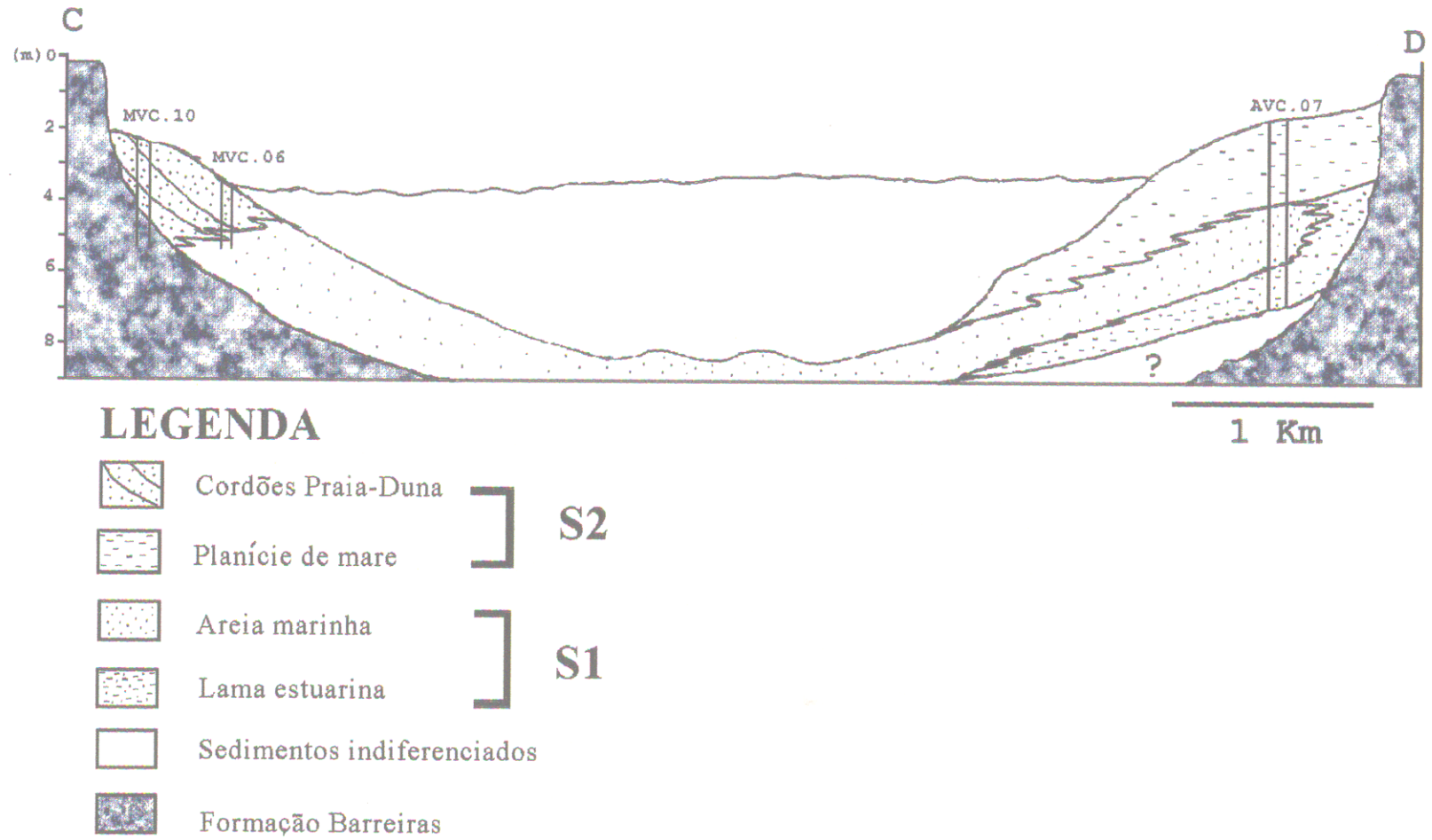


Figura 6.20 - Seção 2. Perfil estratigráfico C-D, perpendicular a desembocadura do Rio Marapanim, a oeste da Ilha de Algodoal.

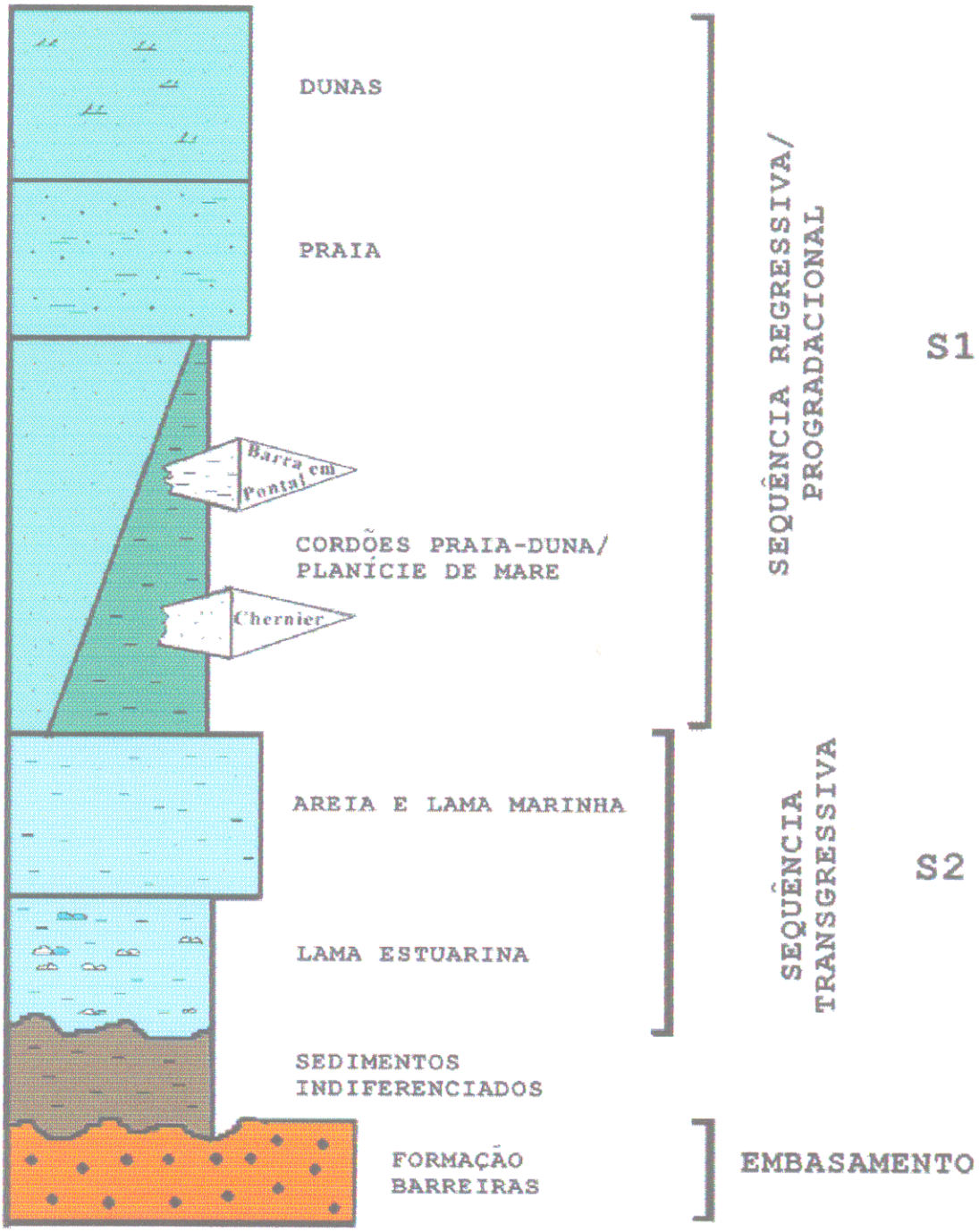


Figura 6.21 - Coluna estratigráfica composta para a área estudada.

A sequência S1, compõe uma sequência transgressiva basal (S1), constituída pelos fácies estratigráficos lama estuarina e areia marinha (itens 6.2.2.6 e 6.2.2.7). Referida seqüência, com espessura de 3,5 m, está distribuída a 5,5 m de profundidade e apresenta uma granocrescência ascendente.

A deposição inicial desta seqüência foi influenciada por ondas e correntes de maré, evidenciada pelas estruturas "linsen", "wavy" e "flaser" (fácies lama estuarina). Um hiato deposicional neste fácies estaria relacionado a presença de oxidação em volta de estruturas e bioturbações, sugerindo uma superfície de exposição subárea de curto período, uma vez que a deposição deste fácies continuou após esse registro.

O fácies seguinte desta seqüência (areia marinha) depositou-se em concordância com o fácies anterior, evidenciado pelo contato gradual entre os mesmos. Este fácies estaria relacionado a um ambiente de face praial ("shoreface"), desenvolvido quando do aumento do nível do mar durante a transgressão holocênica. A quase ausência de estruturação (este fácies registra apenas estratificações cruzadas incipiente na base - Figura 6.7) poderia estar relacionada com uma rápida sedimentação de areias provenientes da plataforma interna com insuficiência de suprimento sedimentar argiloso para o desenvolvimento de estruturas típicas de ambiente de "shoreface".

De acordo com o acima exposto, a sequência S1 marcaria a deposição em nível de mar transgressivo, onde sedimentos de shoreface "onlapam" sedimentos estuarinos dentro de uma sequência que poderia representar um trato de sistema trangressivo (ALLEN & POSAMENTIER (1994). O topo da sequência, marcado pela presença de fragmentos fósseis oxidados, bem como o contato abrupto com a unidade morfoestratigráfica planície de intermaré (Figura 6.14) indicam o retrabalhamento do fácies de areia marinha, provavelmente durante a regressão que seguiu a transgressão holocênica.

A sequência S2, é representativa de uma sequência desenvolvida provavelmente sob nível de mar regressivo, evoluída a partir do

Planalto Costeiro, constituíndo depósitos progradacionais sobre a seqüência S1 (Figura 6.19). As unidades morfoestratigráficas cordões praia-duna, paleodunas, praias e dunas atuais fazem parte de uma progradação arenosa influenciada por ondas, ventos e correntes, enquanto que as unidades morfoestratigráficas de planície de maré, são representativas de fase progradacional lamosa influenciada por macromarés. Esta seqüência progradacional continua em evolução atualmente, como atestado pela sobreposição dos depósitos da unidade morfoestratigráfica de praia em cima de depósitos do fácies estratigráfico face-praial ("shoreface") (Figura 6.13).

A formação de "cheniers" (ver item 5.2.2.7) e "tidal scours" entre depósitos de planície de maré, evidenciam mudança no regime hidrodinâmico na área, com aumento de energia no ambiente, propiciando a deposição de sedimentos arenosos na margem do estuário do Rio Marapanim. Esta mudança pode ter se extendido a nível regional na área, uma vez que SOUZA FILHO (1995) e SILVA (1996) encontram "cheniers" tanto na Planície Costeira Bragantina, como na Planície de Salinópolis, respectivamente, entre os depósitos lamosos progradantes dessas áreas.

O fácies argila siltosa bioturbada (Figura 6.15), depositado sobre os sedimentos da parte distal da unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna (Figura 6.15), indica períodos de oscilações no suprimento sedimentar para a planície praial e provavelmente do nível do mar. Tal assertiva é baseada na presença da superfície discordante oxidada entre o contato do fácies acima citado com a unidade morfoestratigráfica cordões praia-duna, sugerindo a exposição subaérea antes da deposição do fácies de argila siltosa bioturbada.

Os depósitos da unidade morfoestratigráfica de pântano salino estão encaixados em uma rede de paleodrenagem, que foi rapidamente colmatada por depósitos arenosos provenientes da planície praial e por sedimentos pelíticos da planície de maré.

7 - MUDANÇAS MORFOLÓGICAS DE CURTO PERÍODO NA PLANÍCIE COSTEIRA DA ILHA DE ALGODOAL E MARUDÁ

7.1 - INTRODUÇÃO

A Planície costeira estudada tem sofrido mudanças morfológicas marcantes no Holoceno que podem ser confirmadas pela análise multitemporal do relevo.

Nos últimos 20 anos, a área estudada sofreu uma série de transformações rápidas evidenciadas nas imagens de satélite (LANDSAT TM, 1988), fotografias aéreas (1977) e imagens de radar (1992). Estas modificações, particularmente o padrão de acreção de cordões praiais e recuos de falésias, são analisadas em detalhe neste capítulo como parte de um ensaio sobre a morfodinâmica atual da planície costeira ora estudada.

Ressalta-se, entretanto, que a inexistência de dados oceanográficos atuais (velocidade de correntes e ventos, amplitudes de marés e ondas) dificultam, em grande parte, a discussão sobre a intensidade dos processos desencadeados pelos agentes hidro e aerodinâmicos.

7.2 - ÁREAS SUJEITAS A RECUOS DA LINHA DE COSTA

Os problemas de recuos de linha de costa são relacionados principalmente a erosão. PILKEY (1991) considera a erosão como um problema enfrentado nas linhas de costa no mundo todo, trazendo sérios prejuízos para populações assentadas nessas regiões.

Na área estudada os recuos de linha de costa ocorrem em setores restritos e afetam principalmente as falésias e particularmente os depósitos arenosos (barras e dunas) e lamosos.

A erosão de falésias é o fenômeno que mais promove a perda de terra na área, gerando plataformas de abrasão (Figura 7.1). Nos últimos 20 anos o recuo da linha de costa alcançou a taxa de 13-15

m/ano. Na localidade de Camboinha (Algodoal) a falésia recuou cerca de 200 metros em 15 anos, enquanto que SILVA (1995) advoga que as falésias nas localidades de Recreio e de Marudá recuaram cerca de 150 metros em 10 anos.



Figura 7.1 - Evidência de recuo de falésia: árvores caídas na plataforma de abrasão devido a erosão da falésia. Local: Vila do Quarenta (ano 1995).

Além do recuo de falésias, rápidas modificações ocorrem na foz dos canais de maré, promovendo tanto o desaparecimento como a migração de barras. Tal fenômeno é observado a sul da Ilha de Algodoal, na margem esquerda do Furo do Mocooca. Lá, o contínuo processo de erosão retira o material arenoso, escava profundos córregos de maré (Figura 5.9) e retrabalha as plataformas de abrasão adjacentes. Na outra extremidade deste furo a erosão é reponsável pelo recuo da franja de mangue, indicado pela morte de manguezal adulto (Figura 7.2). Segundo SILVA (op cit.) esta franja recuou cerca de 600 m nos últimos 10 anos.



Figura 7.2 - Destruição de uma franja de mangue pela erosão produzida pelas correntes de maré. Fotografia cedida por Cléa Araújo da Silva.

Outro setor que sofre os processos de erosão, ainda que temporária, são os depósitos de dunas (capítulo 5, item 5.2.2.5). A erosão destes depósitos está relacionada diretamente com os ciclos sazonais das marés de equinócio que alcançam a amplitude de 5,3 m, propiciando a formação de escarpas de até 5 m de altura (Figura 7.3).

7.3 - ACREÇÃO DO LITORAL

O fenômeno de acreção na região é um dos principais responsáveis pela construção de praias e está relacionado principalmente com a porção norte-nordeste tanto da Ilha de Algodoal como da região de Marudá. Esse fenômeno, é evidenciado pela incorporação de cordões litorâneos ao continente (Figuras 7.4 e 7.5), mudando continuamente a configuração da costa. SILVA (1995) admite para o setor norte e nordeste da Ilha de Algodoal uma taxa de acreção em torno de 4 m/ano.

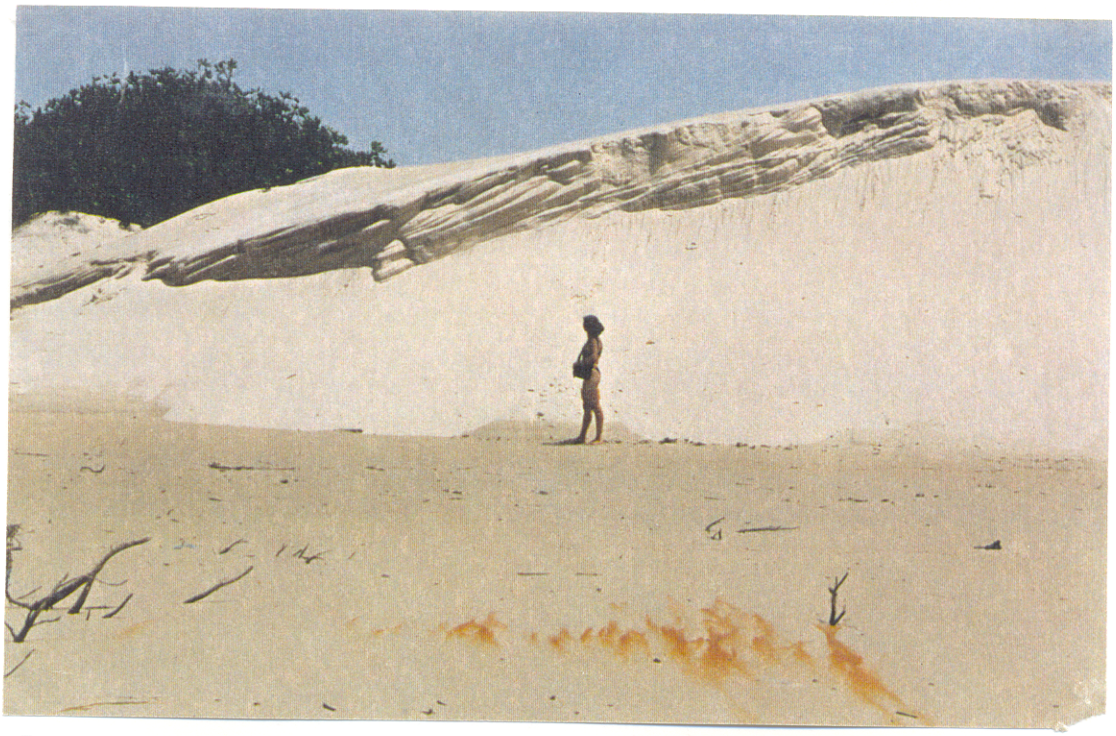


Figura 7.3 - Erosão de dunas frontais na Praia da Princesa durante a época de marés de sigízia. Foto cedida por Cléa Araújo da Silva.

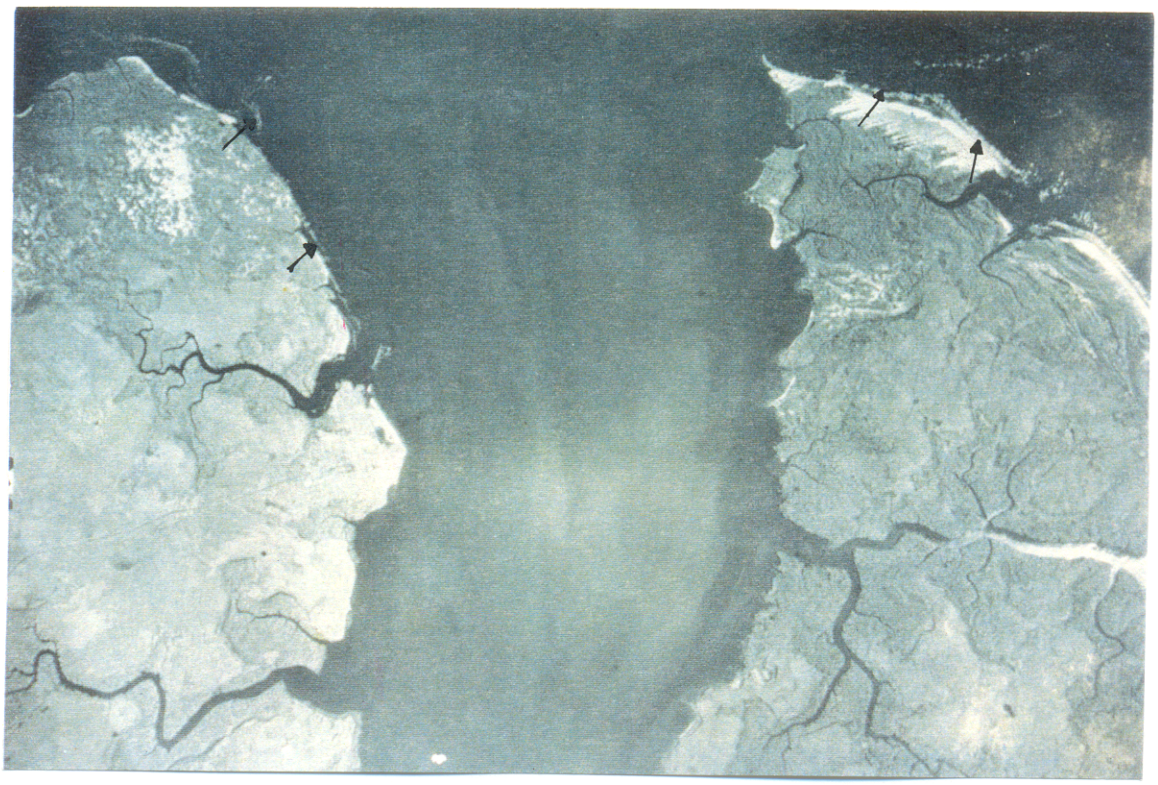


Figura 7.4 - Fotografia aérea do ano de 1977. Notar o quebramento das ondas (setas) provenientes de nordeste e o início de formações dos cordões litorâneos em Marudá e na Ilha de Algodoal. Comparar com a Figura 7.5.

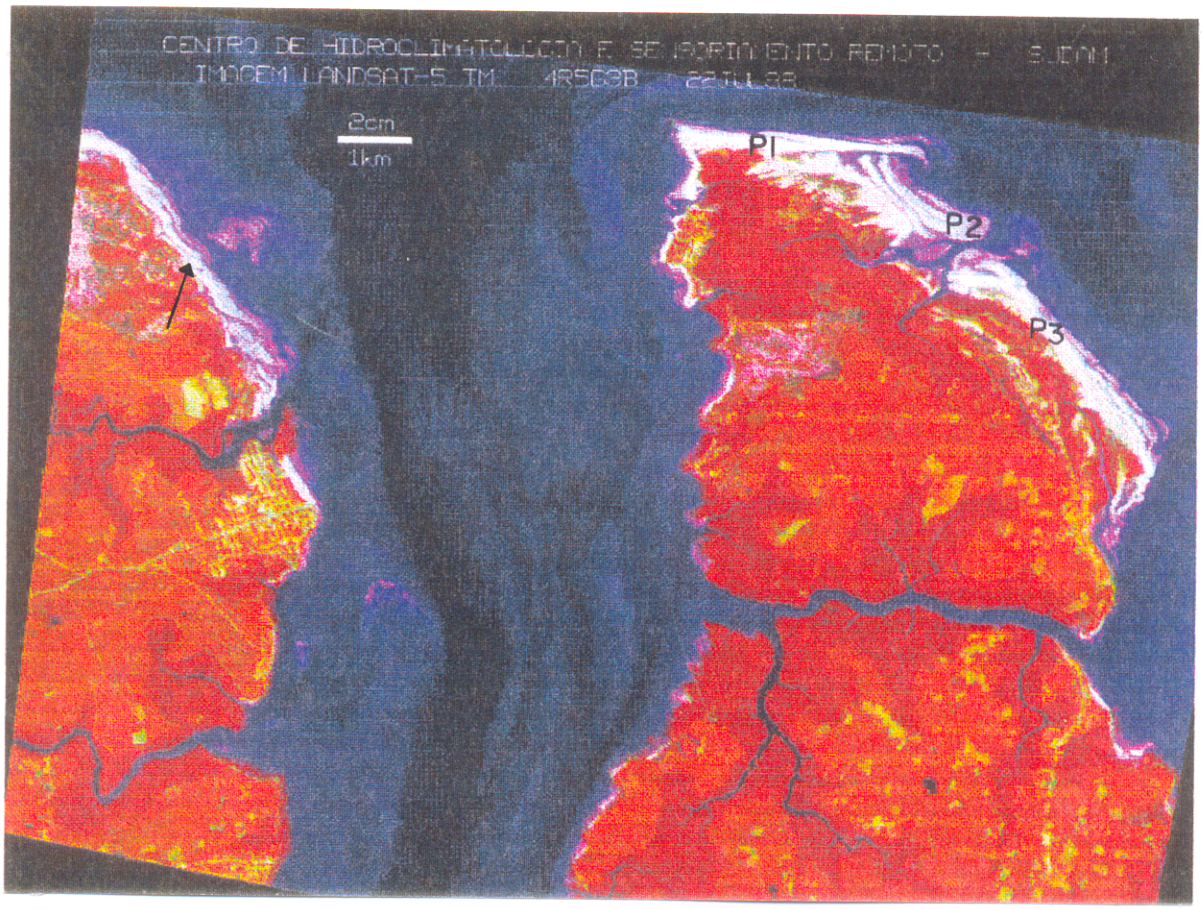


Figura 7.5 - Composição colorida (banda 3,4 e 5) de imagem de satélite do ano de 1988. Cordões litorâneos a norte-nordeste da Ilha de Algodoal e, a nordeste, em Marudá. P1-padrão aproximadamente E-W, P2-padrão recurvado e P3-padrão NW-SE. Notar em Marudá o padrão retorcido dos cordões. Comparar com a Figura 7.4.

A comparação entre as diversas imagens da área (Figura 7.4, 7.5 e 7.6) indica a tendência acrecionária desses sistemas de cordões, cujas configurações mudaram ao longo dos últimos 20 anos.

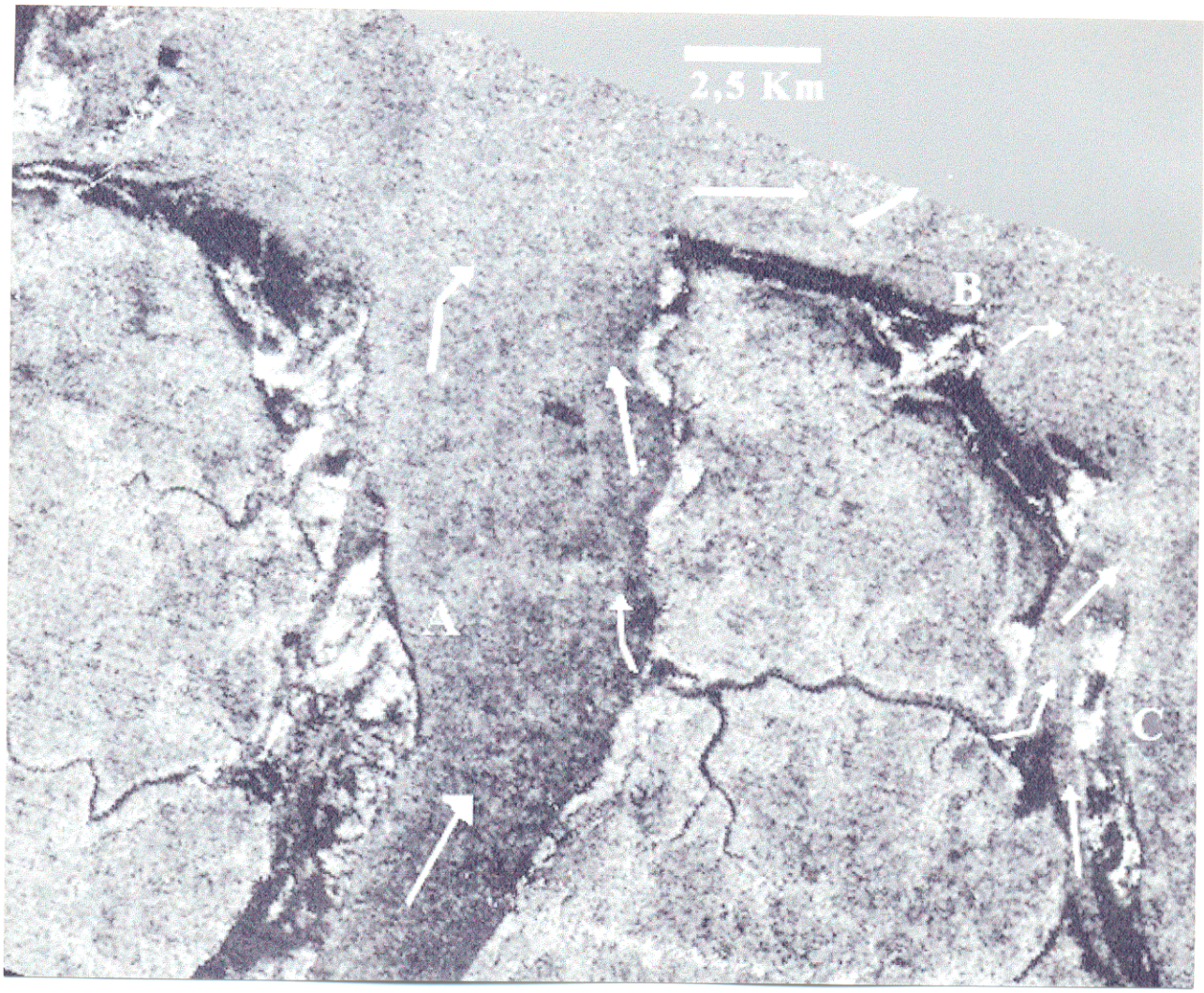


Figura 7.6 - Imagem de radar, banda C, tomada pelo satélite ERS1 (1992). Imagem cedida pelo Prof. Jean Paul Rudant. A-barras arenosas de maré, B-delta de maré vazante entre os dois padrões atuais de cordões litorâneos e C-flexa arenosa bloqueando a saída do Furo do Mocooca.

Na Ilha de Algodoal são reconhecidos em cenas de satélite (1988) 3 padrões de cordões (Figura 7.5). As fotografias aéreas (Figura 7.4) demonstram que: o padrão E-W (P1) não existia em 1977, o padrão recurvado (P2) estava em formação, enquanto que o padrão de direção NW-SE (P3) já existia e apresentava migração para sudeste. A análise das imagens de radar (1992) aliada às

observações de campo demonstraram que atualmente (na Ilha de Algodoal) apenas os padrões litorâneos de direção aproximada E-W e NW-SE estão presentes, enquanto que o padrão recurvado, apresenta-se como um padrão inativo (Figura 7.7).



Figura 7.7 - Detalhe do padrão de "spit" recurvado (Sr), atualmente inativo, e superposto pelo padrão de cordões E-W da porção norte da Ilha de Algodoal. Notar a migração de lençóis arenosos (indicados pela seta) costa adentro. Ao fundo, o delta de maré vazante (Dm).

Em 1977, os cordões estavam praticamente ausentes na Praia do Crispim (Marudá). A comparação entre as Figuras 7.4, 7.5 e 7.6 evidencia a modificação na configuração da praia com o crescimento dos cordões segundo um padrão retorcido (Figura 7.5), com canaletas ("runnels") oblíquas à linha de costa. Comparação das imagens (Figura 7.4 e 7.5) de 1977 e 1988 demonstram que houve pelo menos 300 metros de acreção da praia em 11 anos (1977-1988) neste setor.

A análise morfodinâmica do setor leste da Ilha de Algodoal também revela que a construção do delta de maré vazante, localizado na confluência do canal de maré do Furo Velho com o canal do igarapé das Pedras se deu nos últimos 20 anos. De 1988 para 1992 este delta progradou e desviou-se para E (Figuras 7.5 e 7.6).

Na porção sul da Ilha de Algodoal observa-se o desenvolvimento de uma flexa arenosa com aproximadamente 700 metros de comprimento bloqueando a saída do Furo do Mocooca (Figura 7.6).

No estuário do Rio Marapanim a análise morfodinâmica evidencia o colamento à margem esquerda do canal estuarino do Rio Marapanim de barras arenosas de maré (Figuras 7.5 e 7.6), bloqueando a foz de alguns canais de maré. Ainda nessa margem, processos de acreção lamosa foram responsáveis pela formação da Ponta do Sossego (Anexo), a qual constitui um pontão com 500 metros de comprimento formado entre os anos de 1977 e 1988 e rapidamente colonizado por **Spartina** e uma franja de mangue (Figura 3.6). Na margem direita do estuário ocorreu um acréscimo de areia nas enseadas (Figura 7.8) e, de sedimentação pelítica, nos pontões lamosos que as bordejam.

Outra modificação dinâmica impressa na Ilha de Algodoal, é a migração de depósitos dunares atuais sobre áreas de paleodunas (Anexo) e de depósitos de planície de maré, propiciando o soterramento dos manguezais (Figura 7.9) e causando danos materiais a algumas casas e hotéis construídos próximos a esses depósitos. SILVA (1995) sugere uma taxa de migração de dunas de aproximadamente 18 m/ano. Em Marudá, a taxa de migração das dunas parece ser menor.



Figura 7.8 - Depósitos arenosos nas enseadas da margem direita do estuário do Rio Marapanim, resultado do fenômeno de refração de ondas para dentro do estuário. Em primeiro plano notar a formação de um esporão (E). Fotografia tirada durante a baixa-mar.



Figura 7.9 - Soterramento de mangue por migração de dunas eólicas sobre a planície de maré.

Migração de areias associadas ao transporte litorâneo resulta, também, no soterramento e morte de parte das áreas de mangues que bordejam o Furo do Batelão, à leste da Ilha de Algodoal (Figura 7.10).



Figura 7.10 - Soterramento de mangue por depósitos de areias praiais em virtude de migração de cordões litorâneos. Fotografia tirada na preamar.

7.4 - DISCUSSÕES

As mudanças costeiras detectadas ao longo dos últimos 20 anos se deve principalmente a ação das ondas, marés e ventos sobre o litoral.

O fenômeno de retração das falésias é resultado da combinação da ação das ondas e marés. Segundo PARKER (1975) esse processo é desencadeado pelo ataque da base das falésias devido a incidência oblíqua de "swash", gerando uma corrente que se desloca ao longo do sopé da falésia, produzindo uma ranhura que pode penetrar até a profundidade de 20-30 cm, sucedendo-se então o deslizamento do material por ação da gravidade. Consequentemente, o material deslizado é erodido formando as plataformas de abrasão.

Entretanto, as condições de macromarés amplificam o efeito de erosão, pois, nas marés de sizígia, as ondas quebram-se contra as falésias a maior altitude do sopé, podendo formar terraços dentro da própria falésia. Esta taxa de erosão pode aumentar com tempestades de marés de equinócio, não somente pelo aumento da penetração das ondas na base da falésia, como pelo prolongamento do tempo de ataque, maior do que o usual.

Entretanto, apesar dessa retração costeira, as plataformas de abrasão resultantes dos processos de erosão, funcionam como anteparo para dissipar a energia das ondas e trapear sedimentos argilosos, depositados durante os períodos estofa de maré e, assim, acabam por se tornar abrigo de moluscos e áreas de colonização de mangue (Figura 3.7). A retirada do material dessas plataformas, acelera o processo de erosão da linha de costa, fato constatado a norte da Vila de Algodoal onde o material foi retirado para construção civil e resultou no recuo de casas antes construídas próximo a praia (Figura 7.11).



Figura 7.11 - Restos da estrutura de uma casa que foi abandonada em virtude da retirada de rochas da plataforma de abrasão (restícios indicado pela seta) que acelerou o processo de erosão na zona de intermaré.

Os fenômenos de erosão responsáveis pela retração da franja de mangue, a oeste do Furo do Mocooca (Figura 7.2) em sua margem esquerda, provavelmente se devem a morfologia do canal (convexo neste setor) propícia a erosão típica de canais meandrantes. Tal erosão se equilibra com a acreção lamosa na margem direita deste furo, contudo, o mesmo porém não ocorre na outra extremidade (W) do furo que pela dinâmica de canais meandrantes deveria ser uma área de deposição. Nesse caso, o fator responsável foi o desenvolvimento de uma barra arenosa de maré a partir do continente que funcionou como um obstáculo para correntes de maré, cujo fluxo foi desviado de leste para norte (Figura 7.12). Como resultado, moradores desse local estão se deslocando para lugares mais seguros.

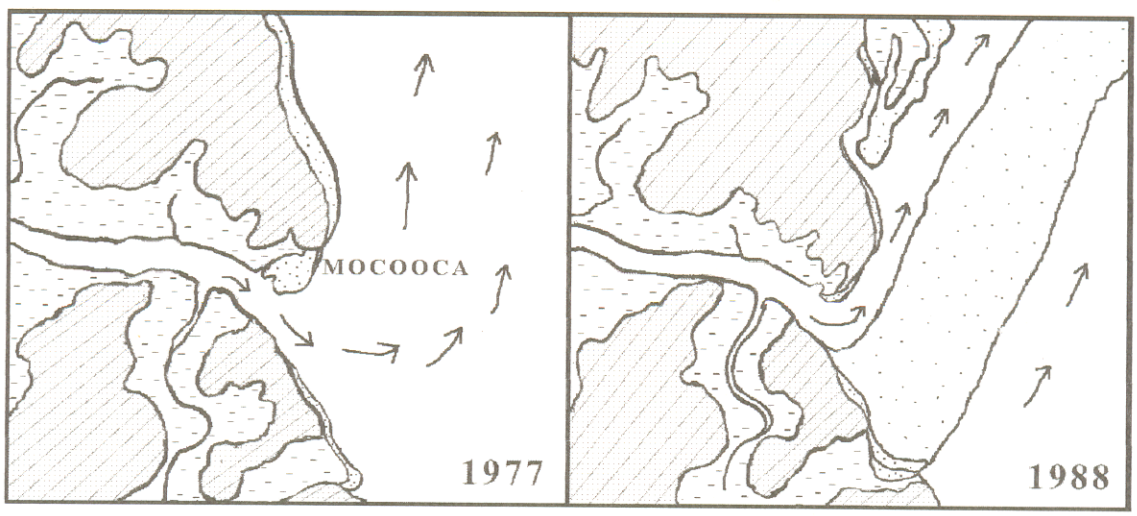


Figura 7.12 - Desvio de corrente de maré devido o crescimento de uma barras arenosa de maré na desembocadura leste do Furo do Mocooca, provocando o aumento da taxa de erosão dos depósitos arenosos a margem esquerda do canal e consequente perda de terra.

Apesar da erosão em setores restritos da linha de costa estudada, pode-se considerar que a acreção constitui o principal fator de modificação costeira. Esta acreção ocorre na forma dos

cordões praiais de diferentes direções como resultado da dinâmica diferenciada entre a ação das ondas e das correntes de marés.

Ao norte da Ilha de Algodoal, os cordões de direção aproximada E-W resultam do maior potencial das correntes de maré vazante para remobilizar os sedimentos, a qual se infletem para W, e sobrepõem-se a ação das ondas proporcionando a configuração retilínea do "spit" e sua consequente migração para W (Figura 7.5). Tal fato é atestado pela deflexão de uma barra arenosa de maré na margem direita da foz do estuário do rio Marapanim (Anexo A). Já a configuração côncava do padrão (P2) (Figura 7.5), detectado na parte nordeste da ilha (Figura 7.7) e atualmente inativo, corresponderia ao que DAVIES (1977) denominou de "alinhamentos de swash". Esse autor atribui esta forma a tendência de certas praias se edificarem paralelas às cristas de ondas construtivas, com pequeno transporte de sedimentos pelas correntes de deriva litorânea. O padrão retilíneo NW-SE (P3), mais ao sul, indica, com seu recurvamento em sua extremidade sul, uma pequena deriva litorânea local para SE.

Atualmente as análises de imagem de radar (1992) e dados de campo, comprovam a existência de apenas dois padrões de cordões na Ilha de Algodoal (Figura 7.6): um padrão levemente inclinado na direção NW-SE, a norte, derivado do padrão E-W (P1-Figura 7.5) que está se superpondo ao antigo padrão côncavo (P2- Figuras 7.5 e 7.7) e um padrão NW-SE, a sul da ilha, recurvado (Anexo) e desenvolvido em frente ao padrão retilíneo (P3), o que pode indicar o deslocamento das ondas construtivas paralelas a linha de costa mais para sul da área.

Os fatores hidrodinâmicos aliados ao suprimento sedimentar tem afetado a morfologia da foz do estuário do Rio Marapanim, resultando na formação de barras arenosas de maré de dimensões kilométricas (Figura 7.6) que estão assoreando o canal estuarino (Figura 5.4), bem como propiciando a formação de "praias de enseada" (Figura 7.8). Essas "praias", desenvolvidas a margem

direita do estuário, se devem a ação de ondas refratárias, que segundo May & Tarner apud SUGUIO (1980) são decorrentes da incidência de ondas oblíquas à praia em costas recortadas (Figura 7.13).

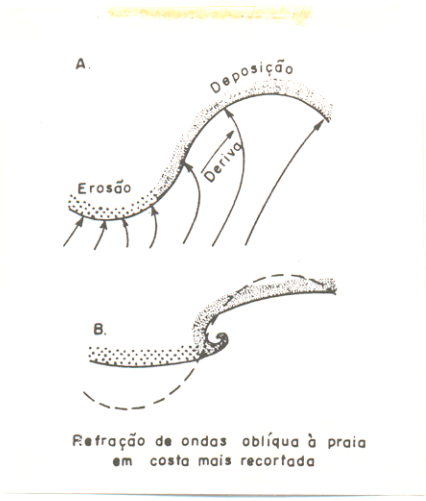


Figura 7.13 - Modelo de transporte litorâneo de sedimentos conforme o ângulo de aproximação das ondas e a configuração recortada das linhas de praia (Fonte: SUGUIO, 1980).

A migração das dunas costeiras é resultante da constância dos ventos alíseos vindos de NE e do suprimento de material proveniente da zona de ante-praia, principalmente nos períodos secos, em decorrência da baixa declividade da praia e de sua extensão.

Através das análises morfodinâmicas pode-se considerar que as intensas transformações na paisagem atual desse setor da costa paraense são decorrentes dos fatores hidro e aerodinâmicos que desencadeam todo o processo de erosão, transporte e deposição no litoral. Portanto, a contribuição antropogênica para as modificações, por enquanto é mínima. Contudo, é oportuno ressaltar que é de suma importância estudos hidrodinâmicos para um melhor entendimento da dinâmica da região, uma vez que a mesma representa uma região notadamente turística e de contínuo crescimento sócio-econômico.

8 - EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DA ILHA DE ALGODOAL E DE MARUDÁ E SEU MODELO DEPOSICIONAL

8.1 - INTRODUÇÃO

A deposição dos sedimentos na Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá está intimamente associada com os parâmetros oceanográficos e aerodinâmicos, em particular a ação das marés, ondas, correntes e ventos (ver capítulo 7). As marés de natureza semidiurnas, com amplitudes máxima de 5,3m, proporcionam a geração de correntes de marés com maiores intensidades durante a vazante (1,43 m/s) (DHN, 1962), enquanto que as ondas superficiais, geradas pelos ventos alíseos constantes e moderados (velocidade de 7,9 m/s) vindos do quadrante ENE geram as correntes de deriva litorânea para noroeste, devido o fenômeno de refração das ondas. O clima também atua como fator preponderante nesta área, uma vez que as altas precipitações (2.500-3.000 mm/ano) (SANTOS et al., 1992) e a sazonalidade (períodos secos e úmidos) também controlam o suprimento e transporte das areias da praia e de argila, continente adentro, propiciando o desenvolvimento de exuberante vegetação.

As flutuações do nível do mar e o grande aporte sedimentar provenientes da plataforma interna, representam fatores determinantes na modificação do litoral paraense desde o Pleistoceno Superior ao Holoceno (FARIA Jr. et al., 1987; EL-ROBRINI et al., 1992a). Não se pode descartar também, que a configuração das principais "rias" do litoral paraense podem estar ligadas a movimentos neotectônicos na direção NE-SW que controlaram a orientação dos rios e provavelmente a espessura dos depósitos terciários e quaternários dessa costa (BORGES et al., 1995a e 1995b).

Apesar desse cenário onde se insere a planície costeira ora estudada, a escassez de dados relacionados ao estudo das variações relativas do nível do mar durante o Quaternário nas planícies

costeiras paraense, incluindo datações, levanta a necessidade de considerações a respeito dessas flutuações em outras planícies costeiras brasileiras.

8.2 - AS PLANÍCIES COSTEIRAS BRASILEIRAS E AS OSCILAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO QUATERNÁRIO

As flutuações do nível do mar durante o Quaternário, principalmente no Holoceno, foi um fator importante para a evolução das planícies costeiras brasileiras, que refletem a soma de todos os processos que operaram desde que elas foram inicialmente estabelecidas. Estas flutuações, se traduziram por fases degradacionais e agradacionais, as quais são bem estudadas na costa leste e sudeste do Brasil (CAMPOS, 1976; DOMINGUEZ et al., 1981; SUGUIO et al., 1985; BARBOSA et al., 1986; DOMINGUEZ et al., 1992; MARTIN et al., 1993), onde foram registrados três importantes episódios transgressivos, com nível de mar mais alto que o atual, associados a modificações climáticas durante o Quaternário.

O episódio mais antigo é denominado de Transgressão Antiga (Bittencourt et al. apud SUGUIO et al., 1985) no litoral dos estados da Bahia e Sergipe. Na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul corresponde ao início da construção da Barreira Múltipla Complexa e do Sistema Lagunar Patos-Mirim (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1989).

O segundo, denominado de Penúltima Transgressão nas planícies costeiras dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. Possui máximo em 120.000 anos A.P., quando o nível do mar estava posicionado a 8+/- 2 m acima do nível presente (MARTIN et al., 1982). Esse episódio foi responsável pelo afogamento de vales entalhados nos sedimentos da Formação Barreiras, sendo conhecido como Transgressão Cananéia no litoral paulista (Suguio & Martin apud SUGUIO et al., 1985).

O episódio mais jovem chamado de Última Transgressão ou Transgressão Holocênica, alcançou um máximo de 5.100 anos A.P., quando o nível do mar subiu 5 m acima do nível atual. Esta transgressão é marcada em várias curvas de variação relativa do nível do mar construídas para alguns setores da costa leste e sudeste brasileira para os últimos 7.000 anos A.P. (Figura 8.1) (SUGUIO et al., 1985). Essas curvas demonstram que o nível relativo do mar atual foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno a cerca de 6.5-7.000 anos A.P. e que após o seu pico máximo (5.100 anos), seguiu-se uma queda generalizada, interrompida por duas rápidas oscilações do nível do mar. Em cada uma destas oscilações o nível do mar caiu abaixo do nível presente, seguido por um elevação abrupta, aproximando-se de sua posição anterior (DOMINGUEZ et al., 1992).

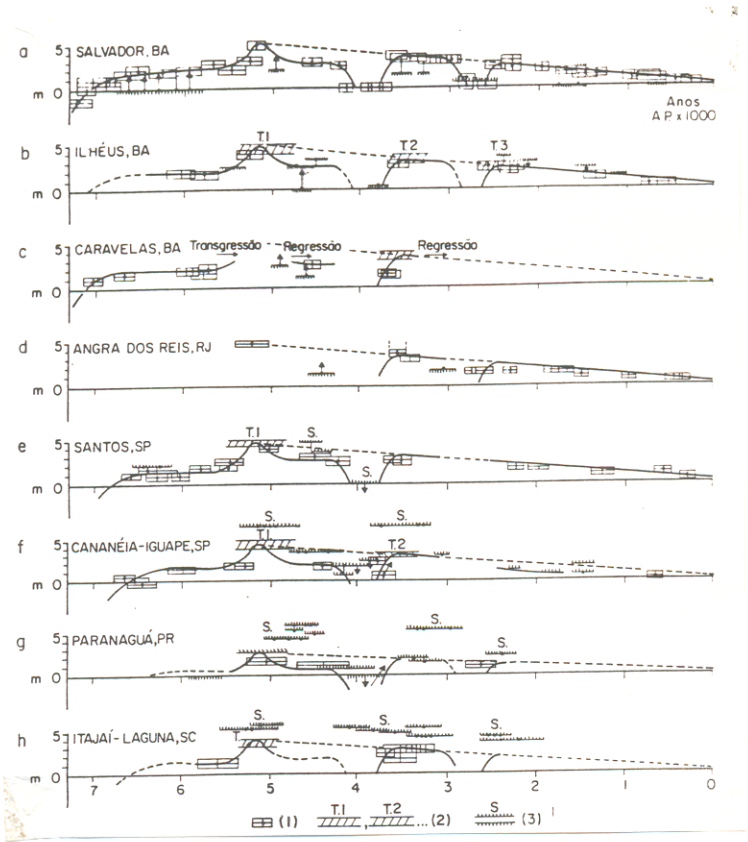


Figura 8.1 - Curvas de variação do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos A.P, em vários setores do litoral brasileiro. 1) reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2) terraços de construção marinha; e 3) idades de sambaquis. Fonte: SUGUIO et al. (1985).

A descida do nível relativo do mar holocênico após o período de 5.100 anos A.P. resultou então na construção de terraços marinhos e cordões litorâneos associados. Na costa leste brasileira, a integração da história do nível do mar regional com mapeamento detalhado e datação de "strandplains" culminou em um esquema evolucionário (Figura 8.2) elaborado por DOMINGUEZ et al. (1992).

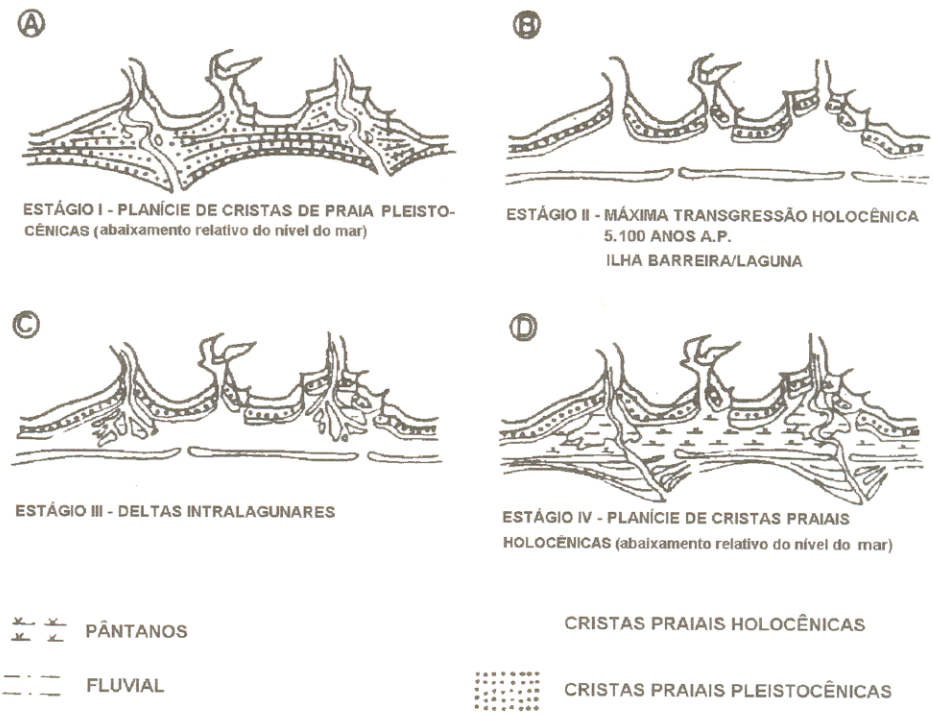


Figura 8.2 - Esquema de evolução simplificada para a costa leste-nordeste do Brasil, mostrando o papel da variação do nível do mar sobre o desenvolvimento costeiro. Fonte: DOMINGUEZ et al. (1992).

Na região norte brasileira, apesar da ausência de estudos sistemáticos sobre as variações do nível do mar no Quaternário, com datações absolutas, é possível encontrar evidências desse fenômeno tanto na Plataforma Continental Norte Brasileira, relacionadas ao Pleistoceno Terminal, como nas planícies

costeiras holocênicas de Bragança e de Salinópolis estudadas por SOUZA FILHO (1995) e SILVA (1996), respectivamente.

Na Plataforma Continental Norte Brasileira, evidências batimétricas, sedimentológicas, biológicas e geofísicas, são correlacionáveis a eventos de oscilações relativas do nível do mar no Pleistoceno Superior e foram registradas por MILLIMAN et al. (1977), POMERANCBLUM & COSTA (1977), SANTOS (1977), KOWSMANN & COSTA (1977 e 1979), EL-ROBRINI & SOUZA FILHO (1993, 1994). Nessa plataforma foram delimitados 3 níveis marinhos com profundidades de -20m, -40m e -80m, que representam antigas linhas de costa, hoje submersas, marcando curtos períodos de estabilização do nível do mar e que podem ser correlacionados com aqueles encontrados na Plataforma da Guiana Francesa por PUJOS & ODIN (1986).

O último paleonível (-20 m) encontrado na plataforma continental interna do Pará-Maranhão, apresenta configuração semelhante aos atuais sistemas de drenagem costeira e pode ser correlacionado com um paleolitoral a -25 m (Bloom apud PUJOS & ODIN, 1986) na Guiana Francesa com idade de aproximadamente 8.000 anos. A partir de então o nível do mar continuou subindo até se estabilizar provavelmente a cerca de 5.100 anos, resultando em uma transgressão holocênica sumarizada na região do norte brasileiro.

8.3 - EVOLUÇÃO E SEDIMENTAÇÃO NA PLANÍCIE COSTEIRA DE ALGODOAL E MARUDÁ

O modelo de sedimentação (Figura 8.3) da Planície Costeira da Ilha de Algodoal e de Marudá se baseia na integração dos dados morfosedimentares, e hidro e aerodinâmicos, bem como na correlação lateral e vertical das unidades estratigráficas e morfoestratigráficas estudadas. A interelação desses resultados e correlação com aqueles obtidos por SOUZA FILHO (op cit.) executado na Planície Costeira Bragantina permitiu então a construção do modelo evolutivo.

Na Planície Costeira de Algodoal e Marudá, a sedimentação e evolução mostram intrínseco controle de um evento transgressivo-regressivo do nível relativo do mar desde o final do Pleistoceno Superior até o Holoceno (Figura 8.4), correlacionável, em parte com a evolução das planícies costeiras do leste e sudeste brasileiro, já discutida anteriormente.

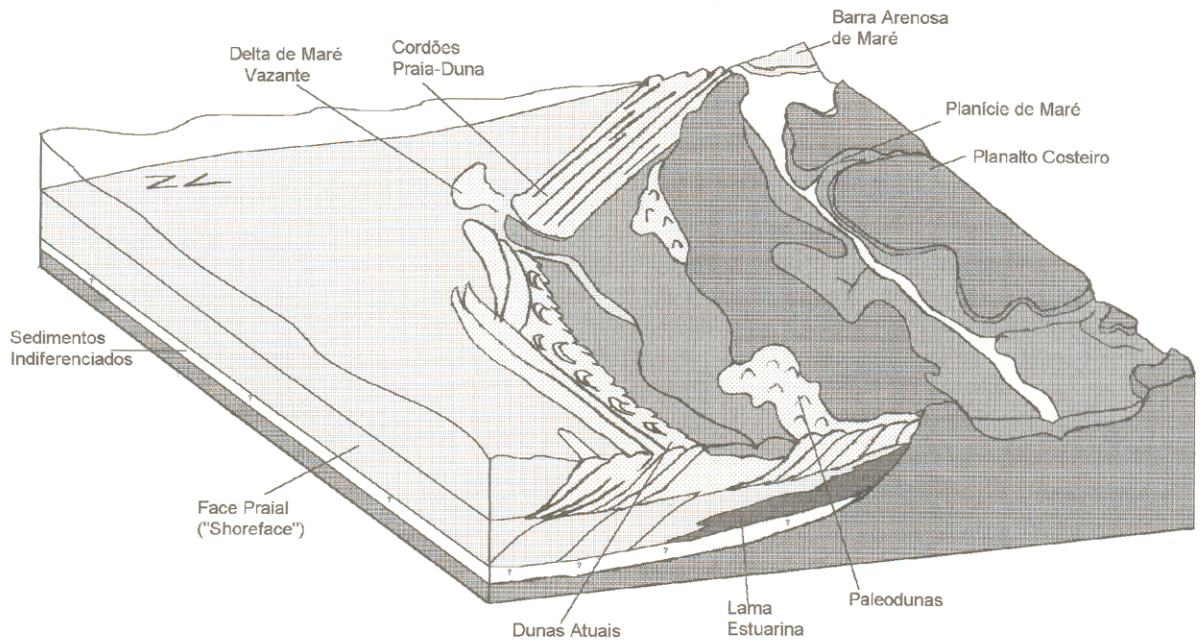


Figura 8.3 - Modelo deposicional da planície costeira da Ilha de Algodoal.

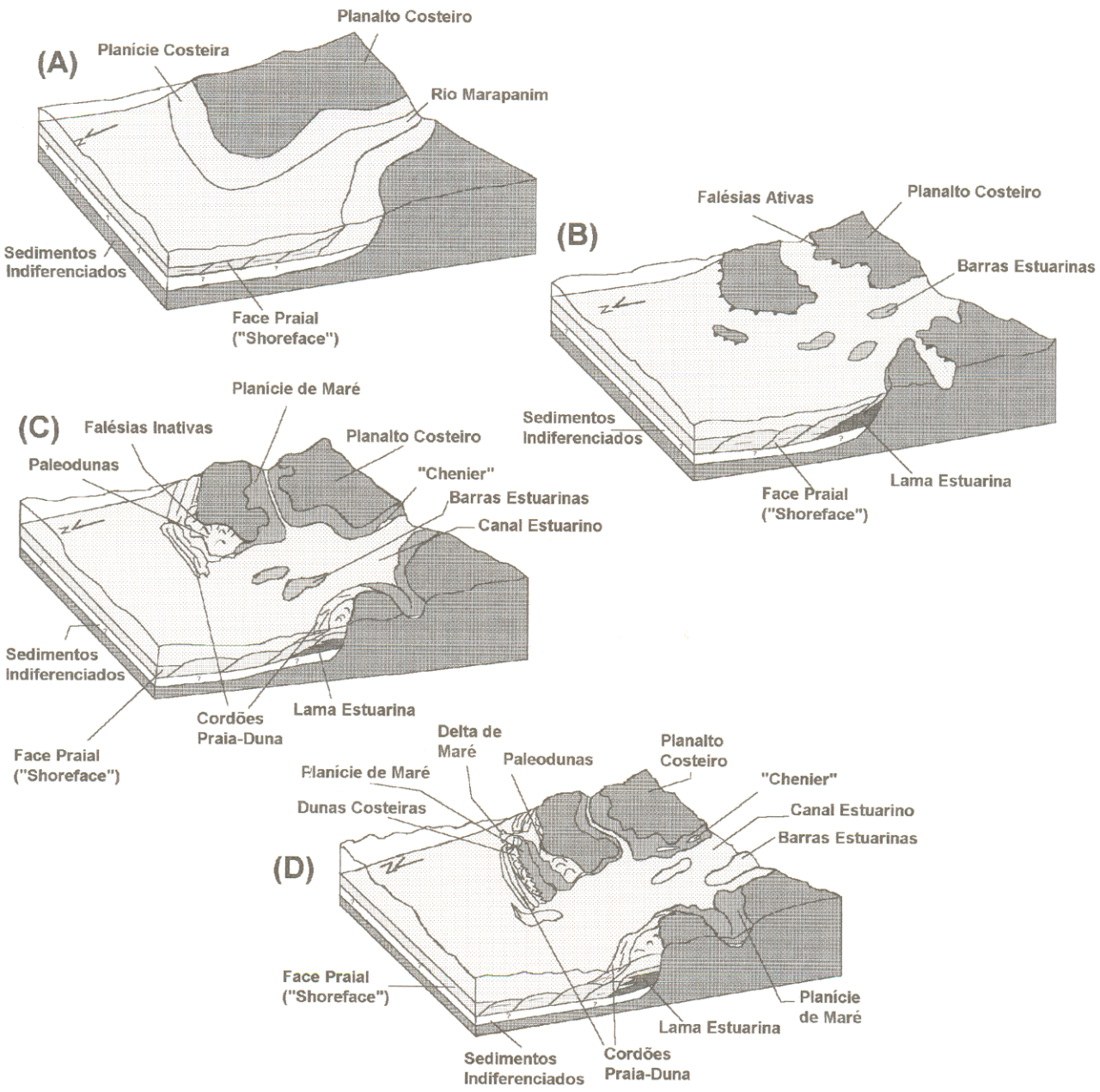


Figura 8.4 - Modelo deposicional evolutivo para a Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá. A-Nível de mar baixo (-20m); B-Nível de mar alto a 5.100 anos que esculpiu falésias no Planalto Costeiro; C-Descida do nível relativo do mar e progradação do sistema de "strand plain" e da planície de maré (sequência S2) sobre a sequência transgressiva (S1). Formação dos "cheniers" às margens do Rio Marapanim durante períodos de mudança no regime hidrodinâmico e no suprimento de sedimentos; D-Retomada da progradação lamosa e continuação da progradação do sistema de cordões praia-duna nos locais de influência das ondas.

Esta sedimentação ocorreu dentro de um sistema de "strand plain", relacionado com a parte afetada pelas ondas a nordeste da Ilha de Algodoal e de Marudá, bem como de planície de maré e estuarino (Figura 8.3). É importante ressaltar que sistemas de "strandplains" sempre foram relacionados com linhas de costas micro a mesotidais (FRASER, 1989) (Figura 8.5), dominadas por ondas, que retrabalham os sedimentos, removendo-os completamente e, onde os efeitos de marés são mascarados pela energia das ondas.

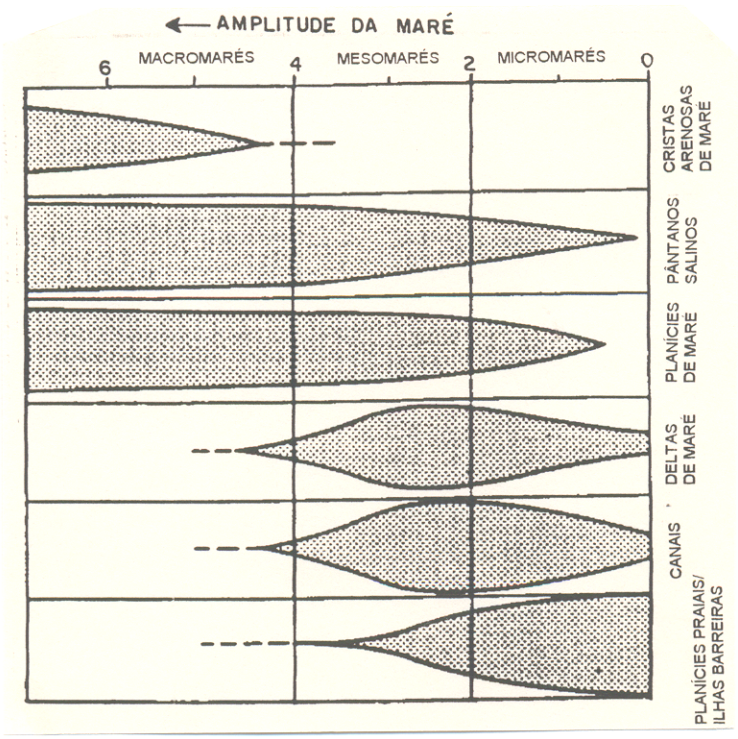


Figura 8.5 - Distribuição das feições costeiras de acordo com a variação das marés (Hayes apud GALLOWAY & HOBDAY, 1983)

A evolução do litoral poderia ter iniciado no final do Pleistoceno Superior (Figura 8.4a), quando o nível do mar estaria -20m abaixo do atual e a configuração costeira se assemelharia à linha de costa atual, com desenvolvimento de "rias" que hoje constituem um paleolitoral submerso, com idade aproximada de 8.000 anos A.P. Para FARIA Jr. et al. (1987) e EL-ROBRINI et al. (1992a) durante esse período foram formados os depósitos arenosos hoje submersos na Plataforma Interna do Pará-Maranhão.

Essa estabilização foi seguida de um evento transgressivo (Transgressão Holocênica) que modelou a costa para receber os sedimentos da planície costeira atual. Esse evento estaria relacionado com a deposição de sedimentos estuarinos e marinhos (fácies estratigráfica lama estuarina e areia marinha - sequência S1) que ocorrem a -3,0 m de profundidade. Durante a deposição desta sequência, oscilações do nível do mar teriam propiciado uma rápida exposição dos sedimentos, registrado pela superfície de exposição subárea dentro do fácies lama estuarina (Figura 6.15). Após esse evento, a unidade continuou a se depositar e posteriormente foi sobreposta por depósitos arenosos, provavelmente de ambiente de "shoreface" superior (fácies estratigráfica areia marinha) (Figuras 6.8 e 6.15) em rápida sedimentação e com pouco suprimento sedimentar pelíticos para a formação de estruturas típicas desse ambiente.

O pico máximo dessa transgressão elaborou os terraços de abrasão marinha (falésias) nos sedimentos da Formação Barreiras (Figura 8.4b), que hoje constituem falésias inativas no interior da planície costeira (Figura 4.2) e foi responsável provavelmente pelo afogamento do vale do rio Marapanim. Este nível de mar alto pode ter alcançado + 4.0 m acima do nível atual. Referida suposição se deve ao nível altimétrico localizado em cima da falésia de Fortalezinha, na Ilha de Algodoal. Na Planície Costeira Bragantina, SOUZA FILHO (1995) encontrou a -4,5 m de profundidade, areias ricas em fragmentos de conchas, retrabalhadas por ondas, evidenciando um nível de mar transgressivo naquela planície.

Após o evento transgressivo acima mencionado, provavelmente um abaixamento relativo do nível do mar propiciou a progradação arenosa, dando origem aos cordões praia-duna (terraços de construção marinha) e, a progradação lamosa representada pelos depósitos de planície de maré. Tal sedimentação constituiria a sequência regressiva (S2) (ver capítulo 6.3) formada a partir de terraços de abrasão marinha de nível de mar alto, elaborados nos

sedimentos da Formação Barreiras e do Pós-Barreiras (Figura 8.4c). Na Planície Costeira Bragantina essa sedimentação regressiva é marcada por uma progradação essencialmente lamosa que corresponderia a sequência S2, registrada por SOUZA FILHO (1995).

Segundo Curray et al. apud FRASER (1989) e apud REINECK & SINGH (1973), um dos mecanismos para explicação da formação de sistema de cordões praiais ("strand plain") resulta de acreção costeira, por migração de barras longitudinais costa adentro, sob condições de fraca atividade de ondas e grande influxo de sedimento (Figura 8.6 e 8.7). Essas cristas praiais, quando sobrepostas por depósitos eólicos, são denominadas pelos autores acima citados como cordões praia-duna ("beach-dune ridges"). Outro mecanismo que explica a formação de cordões litorâneos, seria o desenvolvimento de cristas praiais produzidas durante tempestades, entretanto, a ausência de material grosseiro nos sedimentos estudados, elimina essa hipótese. Os lagos entre as cristas encontrados na área estariam relacionados a canaletas ("runnels") que são formados durante a evolução desses cordões. Em alguns desses canais a ação das correntes de maré propiciou o desenvolvimento de canais de maré e consequente deposição de sedimentos lamosos entre as cristas.

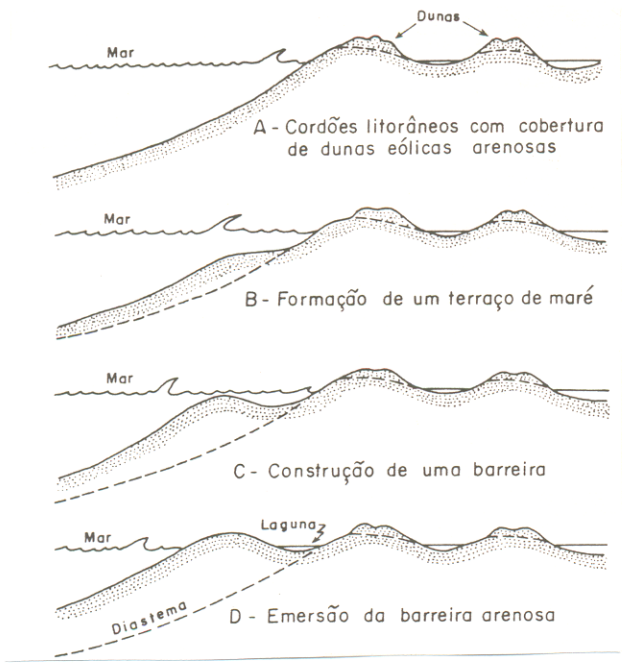


Figura 8.6 - Estádios de formação de cordões litorâneos a partir da emersão de barras litorâneas, inicialmente submersas (Curray et al., apud SUGUIO, 1980).



Figura 8.7 - Cristas praiais se soldando ao continente, propiciando a formação dos cordões praiais que, posteriormente, serão sobrepostos por dunas.

A deposição lamosa na planície de maré é explicada tanto por sedimentação lateral como vertical (KLEIN, 1977). Os córregos e canais de maré ao escavarem essa planície propiciam erosão em uma margem e deposição, por acreção lateral, na outra margem, dando origem a barras em pontal com estruturas heterolíticas (Figura 8.8). Os processos de tração e suspensão controlados pelas variações do nível de maré, são responsáveis pela formação de estruturas dentro da planície de maré (KLEIN, 1977). Entretanto, o suprimento de argila para a formação de espessos pacotes lamosos estando sob influência de correntes de maré não pode ser explicado apenas pela deposição de partícula por partícula, uma vez que as correntes de maré tendem a mantê-las em suspensão. Segundo PRYOR (1975) os espessos pacotes lamosos são decorrentes da deposição de

aglomerados de partícular argilosas com comportamento hidráulico similar a grãos de areia em virtude de processos de floculação química, física e, principalmente biológica, propiciando a deposição de argila mesmo em águas relativamente agitadas.



Figura 8.8 - Diagrama esquemático mostrando a geração de estrutura heterolítica, formada pela migração de canais de maré (Reineck apud REINECK & SINGH, 1973).

Interrupções da progradação lamosa, dentro do estuário do Rio Marapanim propiciou a formação de depósitos de "cheniers" (Figura 8.4d), os quais, segundo HOYT (1969), são decorrentes de períodos de retrabalhamento de depósitos da planície lamosa em progradação, com mudança no suprimento de sedimentos, construindo cristas arenosas que no próximo período de progradação seriam isoladas como "cheniers". O autor enfatiza, entretanto, que não há necessidade de mudança relativa do nível do mar, mas apenas aumento na energia do ambiente e no suprimento sedimentar arenoso. Entretanto, há de se ressaltar a presença de um terraço marinho na saída do canal do Furo Velho formado em depósitos do fácies argila siltosa bioturbada (Figura 6.16) o qual pode indicar oscilações no nível relativo do mar durante esta fase de progradação costeira.

Referida oscilação pode ser associada ao entulhamento de canais constituindo hoje os pântanos salinos e as drenagens desativadas da planície.

A retomada da progradação propiciou o contínuo desenvolvimento e interdigitação dos depósitos do sistema de planície de maré e dos cordões praia-duna, que atualmente continuam em ativa progradação. A grande velocidade de correntes de maré na vazante, aliada ao suprimento sedimentar e o retrabalhamento de sedimentos pelas ondas na costa leste da Ilha de Algodoal são fatores responsáveis pela formação do delta de maré vazante, bem desenvolvido, associado à foz de dois canais de maré.

9 - CONCLUSÕES

Os resultados da integração dos dados geomorfológicos, estratigráficos e morfodinâmicos da Planície Costeira da Ilha de Algodoal e Marudá, permitem elaborar as seguintes conclusões:

Do ponto de vista morfológico, na planície costeira foram encontradas várias feições morfogenéticas: canal estuarino, cordões praia-duna, planície de maré, praias, dunas, pântanos salinos e "cheniers". Estas feições são partes de um sistema dinâmico controlado pelas marés, ondas, ventos, correntes e também pelo clima da região.

A estratigrafia da planície costeira revela a presença de 9 unidades morfoestratigráficas: cordões praia-duna, paleodunas, dunas costeiras, praia, planície de supramaré, planície de intermaré, barra arenosa de maré, barra em pontal e pântano salino e; 10 fácies estratigráficos: lama de intermaré, areia de canais de escavamento de maré, areia e lama de barras, lama de planície de supramaré, areia e lama marinha, lama estuarina, areia marinha, argila siltosa bioturbada, sedimentos indiferenciados e areia mosqueada.

O resultado das correlações identificaram duas sequências de caráter transgressivo-regressivo definidas como sequência S1 (transgressiva basal) e sequência S2 (regressiva/progradacional). A sequência S1 é caracterizada por ambiente estuarino e provavelmente de "shoreface"; está distribuída até a profundidade de 5,5 m, marca um evento deposicional dentro de uma linha de costa regressiva e faria parte de um trato de sistema transgressivo. A sequência S2, caracterizada pela interdigitação dos sistemas de cordões praia-duna e de planície de maré, migra em direção ao oceano e continua atualmente em evolução.

A análise morfodinâmica indica que a configuração atual da planície costeira é resultante do impacto do mar na costa, ajudado pelas fortes correntes de marés, ação de ondas, ventos constantes

vindos de ENE, clima da região e pelo grande aporte de sedimento proveniente da plataforma continental interna adjacente.

O modelo sedimentar proposto mostra a grande influência dos parâmetros hidro e aerodinâmicos (marés, ondas, vento, correntes e clima), bem como das variações relativas do nível do mar e aporte sedimentar, que foram responsáveis pela deposição de um complexo sistema de cristas praiais e planície de maré, atualmente em ampla progradação, associados a ambiente eólico e estuarino. Os processos de progradação originam as cristas praiais que ajustam-se ao litoral ou migram como "spits" isolando canais "runnels" e tranformando-os em ambientes propícios a formação de mangues.

Durante a evolução da planície atual, na fase de nível de mar regressivo, pequenas oscilações de elevação do nível do mar propiciaram deposição lamosa nas calhas dos cordões e o preenchimento de pequenos canais de maré formando depósitos de pântanos salinos.

A complexidade do sistema ambiental dessa planície costeira resultou em sequências morfosedimentares peculiares que associam sistemas típicos de costas associadas a micro e mesomarés com sistemas de costas de macromarés.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMANN, F.L. 1964. Geologia e Fisiografia da Região Bragantina. **Cadernos da Amazônia**, INPA, 2:1-91.

ACKERMANN, F.L. 1969. **Esboço para a geologia entre as cidades de Belém-Rio Guamá e Atlântico-Rio Gurupi**. Belém, Impr. Universitária do Pará. 83p.

AHLBRANDT, T.S & FRYBERGER, S.G. 1982. Eolian deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. 1982. **Sandstone Depositional Environments**. Tulsa, AAPG. p.11-47.

ALHEIROS, M.M. et al. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras do Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.2, p.753-760.

ALLEN, G.P. & POSAMENTIER, H.W. 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France. In: DALRYMPLE, R.W.; RON, B.; ZAITLIN, B.A. **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. p.225-240. (SEPM. Special Publication, 51).

ALMARAZ, C.U. 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, 1977.

ARAI, M. et al. 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.

ARAI, M. et. al. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNICA, 4., Belém, 1994. **Anais**. SBG. Núcleo Norte, p.185-187.

ARANHA, L.G.F et al. 1988. Evolução tectônica e sedimentar das bacias de Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.6, p.2487-2498.

BARBOSA et al. 1986. The quaternary coastal deposits of the state of Alagoas: influence of the relative sea-level changes. P.25-26. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINE. **Program, abstracts and participants**. 42p. (Special Publication, n.3)

BARBOSA, G.V. et al. 1992. **Mapeamento do Município de Primavera, NE do Estado do Pará**; Relatório final. 168p.

BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza;** geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. II/1-26. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

BEMERGUY, R.L. et al. 1992.Geomorfologia da Região do Salgado, NE do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos.** São Paulo, SBG. v. 2, p.269-270.

BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991a. Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Resumo.** Rio Claro, SBG. p.103-104.

BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991b. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, 3:77-98.

BORGES, M.S. et al. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. **Resumos.**Gramado-RS. p.421-422.

BORGES, M.S. et al. 1995b. Esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. **Resumos.** Gramado-RS. p.423-424.

BOYLES, J.M. et al. 1986. A logging from for graphic description of core and outcrop. **Journal of Sedimentary Petrology,** 56(4):567-568.

BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. 1973. **Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza.** Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais, 3)

BROWN, J. et al. 1989. **Wave, tides and shallow - water processes.** Oxford. The Open University. 187p.

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 Gelogia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFBA, 1976.

COSTA, J.B.S. et al. 1991a. Aspectos da Tectônica Cenozóica na Região do Salgado Litoral NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG. p.156-165.

COSTA, J.B.S. et al. 1991b. Tectônica Mesozóica-Cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Resumos.** Rio Claro, SBG. p.108-109.

COSTA, J.B.S. et al. 1992. Geologia. In: PROGRAMA NACIONAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO. **Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará**. Belém, IBAMA/SECTAM/IDESP, p. 17-58. (Relatório Técnico).

COSTA, J.B.S. et al. 1993. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. **Boletim de Geociências da USP**. 12(2):373-396.

COSTA, J.L. da et al. 1977. **Projeto Gurupin;** relatório final. Belém, v.1, 258p.

COSTA Jr., P.S. et al. 1992. Aspectos geológico-ambientais do litoral do município de Salinópolis, NE do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1993. **Resumos**. São Paulo, SBG. p.46.

DALRYMPLE, R.M.; ZAITLIIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. **Journal of Sedimentary Petrology**. 62(6):1130-1146.

DAVIES, J.L. 1977. **Geographical variation in coastal development**. 2. ed. New York. Longman. 204p.

DAVIS Jr., R.A. 1978. **Coastal Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. 420p.

DAVIS Jr., R.A. & HAYES, M.O. 1984. What is a wave-dominated coast?. **Marine Geology**. 60:313-329.

DHN. 1936.**Hidrografia do Amazonas e seus affluenntes**. Rio de Janeiro. Imprensa Nacional, v.1, 360p.

DHN. 1962.**Cartas de Correntes de Maré. Rio Pará: de Salinópolis a Belém**. Marinha do Brasil. 19p.

DHN. 1986. **Roteiro da Costa Norte**. Niterói-RJ. Marinha do Brasil. 152p.

DHN. 1994. **Tábuas de Marés para 1995. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros**. 32. Ed. Rio de Janeiro, DHN, 196p.

DOMINGUEZ et al. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltáicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Rev. Bras. Geoc.**, 11:227-237.

DOMINGUEZ et al. 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.

DSG. 1982. **Mapa planialtimétrico da Folha SA.23-V-A-IV Marapanim**. Escala 1:100.000.

EL-ROBRINI, M. 1993. **Batimetria-Sedimentologia/Hidrodinâmica e Parâmetros Físico-Químicos das Águas;** relatório final. Projeto Oceanografia da Folha de Marapanim (SA.23-V-A-IV). IDESP. 15p.

EL-ROBRINI, M. et al. 1992a. Deposição e assoreamento das rias do nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1991. **Resumos.** São Paulo, SBG. v.1, p.79-80.

EL-ROBRINI, M. et al. 1992b. Estudo sedimentológico das areias litorâneas do NE do Pará e NW do Maranhão. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 4., São Paulo, 1992. **Resumos.** São Paulo, SBG. v.1, p.79-80.

EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. e. 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. e. 1994. A Plataforma Continental do Amazonas e as evidências das oscilações do nível do mar durante o Quaternário Superior Terminal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriu, 1994. **Resumos.** Camboriu, SBG. v.1, p.417-419.

EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. e. 1996. A planície costeira Bragantina (NE do Estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. **Guia da Excursão.** Belém, SBG-Núcleo Norte, p.411-423.

FARIA Jr., L.E. do C. et al. 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 DO QUATERNÁRIO, 1., Porto Alegre, 1987. **Anais.** Porto Alegre, ABEQUA, p. 343-356.

FARIA Jr., L.E. do C. et al. 1992. Batimetria. In: PROGRAMA NACIONAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO. **Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará.** Belém. IBAMA/SECTAM/IDESP, p.8-16 (Relatório Técnico).

FERNANDES, J.M.G. 1984. Paleoecologia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., RJ, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG. v.3, p.330-340.

FERNANDES, J.M.G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG. v.6., p.2376-2382.

FERNANDES, L. 1985. **Estudo Sedimentológico dos Sedimentos Recentes das Praias e das dunas da região de Salinas - Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 22p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1995.

FERREIRA, C.S. 1966. Características lito-paleontológicas da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONF. GEOL. GUIANAS, 6., Rio de Janeiro, 1966. **Anais**. Rio de Janeiro, DGM, v.4 **(?)**, p.101-111 (Avulso).

FERREIRA, C.S. 1967. Contribuição a Paleontologia do Estado do Pará. O Gênero Orthaulax Gabb (1872) na Formação Pirabas. X-Mollusca-Gastropoda). In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA. **Atas**. Rio de Janeiro. v.1, p.169-185.

FERREIRA, C.S. 1977. Fácies da Formação Pirabas (Mioceno Inferior): Novos conceitos e aplicações. **Acad. Bras. Cienc.**, 49(2):353.

FERREIRA, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) N e NE do Brasil, com as formações Chipola e Tampa da Península da Flórida, USA. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1., Buenos Aires, 1978. **Atas**. Buenos Aires. v.3, p.49-55.

FERREIRA, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1992. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p.84-88

FERREIRA, C.S. et al. 1973. Ocorrência da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) na Bacia de Barreirinhas-Maranhão. **Rev. Bras. Geoc.**, 3:60-67.

FERREIRA, C.S. & CUNHA, O.R. 1957. Notas sobre a Formação Pirabas com descrição de novos invertebrados fósseis, I (Mollusca-Gastropoda). **Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi**, Belém (2):1-61.

FERREIRA, C.S. & FRANCISCO, B.M.R. 1988. As relações da Formação Pirabas (Oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias do nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. SBG. p.761-764.

FERREIRA Jr., C.R.P. et al. 1993. **Projeto Bragança-Vizeu, mapeamento da sub-área III**; relatório final. 174p.

FIGUEIREDO Jr., A.G. 1990. **Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados**. Projeto Sedimentos de Talude, Contrato PETROBRÁS/UFF. nº 3-570-794-0-90, 27p.

FONZAR, B.C. 1994. A circulação atmosférica na América do Sul: os grandes sistemas planetários e subsistemas regionais que atingem o continente: localização e trajetória. **Cad. Geociências**. 11:11-33.

FRANCISCO, B.H.R. et al. 1971. contribuição a Folha de São Luis (SA.23) no Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Nova Série, 17:1-40.

FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição a geologia da costa do Estado do Pará (entre as baias de Curuçá e Maiaú). In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1988. **Atas**. Rio de Janeiro, p.305-323.

FRANZINELLI, E. 1990. Evolution of the geomorfology of the coastal of the state of Pará, Brasil. In: SYMPOSIUM PICG 274, Cayene (Guyane), 1990. **Anais**. Cayene, ORSTOM, p.203-230.

FRANZINELLI, E. 1991. Evolução e origem da costa atlântica do Estado do Pará. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3., Belo Horizonte, 1991. **Resumos**. Belo Horizonte, ABEQUA, p.117-118.

FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.1, p.80-90.

FRASER, G.S. 1989. **Clastic depositional sequences: processes of evolution and principles of interpretation**. New Jersey, Prentice-Hall. 459p.

FRIEDMAN, G.M., W.E.; 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**. New York. Springer-Verlag, 423p.

GOÉS, A.M. et al. 1990. Modelo Deposicional Preliminar da Formação Pirabas no NE do Estado do Pará. **Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, (2):3-15.

GOÉS, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriu, 1980. **Anais**. Camboriu, SBG. v.2, p.766-771.

HAYES, M.O. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. **Sedimentary Geology**, 26:139-156.

HOYT, J.H. 1969. Chenier versus barrier, genetic and stratigraphic distinction. **The American Association of Petroleum Geologist Bulletin**, 53(2):299-306.

IBGE. 1986. **Atlas geográfico**. 3. ed. Rio de Janeiro, FAE. 114p.

IGREJA, H.L.S. 1992. **Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do NE do Estado do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 192p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1992.

IGREJA, H.L.S. et al. 1990. Estudos Neotectônicos nas Ilhas de Outeiro e Mosqueiro - Nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Belém, 1990. **Anais**. SBG. v.5, p.2110-2123.

KLEIN, G. de. 1977. **Clastic Tidal Facies.** Champaign, CEPCO. 149p.

KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.de A. 1977. Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileira. In: PROJETO REMAC. **Coletânea de Trabalhos Publicados.** Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/CINTEP. v.1, p. 217-224

KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.de A. 1979. **Sedimentação quaternária continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes;** relatório final. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. 55p. (Projeto REMAC, 8).

LEITE, A.A. da S. et al. 1992. **Mapeamento geológico do município de Maracanã, NE do Estado do Pará;** relatório final. DGL/CG/UFPA. 143p.

MARÇAL, M. dos. 1987. **Processos sedimentares atuais na praia do Maçarico/Salinópolis-PA.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 28p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Curso de Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1987.

MARTIN, L.; BITT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira. Datação do máximo da Penúltima Transgressão. **Ciências da Terra**, 3:16-17.

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 IG-USP**, 15:86p. Publicação Especial.

MARTORANO, L.G. et al. 1993. **Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Koppen) e deficiência hídrica (Thornthwhite, Mather).** Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS, 53p.

McCUBBIN, D.G. 1982. Barrier-Island and strand plain facies. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. **Sandstone Depositional Environments.** Tulsa, AAPG. p.247-279.

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.

MENDES, A.C. et al. 1996. Expansão urbana e seus efeitos danosos ao meio ambiente da Ilha do Atalaia-Salinópolis. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém, 1996. **Resumos Expandidos.** Belém, SBG - Núcleo Norte. p.363-366.

MILLIMAN, J.D. et al. 1977. Surficial sediments of the Brazilian Continental Margin. In: Projeto REMAC. **Coletânea de Trabalhos.** Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. v.1, p.95-110.

MONTEIRO, E.C. et al. 1992. **Mapeamento da Ilha de Mosqueiro, Nordeste do Estado do Pará**, relatório final. 118p.

NASCIMENTO Fo., R.L.G. 1992. **Caracterização Ambiental da Praia da Princesa/Algodoal/Maiandeua. Uma Proposta Geobotânica.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 75p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Curso de Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1992.

NASCIMENTO Fo. R.L.G.do et al. 1992. Caracterização dos "Sub-Ambientes" da Praia da Princesa/Algodoal. Município de Maracanã, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus, 1992. **Resumos.** Manaus, UFAM, INPA, UNESCO, p.67-69.

NUNES, A. De B. et al. 1973. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.23 São Luís e parte da Folha SA.24 Fortaleza;** geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. I/1-33. (Levantamento de Recursos Naturais, 3).

PARKER, W.R. 1975. Sediment mobility and erosion on a multibarred foreshore (Southwest Landashire, U.K.). In: HAILS, J. & CARR, A. 1975. **Nearshore sediment dynamics and sedimentation.** London, New York. p.151-179.

PETRI, S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. **Bol. Fac. Fil. Cienc. Letras. USP,** Geologia, 216(16):79p.

PETTIJOHN, F.J. 1957. **Sedimentary rocks.** 2 ed. New York. Herper & Bros. 718p.

PILKEY, O.H. 1991. Coastal erosion. **Episodes,** 14(1): 47-51.

PINHEIRO, R.V.L. 1987. **Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do Estuário Guajará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 152p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1987.

POMMERANCBLUM, M. & COSTA, M.P.de A. 1977. Sedimentologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. In: PROJETO REMAC. **Coletânea de Trabalhos Publicados.** Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. p.125-146.

PONÇANO, W.L. et al. 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMP. REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979. **Atas.** Rio Claro. p.253-262.

PROST, M.R. 1991. **As costas da Guiana Francesa e do Norte do Brasil: semelhanças e diferenças.** Cayenne. Guyane, ORSTOM. 59p.

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 platefome continental de la Guyane Française. **Oceanologica Acta**, 9(4):363-382.

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1973. **Depositional sedimentary environments**. New York, Springer-Verlag. 549p.

RIBEIRO, C. & SENNA, C. 1994. Estudo dos Subambientes da Restinga de Fortalezinha/Ilha de Algodoal-PA. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 7, Itajaí, 1994. **Resumos**. UNIVALI. p. 151.

RIBEIRO, C. & SENNA, C. 1995. Estudo dos Subambientes da Restinga de Fortalezinha/Ilha de Algodoal - NE do Pará. In: WORKSHOP ECOLAB, 3., Belém, 1995. **Resumos**. Belém, MPEG/SUDAM/UFPA. p.112-114.

THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE. 1984. **Rock-color chart. Netherlands**. Huyskes-Enschade.

RODRIGUES, S.A.M. et al. 1994. Aspectos Geobotânicos da Restinga de Maiandeua-APA de Algodoal/Maiandeua-PA. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 7, Itajaí, SC. **Resumos**. UNIVALI, p. 153.

RODRIGUES, S.A.M. et al. 1995. Aspectos Geobotânicos da Restinga de Maiandeua-APA de Algodoal/Maiandeua-PA. In: WORKSHOP ECOLAB, 3., Belém, 1995. **Resumos**, MPEG/SUDAM/UFPA. p.115-117.

ROSSETTI, D.F. et al. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. **Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, 2:17-29.

ROSSETTI, D.F.; GOÉS, A.M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. **Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, 1(1):25-74.

SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. **Bol. Inst. Geol.**, 3:21-36.

SANTOS, M.E.C.M. 1977. Paleogeografia do Quaternário Superior na Plataforma Continental Norte Brasileira. In: Projeto REMAC. **Coletânea de Trabalhos Publicados**. Rio de Janeiro. PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. p. 147-168.

SANTOS, O.C.de O. et al. 1992. **Clima**. In: PROGRAMA NACIONAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO. **Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará**. Belém, IBAMA/ SECTAM/IDESP. p.68-76 (Relatório técnico).

SEMENIUK, V. 1981. Sedimentology and stratigraphic sequence of a tropical tidal flat, North-Western Australia. **Sedimentary Geology**, 83:195-221.

SENNA, C. 1992. Caracterização Geomorfológica da APA de Algodoal/Maiandeua. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus, 1992. **Resumos**. UFAM, INPA, UNESCO. p.91-94.

SENNA, C.S.F. et al. 1992. **Geomorfologia.** In: PROJETO NACIONAL DE GERANCIAMENTO COSTEIRO. **Macrozoneamento Costeiro do Estado do Pará.** Belém, IBAMA/SECTAM/IDESP. p.59-67 (Relatório técnico).

SILVA, A. de Q. da et al. 1993. **Projeto Bragança-Vizeu. Estágio de Campo III. Equipe I;** relatório final. 237p.

SILVA, C.A. (em preparação). **Análise morfoestratigráfica do Estuário do Rio Marapanim - NE do Estado do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA.

SILVA, C.A.da. 1995. **Caracterização geológica-geomorfológica das margens da Baia de Marapanim - NE do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 46p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1995.

SILVA, M.S. da. 1996. **Morfoestratigrafia e evolução da planície costeira de Salinópolis. NE do Estado do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 142p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA. 1996.

SILVA, M.S.da et al. 1995. Caracterização geológica-geomorfológica da Ilha de Atalaia, NE do Pará - Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5., Rio de Janeiro, 1995. **Anais.** ABEQUA. p.270-277.

SOUZA FILHO, P. W. M. e. 1995. **Influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 122p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, 1995.

SOUZA FILHO, P.W.M. et al. 1993a. Aspectos geomorfológicos do litoral NE do Estado do Pará entre a Ponta do Picanço e a Vila de Ajuruteua. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 4., São Paulo, 1993. **Resumos.** ABEQUA. p.81-82.

SOUZA FILHO, P.W.M. et al. 1993b. Considerações sobre o sistema deposicional costeiro da Região Bragantina. Norte/Brail. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 4., São Paulo, 1993. **Resumos.** ABEQUA. p.83-84.

SOUZA FILHO, P.W.M. et al. 1995. The Brangança coastal plain (NE of Pará): morphology and sedimentation. In: WORKSHOP ECOLAB, 3., Belém, 1995. **Resumos Expandidos.** MPEG/SUDAM/UFPA. p.44-45.

SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: a Planície Costeira Bragantina - NE do Pará (Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5., Rio de Janeiro, **Anais.** ABEQUA, p.278-284.

SOUZA Jr. et al. 1992. **Relatório Final de Estágio de Campo III - Município de Castanhal.** Belém, DGL, CG, UFPA. 163p.

SUDAM. 1984. **Atlas climatológico da Amazônia Brasileira.** SUDAM/PHCA. Belém, 125p.

SUGUIO, K. 1973. **Introdução a Sedimentologia.** São Paulo. Edgard Blucher, 342p.

SUGUIO, K. 1980. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica.** São Paulo, Edgard Blucher. 500p.

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

SUGUIO, K. et al. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicaões na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(4):273-286.

TEIXEIRA, N.P. & EL-ROBRINI. 1992. Salinópolis, Ajuruteua e Algodoal: modificaçòes na paisagem litorânea. NE do Estado do Pará/BRASIL. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Resumos.** SBG. v.1, p.81-82.

VIEIRA, L.S. & SANTOS, P.C.T.C. 1984. **Amazônia seus solos e outros recursos naturais.** São Paulo. Agronômica CERES.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, J.L. 1989. Sea level changes and holocene evolution in the Rio Grande do Sul Coastal Plain, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. São Paulo, ABEQUA/INQUA. p.192-196. (Special Publication, 1).

WEIMER, R.J. et al. 1982. Tidal flsts and associated tidal channel. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. 1982. **Sandstone Depositional Environments.** Tulsa, AAPG. p.191-245.

WOODROFFE, C.D. et al. 1986. **Geomorphological dinamics and evolution of the South Alligator River and Plains, Northern Territory.** Australia National University. North Australia Research Unit. 190p. (Mangrove Monograph, 3).

WOODROFFE, C.D. et al. 1989. Depositional models of a macrotidal estuary and flood plain, South Alligator River, Northern Australia. **Sedimentology**, 36(5):737-756.