



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

**“A PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ: DINÂMICA DE AMBIENTE
COSTEIRO INFLUENCIADO POR GRANDES FONTES FLUVIAIS
QUATERNÁRIAS”.**

TESE APRESENTADA POR

ODETE FÁTIMA MACHADO DA SILVEIRA

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

Data de Aprovação 14 / 12 / 98

Comitê de Tese:

LUIS ERCÍLIO DO CARMO FARIA JR (Orientador)

MAÂMAR EL ROBRINI

MOYSÉS GONSALEZ TESSLER

ALBERTO GARCIA DE FIGUEIREDO JR.

MARIA THEREZA DA COSTA PROST

BELÉM

“Para JOSÉ FRANCISCO e ANA LUÍZA, meus dois amores”

AGRADECIMENTOS

Neste, e em todos os momentos, meu sincero agradecimento a **DEUS** pela oportunidade de adquirir, através do trabalho e do conhecimento, os valores necessários à minha evolução;

Aos meus **pais e irmãos** e à todos os pais e irmãos que encontrei e ainda encontrarei em meu caminho;

Ao meu esposo **José Francisco** e à nossa filha **Ana Luíza**, pelo carinho e generosidade nos momentos de distância e solidão;

Aos meus “filhos” **Caio, Luã, Helena, Ian, Henrique, Paula Danielle e Patricia**, sabores diversos que temperam o alimento da vida;

Ao **Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico -CNPq**, pela concessão de bolsa de estudos que propiciou a minha formação;

Ao **Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica -CPGG-** pela oportunidade de desenvolver minha dissertação nesta Instituição;

Ao **Marine Sciences Research Center da State University of New York at Stony Brook -SUNY-** pela maravilhosa acolhida durante o desenvolvimento da minha bolsa “Sandwich”;

À **Coordenadoria Estadual do Meio Ambiente -CEMA-**, atual Secretaria de Meio Ambiente, Ciência e Tecnologia - SEMA -, na pessoa do Dr. Antônio Carlos Farias, pelo fundamental apoio durante o desenvolvimento deste trabalho;

Ao **Dr. Luís Ercílio do Carmo Faria Jr.** , que orientou este trabalho, meu melhor agradecimento;

Ao **Prof. Dr. Charles Albert Nittrouer**, o incentivador e o provedor de grandes oportunidades;

Aos **Profs. Alberto Figueiredo, Werner Truchkenbrodt, Roberto Dal’Agnol, Robert Aller, Roger Flood, Leal Merthes e Maria Thereza Prost** pelas discussões em campo e laboratório;

Aos amigos **Chuck e Debbie**, pelas lições de afeto e amizade que, juntamente com **Bonnie e Peter** proporcionaram uma vivência de amor fraternal;

Aos companheiros **Christophe e Beth Sommerfield, Samuel e Fiona Bentley, Jonh e Joanne Jagger (e às todos os bebês), Jonh Patrick (JP), Heloisa Vargas**

Borges, Nancy Crayg, Panagiotis, Sarah Griscow, Kim, Mark, Jeannie, Azzedine, Erica pelo nosso convívio e aprendizado;

Aos meus irmãos **Ian Stupakof e Nancy (Chita)**, pela paciência e pelos momentos magníficos compartilhado no inverno novaiorquino;

Aos meus irmãos gêmeos **Vizeu, Kadú e Amilcar**, pela “força” durante os momentos de “inadimplência cerebral”, tão comum aos doutorandos;

Aos funcionários do CPGG, **Aracilda, Nemisa, Afonso, Albino, Eduardo, Alberto, Esteves, Lopes, Valmeire, Gleides, Nilza** pela inestimável colaboração e para **Ana e Maria José** pelos sábados regados de alegria, açaí e charque frito, combustíveis de tardes intermináveis;

Aos inesquecíveis companheiros do **PROMAR – Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar**, a verdadeira forja onde tudo começou: **Ana Helena dos Santos Rabelo, Pedro Walfir Martins e Sousa Filho, Marcio Sousa, Valdenira Santos, Cléa Araújo, Debora Homobono, Wellington Malheiros, Lanusse Tuma, Marcelo Leão (Calabresa), Wagner Costa, Admilson Torres, Raimundo Nonato (O Delegado), Flávio “Gordo” Souto, Cláudio “Coisa”**. A todos vocês o meu grande respeito e agradecimento.

Aqueles amigos da última hora, um grande abraço.

A todos aqueles que acreditaram nesse desafio, um beijo no coração.

SUMÁRIO

Pg.

DEDICATÓRIA	
AGRADECIMENTOS	
SUMÁRIO	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	6
1.1. APRESENTAÇÃO	6
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	7
1.3. OBJETIVOS	9
1.4. ASPECTOS SÓCIO.ECONÔMICOS	10
2. METODOLOGIA	13
2.1. TRABALHOS DE CAMPO	13
2.2. POSICIONAMENTO	15
2.3. TÉCNICAS DE AMOSTRAGEM	16
2.4. PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO	18
2.4.1. Processamento de Testemunhos	18
2.4.2. Microfábrica	18
2.4.3. Radioquímica	20
2.4.4. Radiocarbono	20
3. ASPECTOS GEOLÓGICOS.GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS	23
3.1. GEOLOGIA ESTRUTURAL	23
3.2. GEOLOGIA	27
3.3. GEOMORFOLOGIA	30
4. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL E ATIVIDADE NEOTECTÔNICA NA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ	31
4.1. INTRODUÇÃO	31
4.2. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	31
4.3. TECTÔNICA TERCIÁRIA NA AMAZÔNIA	32
4.4. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL	33
4.4.1. Domínio Norte	36
4.4.2. Domínio Sul	36
4.5. NEOTECTÔNICA vs SEDIMENTAÇÃO	37
4.6. SUMÁRIO E DISCUSSÕES	39
5. MODIFICAÇÕES DA REDE DE DRENAGEM DA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ	44
5.1. INTRODUÇÃO	44
5.2. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	46
5.3. CARACTERÍSTICAS DA REDE DE DRENAGEM	46
5.3.1. Rede de Drenagem Atual	46

5.3.2. Paleorede de Drenagem	52
5.3.2.1. Domínio Norte	53
5.3.2.2. Domínio Sul	60
5.4. TRANSFORMAÇÕES MORFOLÓGICAS DA REDE DE DRENAGEM	65
5.5. SUMÁRIO E DISCUSSÕES	73
6. PROCESSOS SEDIMENTARES NA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ	75
6.1. INTRODUÇÃO	75
6.2. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	75
6.3. CLASSIFICAÇÃO DA LINHA DE COSTA	75
6.4. PROCESSOS SEDIMENTARES NA COSTA DO AMAPÁ	78
6.4.1. Processos Erosivos	78
6.4.2. Processos de Avulsão	81
6.4.3. Processos Depositionais	83
6.5. A ORIGEM DOS MECANISMOS SEDIMENTARES	90
6.6. SUMÁRIO <i>conclusões</i>	94
7. RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ	97
7.1. CHENIERS: EVIDÊNCIAS MORFOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS DE ANTIGAS LINHAS DE COSTA	97
7.1.1. Introdução	97
7.1.2. Métodos de Investigação	98
7.1.3. Cheniers e Planícies de Cheniers	98
7.1.4. As Planícies de Cheniers do Amapá	101
7.1.4.1. Características Morfosedimentares da Planície Costeira do Amapá	108
7.1.5. Mecanismos de Construção das Planícies de Cheniers	120
7.2. PALEOAMBIENTES FLÚVIO-DELTAÍCOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ.	124
7.2.1. Introdução	124
7.2.2. Métodos de Investigação	124
7.2.3. Principais Paleofeições Flúvio-deltaicas	124
7.2.3.1. Paleodesembocadura do Rio Gorijuba	124
7.2.3.2. Paleodelta do Rio Tartarugal-Macarry	125
7.2.3.3. Paleo Rio Tartarugal	127
7.2.3.4. Feições Anômalas	128
7.2.4. Mecanismo de Construção das Paleofeições	131
8. FEIÇÕES MORFOLÓGICAS ATUAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ	139
8.1. INTRODUÇÃO	139
8.2. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO	139
8.3. CABOS LAMOSOS	139
8.3.1. O Cabo Orange	141
8.3.2. O Cabo Cassiporé	142

8.3.3. Mecanismos de Construção	144
8.4. A REGIÃO DOS LAGOS	150
8.4.1. Cinturão Lacustre Oriental	150
8.4.2. Cinturão Lacustre Meridional	150
8.4.3. Cinturão Lacustre Ocidental	156
8.4.4. Mecanismos de Construção	160
8.5 OUTRAS FEIÇÕES MORFOLÓGICAS	161
8.5.1. Terraços de Abrasão	161
8.5.2. Barras de Desembocadura	167
8.5.3. Planícies Arenosas	168
9. A EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ E AS VARIÇÕES DO NÍVEL DO MAR	173
9.1. INTRODUÇÃO	173
9.2. AS VARIÇÕES DO NÍVEL DO MAR NAS PLANÍCIES COSTEIRAS BRASILEIRAS DURANTE O QUATERNÁRIO	174
9.3. AS VARIÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA NORTE DO BRASIL	177
9.4. AS VARIÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA DO AMAPÁ	178
9.4.1. Domínio Norte	178
9.4.2. Domínio Sul	181
10. CONCLUSÕES	185
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	PÁGINAS
Figura 1.1	Mapa de localização da área de trabalho e principais vias de acesso do Estado. Zee/Iepa, 1998)..... 08
Figura 2.1	Meios de transporte utilizados no deslocamento dos pesquisadores na Planície Costeira do Amapá..... 14
Figura 2.2	Rota dos sobrevôos realizados na região costeira do Estado do Amapá..... 15
Figura 2.3	A retirada de testemunhos através de “pushcore” e “vibracore” 17
Figura 3.1	Estruturação da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas, segundo Schaller (1971)..... 24
Figura 3.2	Os principais elementos estruturais no Estado do Amapá e sua relação com a rede de drenagem. Modificado de Lima et al. 1974; Boaventura & Narita, 1974; Cunha, 1991 e Mendes, 1994..... 25
Figura 3.3	Unidades morfoestruturais do Estado do Amapá, modificado de Lima (1991)..... 29
Figura 4.1	Mapa Geológico simplificado da Amazônia . (Cunha, 1991) 34
Figura 4.2	Carta de intensidade magnética – Folha Rio Negro. (CPRM, 1978) 35
Figura 4.3	Relação espacial entre o Leque do Amazonas, Arco de Gurupá e os sistemas fluviais. (Driscoll e Karner, 1996 e 1991), Cunha, 1991) 38
Figura 4.4	Blocos diagrama ilustrando as diferentes fases da evolução da Planície Costeira do Estado do Amapá..... 41
Figura 4.5	Registro da avulsão do Igarapé Grande Crique, no Cabo Cassiporé. Imagem: NA –22-V-B (Radam, 1974)..... 42
Figura 5.1	A rede de drenagem atual e sedes dos municípios da zona costeira do Estado do Amapá..... 47
Figura 5.2	Feições anômalas no Domínio Norte da Planície Costeira do Amapá e ligadas à fase de Evolução Pré – Holocênica. Imagem: NA22-V-B. Radam (1974)..... 49

Figura 5.3	Detalhe do deslocamento de porções positivas de relevo próximo ao Igarapé Grande Crique. Fotografia aérea.....	50
Figura 5.4	Aspectos da rede de drenagem da planície costeira e paleofeições morfológicas registradas em imagens Landsat TM.....	51
Figura 5.5	Carta da Guiana Francesa elaborada por D' Anville (1749) registrando feições morfológicas reconhecíveis na cartografia atual	54
Figura 5.6	Carta de Cavalcante (1896), registrando o Domínio Norte da planície costeira do Amapá.....	55
Figura 5.7	Imagem de radar, folha NA-22-V-B onde são reconhecidas várias feições registradas em cartas históricas.....	56
Figura 5.8	Fotografia aérea da desembocadura do Rio Cunãni demonstrando a coincidência com o registro da carta de Cavalcante (1896).....	57
Figura 5.9	Carta geográfica do Território Federal do Amapá elaborada por Braz de Aguiar (1923), registrando modificações as quais podem ser reconhecidas em imagens de satélite ERS-1.....	59
Figura 5.10	Carta de Cavalcante (1896) representando o Domínio Sul da planície costeira do Amapá.....	60
Figura 5.11	Fotografia aérea mostrando o antigo Rio Mayacaré, atual Rio Grande, que desembocava para o norte.....	61
Figura 5.12	Mapa elaborado por Alexandrino (1798) mostrando o comportamento do Rio Mayacaré, que fluia para o norte.....	62
Figura 5.13	Mapa de Azevedo (1858) indicando a mudança da trajetória do Rio Mayacaré.....	63
Figura 5.14	Imagem de radar NA-22-Z-A mostrando linhas acrecionárias e a incorporação de ilha ao continente.....	68
Figura 5.15	Imagem ERS-1 da região compreendida entre a ilha de Maracá e a porção continental confirma as informações da carta de Braz de Aguiar (1923).....	72

Figura 6. 1	Os tipos de linhas de costa e distribuição das zonas de erosão e deposição definidos por Allison (1993) e Mendes (1994) para o Estado do Amapá.....	77
Figura 6.2a	Processos erosivos no Domínio sul da planície costeira. Rio Araguari.....	79
Figura 6.2b	Processos erosivos no Domínio Norte da planície costeira.....	80
Figura 6.2c	Agentes erosivos físicos e biológicos nos sedimentos.....	81
Figura 6.3	Aspectos das planícies arenosas, ou Zonas de Acumulação Efêmera de Nittrouer et al. (1990).....	84
Figura 6.4	Aspectos morfológicos da desembocadura do Rio Amapá Grande...	86
Figura 6.5	Feições morfológicas existentes na desembocadura do Igarapé Macarry.....	87
Figura 6.6	Zonas de acreção na desembocadura do Rio Araguari.....	88
Figura 6.7	Áreas de colmatação no Domínio Sul da Planície Costeira.....	89
Figura 6.8	“Transect” Lago Duas Bocas e a Estação do Tabaco (E-E’), no Rio Araguari.....	91
Figura 6.9 a, b,c	O comportamento da CCNB e da descarga do Rio Amazonas (Nittrouer, 1991).....	92
Figura 6.10	Erosão e deposição no Cabo Cassiporé – Imagem ERS - 1.....	95
Figura 7.1	Mapa de localização das “transects” na Planície Costeira do Amapá(ZEE/IEPA, 1998).....	99
Figura 7.2	Mapa da distribuição das planícies de “cheniers” na Planície Costeira do Amapá.....	103
Figura 7.3	Vista aérea Planície de Cheniers Calçoene. Canais de “washover...”	106
Figura 7.4	Vista aérea da Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé.....	107
Figura 7.5	Aspectos morfológicos e localização dos testemunhos na “Transect” Um, Sete, Um (A-A).....	109
Figura 7.6	Testemunhos da Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé (a, b, c)..	110

Figura 7.6d	Testemunhos da Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé.....	112
Figura 7.6e	Testemunhos da Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé.....	112
Figura 7.6f	Testemunhos da Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé.....	113
Figura 7.6 g	Testemunho DDN – 0667 .Planície de Cheniers Cunãni- Cassiporé.	114
Figura 7.7	Localização da “Transect” Cunãni (B-B).....	117
Figura 7.8	“Transect” Estrada do Goiabal (C-C’) e a localização dos testemunhos coletados.....	118
Figura 7.9	“Transect” Taperebá (D-D’) e as diferenças morfológicas das margens do Rio Cassiporé.....	119
Figura 7.9 a,b	Testemunhos coletados na Transect Taperebá (D – D’).....	121
Figura 7.10	Aspectos morfológicos da Paleodesembocadura do Rio Gurijuba....	126
Figura 7.11	Fotografia aérea mostrando o Paleodelta do Rio Tartarugal e suas feições morfológicas.....	127
Figura 7.12	Aspectos da fisiografia dos Lagos Duas Bocas e Novo, no Domínio Sul da Planície Costeira (Borges, 1934).....	129
Figura 7.13	Reconstrução da paleorede de drenagem no Domínio Sul da Planície Costeira do Amapá através de imagem radas NA-22-Z-A (Escala 1:250 000).....	130
Figura 7.14	Drenagens reversas e feições anômalas no Domínio Sul da Planície Costeira do Amapá. Imagem de radar NA-22-Z-A (Escala 1:250 000).....	134
Figura 7.15	“Transect” Um Dia no Inferno (H-H’).....	137
Figura 7.16	Representação geral da Planície Costeira do Amapá e suas feições atuais e antigas. Mapa modificado e atualizado a partir de Lima, 1991.....	138
Figura 8.1	Os Cabos Cassiporé, Orange e feição confinada entre os Rios Cassiporé e Uaçá. Interpretado a partir da imagem de radar NA-22- Y-D (Escala 1:250 000).....	140

Figura 8.2	Feições morfológicas reconhecidas nos Cabos Cassiporé e Orange (Vista parcial). Interpretado através da imagem de radar NA-22-V-B (Escala 1:250 000).....	143
Figura 8.3	Representação dos momentos progradacionais responsáveis pela construção do Cabo Cassiporé. Interpretado através de imagem de radar NA-22-V-B (Escala 1:250 000).....	147
Figura 8.4	Alternância de vegetação entre floresta e gramíneas no Cabo Cassiporé.-Landsat TM-5 e validação em campo.....	148
Figura 8.5	Distribuição dos cinturões lacustres no Domínio Sul da Planície Costeira do Estado do Amapá. Carta Preliminar de radas (Escala 1:250 000).....	151
Figura 8.6	Vista aérea dos lagos do Cinturão Lacustre Oriental.....	152
Figura 8.7	Imagem de radar (NA-22-Z-A) e os lagos do Cinturão Lacustre Meridional.(Escala 1:250 000).....	155
Figura 8.8	Fotografias mostrando o canal de ligação entre o Cinturão Lacustre Meridional e o Rio Araguari.....	156
Figura 8.9	“Transect” Lago Duas Bocas-Rio Amapá Grande (G-G’).....	158
Figura 8.11	Blocos diagrama demonstrando o mecanismo de construção da Região dos Lagos.....	160
Figura 8.12	Terraços de Abrasão no Domínio Sul da Planície Costeira do Amapá.....	162
Figura 8.13	Aspectos da chegada da maré e erosão na Vila do Taperebá, no Rio Cassiporé.....	164
Figura 8.14	Os terraços do Grupo Barreiras no Rio Cassiporé.....	165
Figura 8.15	Terraços de abrasão diretamente em contato com o Oceano Atlântico.....	166
Figura 8.16	O Grupo Barreiras nas margens do Rio Cunãni, próximo a Vila Esperança.....	167
Figura 8.17	Aspectos sedimentares da Barra do Macarry	169
Figura 8.18	Resposta da morfologia à metodologia de filtragem “emboss” da planície arenosa da desembocadura do rio Cunãni a partir de fotografia aérea.....	170

Figura 8.19	Vista aérea da planície arenosa à montante do Rio Calçoene e Baía do Igarapé Areia Branca.....	172
Figura 9.1	Tratamento de fotografia aérea demonstrando as feições representativas de antigas linhas de costa.....	182
Figura 9.2	Testemunhos referentes à “Transect” Macarry (F-F’).....	183
Figura 9.3	Testemunhos referentes à “Transect” Macarry (F-F’).....	184
TABELAS		
Tabela 1	Eventos ocorridos durante a transgressão Holocênica.....	174
Tabela 2	Fases transgressivas e regressivas holocências (Suguio et al. 1985).....	176
Tabela 3	Fases da evolução holocênica na Guiana Francesa (Prost & Lointier, 1991).....	176
Tabela 4	As fases da evolução holocênica na Guiana Francesa, Suriname e Amapá.....	182

RESUMO

O Estado do Amapá localiza-se no extremo norte brasileiro e mantém fronteira geográfica com a Guiana Francesa ao norte, e, com o Estado do Pará a oeste e ao sul. A leste é banhado pelo Oceano Atlântico.

A Planície Costeira do Amapá compreende, ao longo da linha de costa, mais de 300km de sedimentos depositados desde o norte do Rio Amazonas até o Cabo Orange, no extremo norte do Estado do Amapá. Alcança uma largura aproximada de 120 km próximo ao Cabo Norte, e estreita-se próximo a região do Cunãni, onde alcança largura aproximada de 10km. A partir daí alarga-se novamente até o Cabo Orange.

O principal objetivo deste trabalho foi o de entender de que forma o arcabouço estrutural e as variações do nível do mar condicionaram a ocorrência de depósitos holocênicos e a conseqüente evolução da Planície Costeira do Amapá, região fortemente influenciada pelo Rio Amazonas e seu sistema de dispersão.

Para tal, foram utilizadas as metodologias disponíveis para a solução dos vários problemas apresentados pela área de estudo.

A Planície Costeira do Amapá pertence a Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas, a qual está estruturada em duas grandes plataformas, do Pará e Amapá e os Grabens do Limoeiro e Mexiana, respectivamente.

Os elementos estruturais tem uma relação intrínseca com as redes de drenagem, e através delas e de seus comportamentos puderam ser identificados registros neotectônicos na região.

Da interação dos processos geológicos, tectônicos e do remodelamento morfológico da região, caracterizada por um baixo gradiente e fortemente influenciado pelo Sistema de Dispersão Amazônico, puderam ser reconhecidas duas fases evolutivas para a Planície Costeira do Amapá: 1) Fase Pré-Holocênica e 2) Fase Holocênica. As drenagens foram os elementos balizadores dessa identificação.

A Planície Costeira do Amapá registra, através de uma paleorede de drenagens, que modificações importantes ocorreram sob o ponto de vista morfológico. O rearranjo

dessas drenagens até a situação atual está ligada à processos ocorridos posteriormente à deposição do Grupo Barreiras e possivelmente ainda atuantes.

A rede de drenagem atual mostra padrões de densidade diversos, relacionados aos diferentes compartimentos morfoestruturais.

A sinuosidade da drenagem (mista e retilínea) e o ângulo entre as confluências (médio e alto) demonstram que a tectônica é um processo importante, o que é corroborado pela análise da tropia. Essa estruturação é, certamente, um reflexo dos eventos relativos a Fase Pré-Holocênica.

Dois domínios morfológicos foram definidos por Boaventura & Natrita (1974); o Domínio Norte mostra a predominância dos ambientes marinhos e, o Domínio Sul , influenciada principalmente pelos ambientes fluviais.

Os processos sedimentares mais importantes na Planície Costeira do Estado do Amapá relacionam-se a erosão e deposição.

A erosão é um processo natural e materializa-se pela ocorrência de grandes áreas dissecadas pela ação das marés que avançam pelos estuários, pela ação fluvial e pela devastadora pororoca. Além disso, a evaporação e ação biológica também produzem condutos facilitadores à erosão.

A avulsão é o processo erosivo mais significativo e é mais pronunciada nas margens dos canais, quando se dá o rompimento dessas margens e a drenagem procura um novo curso em uma posição mais baixa da planície de inundação. Na Planície Costeira do Amapá, a avulsão foi bastante favorecida pelos reflexos da atividade tectônica, principalmente nos baixos cursos fluviais.

Dentre os processos deposicionais, a acreção e a colmatação são os mais importantes. Na linha de costa amapaense, a acreção tem ampla distribuição, seja ela relacionada aos depósitos lamosos que conformam o Cabo Cassiporé, quanto daqueles depósitos arenosos costeiros, efêmeros ou não, eventualmente incorporados à região costeira.

Na Planície Costeira do Amapá foi possível identificar a ocorrência de duas planícies de “cheniers”. O primeira inicia-se cerca de 20 Km ao sul da foz do rio Calçoene e alcança a Ponta do Tucumã ao sul da desembocadura do rio Cunãni, formando a **Planície de “cheniers” Calçoene** Essa planície é caracterizada por “clusters” de “cheniers” mostrando formas curvas desenvolvidos em pequenas baías drenadas por canais de maré.

A segunda planície é mais expressiva e extensa, desenvolvendo-se desde o norte da foz do rio Cunãni, ultrapassando o Rio Cassiporé em um trend NW-SE, compondo a **Planície de “cheniers” Cunãni-Cassiporé** . Essa planície possui uma estrutura mais complexa; é mais extensa e dispõe-se 10 a 20 Km internamente a planície costeira, cruzando o Rio Cassiporé.

ABSTRACT

The Amapá State is located at the extreme north of Brazil. The geographic boundaries are: The French Guyana (N); The Pará State (W and S), and the Atlantic Ocean to the east.

The Amapá coastal plain comprises more than 300 Km of sediments deposited from the north of Amazon river through the Cabo Orange, at the extreme north of the Amapá State. It reaches 120 Km width near Cabo Norte and becomes near 10 Km width near Cunani, enlarging again through the Cabo Orange.

The aim of this research was to understand how the structural arcabouce and the sea level changes conditioned the development of holocenic deposits and the consequent coastal plain evolution.

The Amapá Coastal Plain is inserted into the Amazon River Mouth Sedimentary Basin which is characterized by two grabens (Limoeiro e Mexiana) and two platforms, Pará e Amapá, respectively.

The structural elements has an deep relation with the drainage network and throughout them and them behaviour, it was possible the identification of neotectonic records.

As a low gradient region, the drainage net answered to the pressures exerted by this factors, becoming an important tool to evaluate the morphological changes occurred during the geologic time. At the Amapá coastal plain it was possible to identify both, an actual an a paleodrainage net as well.

The physiographic and morphological characteristics of the Amapá coastal plain are defined by the regional structural arcabouce. Two phases of development were considered: 1) Pre-Holocenic Phase; 2) Holocenic Phase. The alluvial processes and the relative sea level positions contributed to the coastal plain remodelling.

The re-arrangement of the drainages to the actual layout is related to the neotectonic processes occurred after Barreiras Group deposition which probably is still acting.

Two morphological domains were defined to the Amapá coastal plain by BOAVENTURA & NARITA (1974): The north domain shows the predominance of marine processes while the south domain is influenced mainly by fluvial processes.

The oceanographic and atmospheric parameters (tides, currents and trade winds) occurring at the Amazon Shelf exerts a clear effect at the coastline, and the morphology, determined by the tectonic arcabouce propitiates the erosional and depositional processes, depending of its relative position to the regional base level.

The relative sea level position during the Holocene did play an important role on the Amapá coastal plain evolution. The sea levels position were recorded throughout the Calçoene Chenier Plain and the Cunãni-Cassiporé Chenier Plain which evolution are deeply related to the Cabo Cassiporé built process.

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Planície Costeira do Estado do Amapá possui características ímpares, tanto em relação a sua posição geográfica, adjacente ao maior sistema fluvial do mundo; quanto a situação ainda incipiente, relativa ao conhecimento científico da verdade de terreno e biodiversidade. Com cerca de 2% de sua floresta destruída, é uma região ainda considerada como no seu estado natural. Apesar de as ações antrópicas serem proporcionalmente ainda irrelevantes em expressão areal, os grandes projetos de mineração deixaram marcas indeléveis tanto no aspecto ambiental quanto social. Atividades impactantes estão representadas pelo extrativismo vegetal e a garimpagem, esta última, secular.

O Estado do Amapá é o mais jovem da Federação, e possui todos os problemas remanescentes de várias décadas de dependência da União, período este em que o então Território Federal do Amapá foi o celeiro de onde as riquezas foram apenas retiradas. Apesar de ainda não de possuir uma infra-estrutura capaz de sustentar grandes iniciativas no setor produtivo, o estado do Amapá busca sua identidade, definindo as riquezas naturais como a concreta perspectiva.

O Projeto Radam (1974) veio trazer a primeira iniciativa para o reconhecimento da região, em escala de 1: 250.000. Apesar disso, a planície costeira continuou a ser representada em mapas como uma grande área de sedimentação quaternária alaranjada e sem qualquer dado plani-altimétrico.

No entanto, a planície costeira representa uma região de riquezas imensuráveis quanto a biodiversidade e, também, apresenta características morfológicas muito distantes da "monotonia de formas e processos" até hoje difundida, sendo portanto, muito importante no estabelecimento de padrões ambientais necessários ao desenvolvimento do conhecimento científico de ambientes tropicais.

Acredita-se que esta pesquisa represente uma primeira iniciativa no reconhecimento desses ambientes, no seu aspecto da verdade de terreno, e que pode fornecer subsídios importantes para o estabelecimento de novos projetos voltados ao desenvolvimento sustentável, associados principalmente com a oceanografia (química, física, geológica e biológica), botânica, arqueologia e todas as formas de projetos aplicados.

A área de transição entre a planície costeira e os sedimentos do Grupo Barreiras é o alvo preferencial para a retirada de materiais de Classe II (areia, seixo e barro), utilizados na construção civil. Essas ações têm criado problemas ambientais sérios, com áreas necessitadas de recuperação.

O estudo da Região dos Lagos da porção sul da planície, a planície de cheniers e seus lagos associados, são de grande importância para essas áreas de pesquisas, pois além de grande reservas biológicas, possuem em suas proximidades sítios arqueológicos importantes, os quais devem ser tratados por profissionais competentes.

Espera-se desta forma chamar a atenção dos cientistas e das autoridades para a necessidade da realização de pesquisas mais detalhadas nessa região.

1.2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Estado do Amapá localiza-se no extremo norte brasileiro e mantém fronteira geográfica com a Guiana Francesa ao norte, e, com o Estado do Pará a oeste e ao sul. A leste é banhado pelo Oceano Atlântico.

A área alvo desta pesquisa está inserida nas folhas Oiapoque (NA-22-V-B-III e IV); Amapá (NA-22-XC-I, IV e V), e Cabo Norte (NA-22-Z-A-I,II,III e IV), Radam (1974). Engloba a região compreendida entre o Rio Pedreira, no limite sul da área, e, alcança a Vila do Taperebá, às margens do Rio Cassiporé, no extremo norte. Cobre uma extensão aproximada de 400 Km, e, está limitada entre as coordenadas geográficas 0° 20' N e 3° 50' W (Figura 1.1).

A partir de Belém, o acesso à capital do Estado do Amapá, Macapá, é feito por via aérea (45 minutos de voo) ou fluvial (24 a 48 horas), através de embarcações típicas da região amazônica.

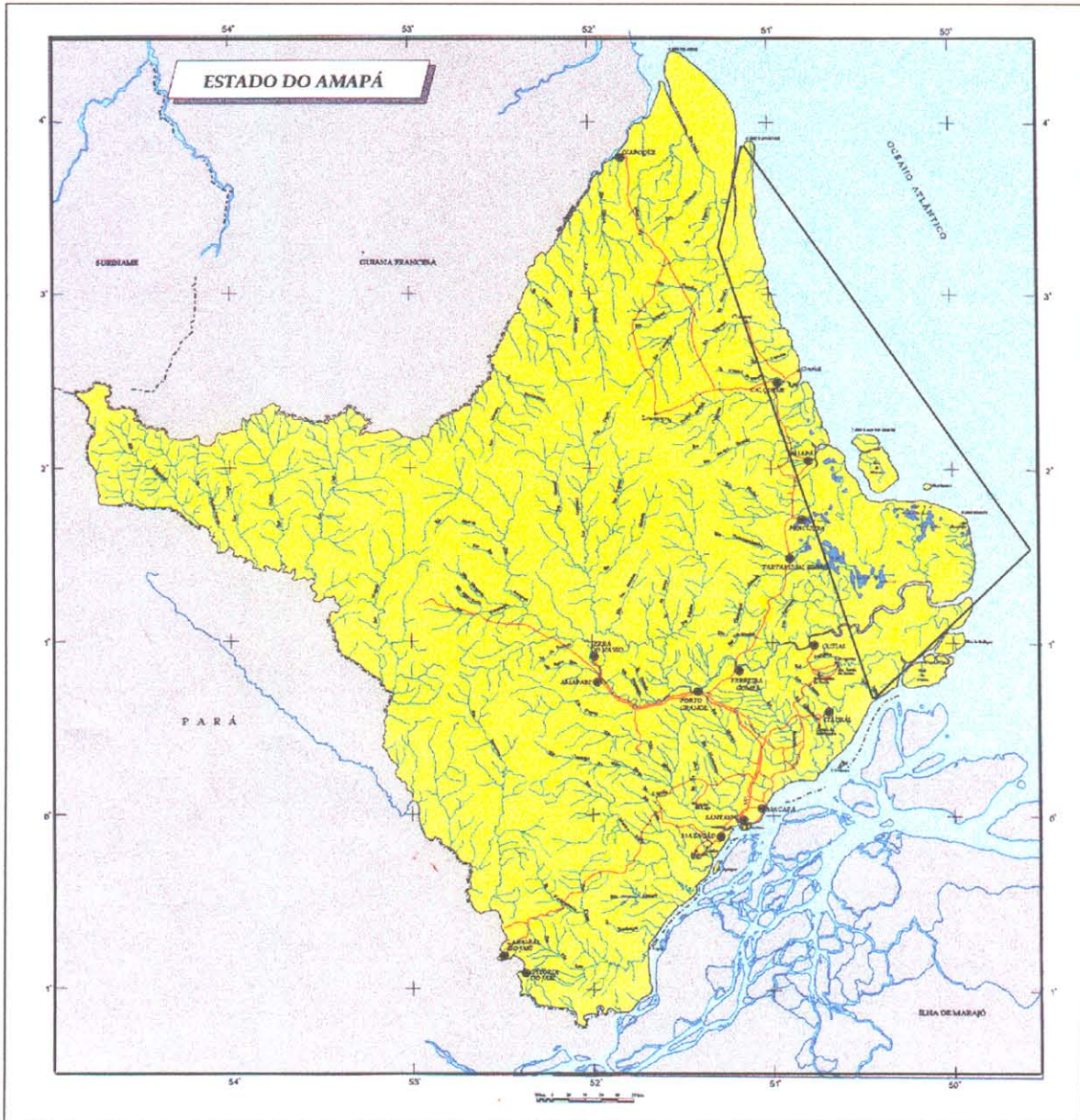


Figura 1.1 – Mapa de localização de trabalho e a malha rodoviária e ferroviária no Estado do Amapá. Fonte: ZEE (1998).

A malha rodoviária é melhor estabelecida na região sul do Estado.

À partir da cidade de Macapá, o acesso às áreas de trabalho se dá através da BR-156, a qual corta o Estado até o Município de Oiapoque. Estradas estaduais dão acesso aos municípios de Itaubal (AP-340), Cutias do Araguari (AP-070), enquanto que estradas vicinais à Br-156 conduzem aos municípios de Pracuúba, Tartarugalzinho, Amapá e Calçoene.

Através do Município de Cutias é possível alcançar o Rio Araguari e sua foz, enquanto que o acesso à região dos lagos pode ser feito de várias maneiras, entre elas: a partir do Município de Cutias, alcança-se a Reserva Biológica do Lago Piratuba e através do Igarapé do Tabaco chega-se ao Lago Comprido de Dentro que dá acesso ao Rio Araguari. A partir da referida Reserva é possível também alcançar os lagos localizados mais próximos da costa (Lago Piratuba, dos Gansos e dos Ventos). Esses trajetos são mais facilmente realizados durante a época de maior pluviosidade.

Através do Município de Tartarugalzinho, descendo o rio homônimo, ou através da estrada do Lago Novo, que liga-se a BR-156 também é possível alcançar a Região dos Lagos.

À partir do Amapá, através dos rios Flechal e Amapá Grande alcança-se o Oceano Atlântico e as porções costeiras adjacentes.

O Município de Calçoene dá acesso à Vila Esperança na localidade de Cunãni, nos meses de verão. Durante o inverno esse acesso só é possível via Oceano Atlântico. Neste trabalho, essa travessia foi realizada em voadeira de alumínio com motor de 40Hp, e teve duração de 5 horas.

Os pontos extremos da área estão localizados nas margens do rio Cassiporé. São representados pelas Vilas Taperebá, Ariramba e Vila Velha. Além do acesso por mar é possível alcançá-las através da BR-156 até a ponte sobre o rio Cassiporé (Doca e Flaviano). A partir daí, descendo essa drenagem, são de 3,5 a 4 horas de voadeira.

No início do século, a Vila Nova era um importante entreposto de venda de ouro explorado nos garimpos, sendo que até as décadas de 60 e 70 era possível alcançar a Vila Velha através de pequenos aviões. Hoje, a pista de pouso está desativada.

1.3 - OBJETIVOS

A elaboração da proposta para o desenvolvimento deste trabalho, baseou-se na análise dos sensores remotos disponíveis e de experiência acumulada durante o desenvolvimento do Projeto “A Multi Disciplinary Amazon Shelf Sediment study” – AMASSEDS, e, do Projeto Estudo Geológico-Geofísico da Zona Costeira do Amapá.

O principal objetivo foi o de entender de que forma o arcabouço estrutural e as variações do nível do mar condicionaram a ocorrência dos depósitos holocênicos e a evolução da Planície Costeira do Estado do Amapá, levando em consideração a influência do sistema de Dispersão Amazônico. Para tal, procurou-se responder alguns questionamentos importantes, tais como:

1. Qual o comportamento tectônico responsável pela compartimentação morfológica da região costeira do Amapá?

2. Qual a influência de reativações (neotectônica(?)) nessa compartimentação e como se comportou a rede de drenagem durante essa evolução?

3. Qual(is) o(s) processo(s) envolvido(s) na geração das feições caracterizadas preliminarmente como cordões arenosos localizadas ao norte da desembocadura do Rio Amapá Grande?

4. É possível separar e/ou comparar os ciclos de subida e descida relativa do nível do mar com a formação das planícies de "cheniers"?

5. De que forma essas oscilações afetaram a evolução dos depósitos quaternários ocorrentes na planície litorânea do Estado do Amapá?

As características morfológicas da área, o difícil acesso às porções mais internas da planície costeira, a ausência de afloramentos acessíveis ao estudo de detalhes, a grande extensão das "transects" e o distanciamento das amostragens entre si foram aspectos negativos que inviabilizaram estudos estratigráficos.

1.4 – ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

A população estimada é de 600.000 habitantes sendo que cerca de 73% da população concentra-se nos municípios de Santana e Macapá. Acredita-se que o difícil acesso devido as carências infra-estruturais, aliado as características fisiográficas do Estado sejam as razões para a baixa densidade demográfica que é de menos de 1hab/km². Rota migratória daqueles que estão em busca de novas oportunidades em virtude da situação econômica brasileira atual, estima-se que cerca de 60 famílias cheguem mensalmente à Macapá e Santana.

Na última década, a preocupação com a conservação ambiental e a necessidade de buscar uma perspectiva de desenvolvimento sustentável vêm provocando uma modificação na política ambientalista amapaense.

O principal reflexo dessa política está materializado na criação de extensas áreas de reservas, parques e estações ecológicas. Assim, o Estado do Amapá possui uma característica peculiar que é a de ter estabelecido nos limites do seu território várias unidades de conservação ambiental, tanto a nível federal quanto estadual. A Planície Costeira do Estado do Amapá está inserida nos limites de três reservas federais: Reserva Biológica do Lago Piratuba (357.000ha); Parque Nacional do Cabo Orange (619.000ha) e a Estação Ecológica Maracá-Jipioca (72.000ha). Essas unidades são gerenciadas pelo Instituto Brasileiro de Meio ambiente e Recursos Naturais Renováveis (IBAMA).

A pesca e a criação de gado são as principais atividades formais na região. A agricultura tem sido impulsionada nas últimas duas décadas. A pecuária também faz parte das atividades econômicas dessa região, desde a planície costeira até às proximidades do rio Cassiporé, onde estão instaladas várias fazendas, entre elas: Fazenda Liliane, Fabiana, Pimental, Antônio, etc...

A partir da instalação das unidades de conservação, a pesca passou a ser fiscalizada pelo IBAMA. Esse controle é efetivamente mais rigoroso na Estação Ecológica Maracá-Jipioca, enquanto que o Parque Nacional do cabo Orange é uma área de grande conflito, tendo em vista a ocorrência freqüente de barcos nacionais e estrangeiros a pescarem com tranqüilidade, enquanto que esse procedimento é proibido aos moradores da reserva.

A Vila do Taperebá é o último reduto populacional do Rio Cassiporé, e nela está instalada uma estação do IBAMA, encarregada da fiscalização do Parque Nacional do Cabo Orange. É nessa região onde os problemas infra-estruturais são mais sérios, tanto no aspecto físico quanto no aspecto relativo à fiscalização propriamente dita.

A falta de uma boa infra estrutura, com lanchas rápidas, combustível, comunicação adequada e pessoal qualificado para o gerenciamento dessas estações dificulta o alcance de seus objetivos, que é o da conservação ambiental.

Como uma consequência imediata dessa situação, onde é proibida a pesca, muitos moradores da Vila do Taperebá estão abandonando o local, enquanto que outros passaram a dedicar-se a atividades agrícolas. Por falta de orientação e de uma cultura agrícola, esses moradores, durante o preparo do terreno para o plantio, promovem a retirada da linha de mata ciliar que margeia o rio, abrindo caminho para a erosão. Esse fato é claro na Vila do Taperebá, em frente a Estação do IBAMA.

2. METODOLOGIA

2.1. TRABALHOS DE CAMPO

As etapas de campo foram realizadas nos seguintes períodos: 29 de setembro a 10 de novembro de 1992 (região compreendida entre o rio Calçoene e o rio Amapá Grande); 09 de julho a 08 de agosto de 1993 (região do Araguari a área compreendida entre os rios Cunãni e Calçoene); 07 a 22 de dezembro de 1993 (região do Cabo Cassiporé); 10 a 30 de março de 1995 (Cabo Cassiporé e Igarapé Macarry).

Durante a execução das 03 primeiras etapas, o deslocamento foi realizado através do B/M Curupira, da UFPA, até o município de Santana no Estado do Amapá. A partir daí, o deslocamento foi feito através de veículos utilitários ou caminhão até as áreas mais próximas da área de trabalho, quando então passavam a ser utilizados barcos de alumínio de 05 metros de comprimento movidos por motores de popa de 40 e/ou 25 H, conforme as características da área (Figura 2.1).

Os veículos utilitários e caminhão, assim como os barcos de alumínio e motores de popa foram cedidos pela então denominada Coordenadoria de Meio Ambiente do Estado do Amapá – CEMA (hoje SEMA – Secretaria de Estado de Meio ambiente – AP) e Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Renováveis -IBAMA-AP). Na última etapa de campo, o deslocamento Belém-Macapá foi feito através de barcos de linha no mesmo trajeto.

Nos locais onde o acesso não permitia a entrada de voadeira, foram utilizadas montarias (barcos de madeira característicos da região), movidos a remo ou varejão.

Durante a pesquisa de campo foram realizados três sobrevôos à área de trabalho (Figura 2.2), os quais foram cedidos pelo Governo do Estado do Amapá através da Coordenadoria de Estado do Meio Ambiente – AP. Dois sobrevôos foram realizados nos dias 09 e 10/10/92, sendo que o primeiro cobriu a região entre Calçoene e o Cabo Cassiporé.

O segundo procedeu a cobertura da região compreendida entre a cidade de Macapá em direção à foz do Rio Amazonas e, a partir daí, pela planície e região costeira até Calçoene. O terceiro vôo foi realizado em 16/11/93 e cobriu a região do Araguari e Ilha do Maracá.

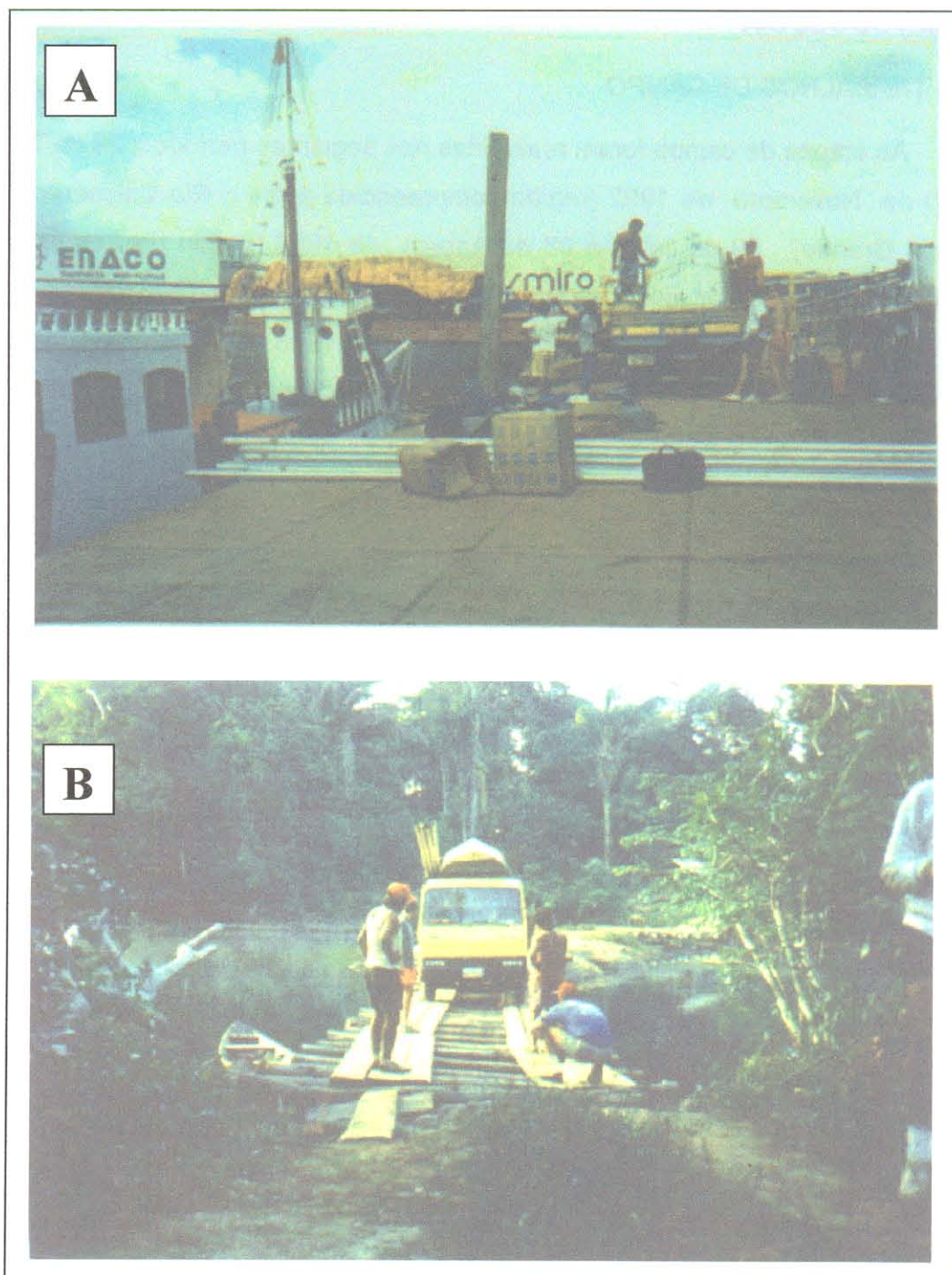


Figura 2.1-Os meios de transporte utilizados pelos pesquisadores na região costeira do Amapá. A) B/M Curupira (UFPA); B) caminhão, voadeira e pesquisadores durante a expedição.

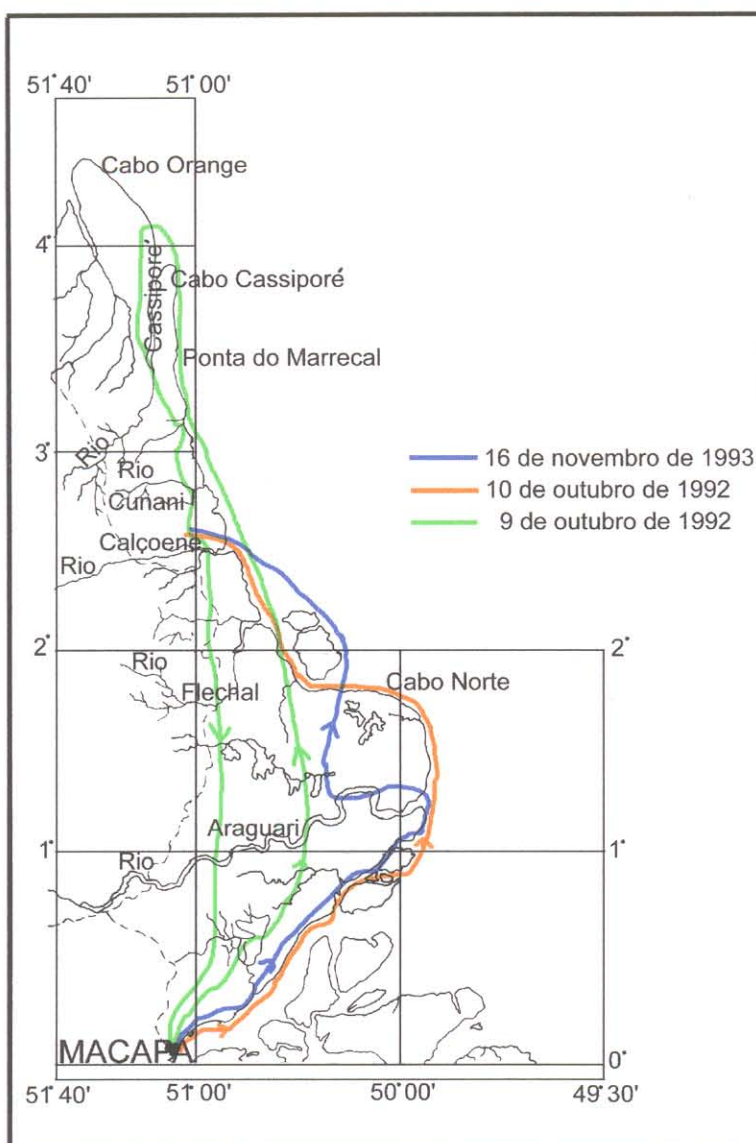


Figura 2.2- Rota dos sobrevôos realizados na Planície Costeira do Estado do Amapá.

2.2 – POSICIONAMENTO

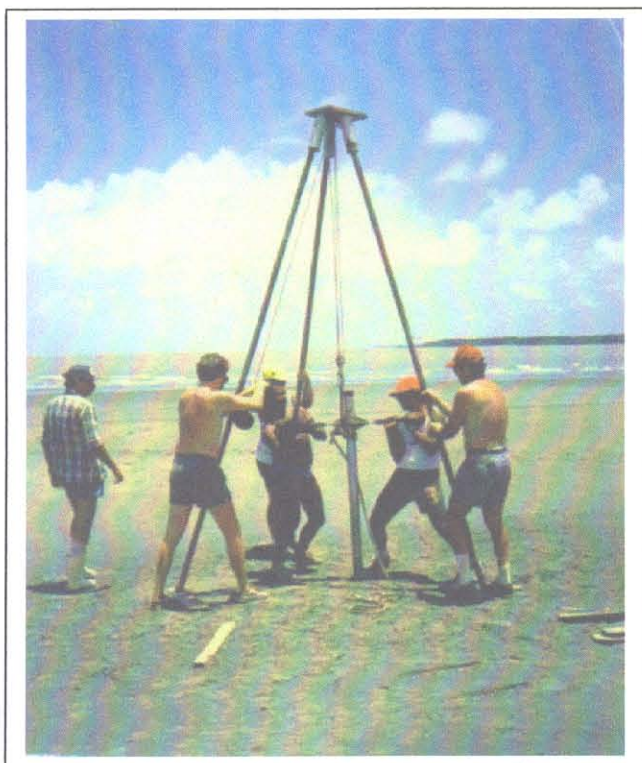
O posicionamento geográfico nas áreas de trabalho foi realizado através do Global Positioning System NAV-PRO Magellan 5000. A utilização desse sistema permitiu a obtenção precisa das coordenadas (2D) dos pontos amostrados. No entanto, não foi possível a obtenção de dados altimétricos (3D) devido a falta de um segundo sistema que permitiria, através de uma estação de base a obtenção da posição diferencial.

A ausência de levantamento plani-altimétrico na planície costeira do Amapá dificultou sobremaneira os trabalhos de detalhe. Ressalte-se que a partir da Rodovia AP – 150 para leste, a qual delimita grosseiramente a Planície Costeira do Amapá, não foram encontrados marcos geodésicos que permitissem o transporte de RN até as áreas alvos. Assim, a tentativa de transporte de RN foi descartada devido a condição remota daquelas existentes e do alto custo financeiro que daí adviria.

2.3 – TÉCNICAS DE AMOSTRAGEM

A amostragem dos sedimentos foi executada através de amostrador tipo “pushcore” e “vibracore” (Figura 2.3A e B) em áreas emersas e em planícies de inundação, enquanto que nos canais fluviais, foram utilizadas dragas de arrasto tipo Gibbs. O “vibracore”, como o próprio nome sugere, é um amostrador à vibração (Lanesky et al.1979). Consta de um cabo eletromecânico com uma das extremidades acopladas a um motor de 40 HP, o qual transmite energia a um cabeçote vibratório acoplado a um cabo de alumínio com dimensões de 6 a 9 metros de comprimento, 7.5 de diâmetro e 1.5 a 2.0 mm de espessura. A vibração permite a penetração maior ou menor do tubo de alumínio dependendo das características do terreno. Em áreas emersas, conforme comprimento recuperado, é possível efetuar-se a reocupação do ponto amostrado. A reocupação é ideal quando o primeiro testemunho recuperado possuir até 04 metros de comprimento. Após retirado o primeiro testemunho, novo tubo de alumínio é colocado no terreno, ocupando o espaço anterior. Obviamente, será necessário desprezar a porção superior do segundo tubo, o qual certamente estará perturbado. Através dessa técnica é possível recuperar testemunhos de até 8,0 metros de comprimento.

A) Retirada de pushcore na região do Macacoari. Os sedimentos nessa área permitem facilmente a perfilagem, porém exigem muito esforço na sua retirada.



B) Retirada do tubo de alumínio introduzido através de vibracore. O guincho manual pode ser substituído por um outro sistema, também manual, porém mais eficiente (talha).

Figura 2.3- Técnicas de amostragem.

A amostragem denominada “pushcore” (Figura 2.3A) dispensa o uso do sistema de vibração, utilizando-se apenas força muscular. É utilizado em situações extremas, onde é impossível o acesso e uso seguro do “vibracore”.

Durante o desenvolvimento dessa pesquisa, foram coletados 75 testemunhos identificados pelas letras DDN seguido do número do testemunho, distribuídos em oito (08) perfis (Anexo I).

2.4 - PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO

2.4.1 – Processamento dos Testemunhos

Após a coleta dos testemunhos, os mesmos passaram pelo processo de abertura, descrição, radiografia e fotografia, já extensivamente descritos por Figueiredo (1990), Allison (1993) e Mendes (1994).

Os testemunhos foram descritos e representados em “core-log” apropriado, e, também desenhados manualmente, procurando-se sempre que possível, representá-los em escala milimétrica. As cores foram descritas utilizando-se a tabela de cores elaborada pelo Rock Collor Chart Comittee (1984).

2.4.2 – Microfábrica

Potter et al. (1980) mostram que apesar da maior abundância de rochas e de sedimentos de granulação finas no registro geológico, ainda, a maior parte dos estudos sedimentológicos é efetuado em rochas e sedimentos de granulação grosseira.

Uma das causas apontadas por Kuehl et al. (1988) para essa relativa falta de interesse no estudo desse tipo de sedimentos é a dificuldade de estudar as estruturas dos sedimentos finos, o que requer o uso de técnicas especiais. O autor mostra a utilização de métodos de avaliação em escala centimétrica através de radiografias realizadas por Bouma (1969) e Howard & Reineck (1972), e, em escala micrométrica através de microscópio eletrônico (Gillot 1969; Bennett et al. 1981). A avaliação da microfábrica, assim, revela-se como uma ferramenta intermediária, trabalhando em escala milimétrica, sendo de grande relevância aos estudos petrográficos.

Stow (1979) mostra que os exames das laminações ao microscópio revela estruturas de camadas cruzadas (micro estratificações cruzadas), camadas gradacionais, convoluções e acamamento tipo "wavy".

Kuehl et al. (1988), em estudos realizados no "Delta do Amazonas" mostram que a natureza das estruturas sedimentares preservadas no registro geológico depende das condições sedimentológicas associadas com a deposição e as alterações pós-deposicionais dos sedimentos. Os processos pós-deposicionais controlam a alteração da estrutura inicial e incluem a deformação penecontemporânea, mistura biológica, consolidação, diagênese e o metamorfismo

A amostragem para estudos de microfábrica consiste na retirada de um tablete normalmente com dimensões de 5 x 3 x 1 cm. Tabletes maiores podem retirados em função da necessidade de ressaltar estruturas maiores e/ou complexas.

As amostras foram tratadas segundo o método de elaboração de seções delgadas (Fadness, 1961 e Crevello et al. 1981 apud Kuehl et al. 1988), e que consiste das seguintes fases: **1)** a amostra coletada é colocada em recipientes de alumínio que são imersos em nitrogênio líquido para congelamento rápido e conseqüente inibição da formação de cristais de gelo; **2)** as amostras congeladas são imediatamente transferidas para um dessecador a frio (freezer dryer), para a remoção, sob vácuo, de toda a água da amostra; **3)** após o processo de dessecação, as amostras têm seus poros totalmente abertos, e, sofrem então, o processo de absorção a vácuo e gota a gota, de uma mistura de 300 ml de Castolite, 200 ml de peróxido benzoílico; **4)** após a absorção total da mistura pela amostra, a mesma é removida do vácuo e permanece em processo de secagem a temperatura ambiente durante uma semana; **5)** as amostras são transferidas para estufa e permanecem sob temperatura de 60° C durante 48 horas; **6)** a seção delgada é feita através da retirada da porção média da amostra, utilizando-se as técnicas padrão (corte, desbaste, polimento, etc.).

2.4.3 – Radioquímica

A análise radioquímica constou da avaliação das amostras através do método do Pb^{210} , desenvolvido por Nittrouer et al. (1979). Foram analisados quatorze testemunhos, do Domínio Sul da zona costeira.

Durante a análise dos testemunhos, verificou-se a impossibilidade do uso do método nos sedimentos coletados. A causa dessa pode estar relacionada à profundidade da amostragem que pode ter sido muito pequena, não encontrando o perfil característico de decaimento do Pb^{210} , para a região. Isto poderia indicar também altas taxas de sedimentação, porém, a inexistência de análises e resultados no Domínio Norte, os quais possam servir de comparação entre as duas áreas, deixa em aberto qualquer conclusão.

Apesar desse fato, considera-se importante o registro desse método.

2.4.4 – Radiocarbono

O C^{12} , C^{13} e C^{14} são isótopos do carbono, diferindo entre si o peso atômico e a sua abundância relativa no carbono, que consiste de 99% de C^{12} , 1% de C^{13} e apenas uma parte por bilhão do carbono moderno consiste de C^{14} . O radiocarbono, ao contrário dos dois primeiros, é instável e fracamente radioativo, e, possui a característica de estar sendo continuamente formado (Bowman, 1990).

A formação do C^{14} ocorre na atmosfera superior (estratosfera inferior e troposfera superior) pela integração de neutrons produzidos por raios cósmicos e átomos de nitrogênio, sendo portanto, um nuclídeo cosmogênico (Libby, 1970). Após a sua formação, os átomos de C^{14} combinam-se rapidamente com oxigênio formando o dióxido de carbono, não havendo distinção química entre o dióxido de carbono produzido para os diferentes isótopos. O dióxido de carbono mistura-se através da atmosfera, dissolve-se no oceano e entra na biosfera pela fotossíntese e pela cadeia alimentar (Bowman, 1990).

Em geral, os materiais passíveis de datação por radiocarbono são aqueles formados na biosfera, contendo portanto, orgânicos. Sedimentos e solos são passíveis de datação radiocarbono, apesar de que as fontes de carbono dentro desses materiais

serem muito diversas. Para uma maior acurácia nas determinações de idades radiocarbono, é preciso levar em consideração a amostra desde a sua coleta até o momento de seu processamento final. Para o C^{14} a melhor estimativa da meia-vida é de 5730 anos. Atualmente, o limite superior da idade para datações convencionais através do radiocarbono é de 40 000 anos.

Atualmente, os métodos de detecção do C^{14} mais comuns são os que identificam um dos produtos do decaimento do C^{14} através de um Espectrômetro de Cintilação Líquida e o método que mede diretamente o número de átomos de C^{14} em relação aos de C^{13} e C^{12} da amostra que é o Espectrômetro de Aceleração de Massa.

No Marine Sciences Research Center da State University of New York, 22 amostras foram analisadas através da Linha Sintetizadora de Benzeno. No entanto, em 21 delas não foi possível coletar o volume mínimo de benzeno (0,5 ml) para a contagem no Espectrômetro de Cintilação Líquida. Isto se deve ao fato de as amostras não fornecerem a quantidade de carbono orgânico necessário para alcançar o limite inferior de detecção do equipamento. Em vista disso, 10 amostras foram datadas no National Ocean Scientific Acceleration Mass Spectrometer (NOSAMS)- Woods Hole Oceanographic Institution.

Durante a coleta e a abertura dos testemunhos, foram escolhidos intervalos especiais para a realização da datação através do método do radiocarbono, procurando-se sempre que as características do testemunho permitissem, obter mais de uma datação por testemunho. Foram evitadas as coletas e análises de amostras de topo dos testemunhos devido a contaminação por efeito das explosões nucleares realizadas nas décadas de 50 e 60 afetando todo o planeta em maior ou menor escala.

As amostras coletadas para as análises de radiocarbono foram resfriadas e posteriormente tratadas quimicamente segundo as características dos sedimentos. As de sedimentos foram secas em estufa a $60^{\circ} C$, pulverizadas e tratadas com solução ácida de HCL 0,2N sob fervura durante 2 horas ou em repouso por 24 horas, para a eliminação da matéria orgânica e carbonatos.

As amostras puramente orgânicas (turfas), receberam tratamento diferenciado. Primeiramente foram retiradas e descartadas todas as raízes e restos de folhas visíveis

e, a amostra seca em estufa a 60° C. posteriormente, foram pulverizadas e tratadas com solução alcalina de HNO_3 0,3N sob fervura durante 2 horas ou em repouso por 24 horas. Tanto as amostras de sedimentos quanto de turfas foram posteriormente lavadas, secas em estufa a 60° C e novamente pulverizadas para então serem processadas através da linha sintetizadora de benzeno.

Na linha sintetizadora de benzeno as amostras sofrem processo de combustão com a produção de CO_2 o qual através da reação sob vácuo e a 750-900° C com Lítio metálico produz Litium Carbide. O Litium Carbide reage então com água, é purificado e gera o acetileno, o qual posteriormente é polimerizado através de catalizador sob pressão à vácuo a temperatura de 400° C, produzindo benzeno. O benzeno produzido é levado ao Espectrômetro de Cintilação Líquida para leitura de sua atividade.

3 – ASPECTOS GEOLÓGICOS-GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS

Neste capítulo serão abordados os aspectos geológicos e estruturais regionais da planície costeira.

3.1 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

Schaller et al. (1971) caracterizaram a Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas como duas grandes plataformas: Grabens do Limoeiro e Mexiana e Plataformas do Pará e Amapá, respectivamente.

Segundo esse autor, o Graben do Limoeiro estende-se na direção NW/SE, enquanto que o Graben de Mexiana ocuparia a direção NE/SW. Segundo esse autor, a Plataforma do Amapá se estende para o norte do Graben de Mexiana e configura-se como uma monoclinal com mergulho para SE. Os limites dessa bacia sedimentar são em geral falhados e estão representados pelo Escudo das Guianas (noroeste), o arco de Gurupá (horst) a oeste e o Escudo Brasileiro e o Arco de Tocantins a sul/sudeste (Figura 3.1).

Como pode ser observado na figura 3.1, o autor englobou a Planície Costeira do Amapá como parte da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas.

O Lineamento Oiapoque possui orientação N25E e cerca de 450km de extensão, e prolonga-se até o Graben de Tacutu, em Roraima (Lima et al. 1974), (Figura 3.2).

O Lineamento Jari-Falsino possui orientação N40-60E e estende-se por aproximadamente 310 km. Rochas metamórficas afetadas por esse evento metamórfico possuem idade de cerca de 1000 Ma (Lima et al. 1974), (Figura 3.2).

Os enxames de diques de basalto toleítico representam o Lineamento Cassiporé (Episódio Cassiporé), que possui cerca de 250 Km de extensão e orientação N15^oE (Lima et al. 1974). Essas rochas possuem uma idade de 190-136Ma, e foram consideradas por Costa et al. (1991) como sendo remanescentes da separação continental.

O Lineamento Tumucumaque mostra uma orientação NW-SE e representa os cataclasitos e milonitos que delimitam o Gnaisse Tumucumaque das outras rochas pertencentes ao Grupo Vila Nova e ao Complexo Guianense (Lima et al. 1974), (Figura 3.2).



Figura 3.1 – Estruturação regional da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. Fonte: Schaller et al. (1971).

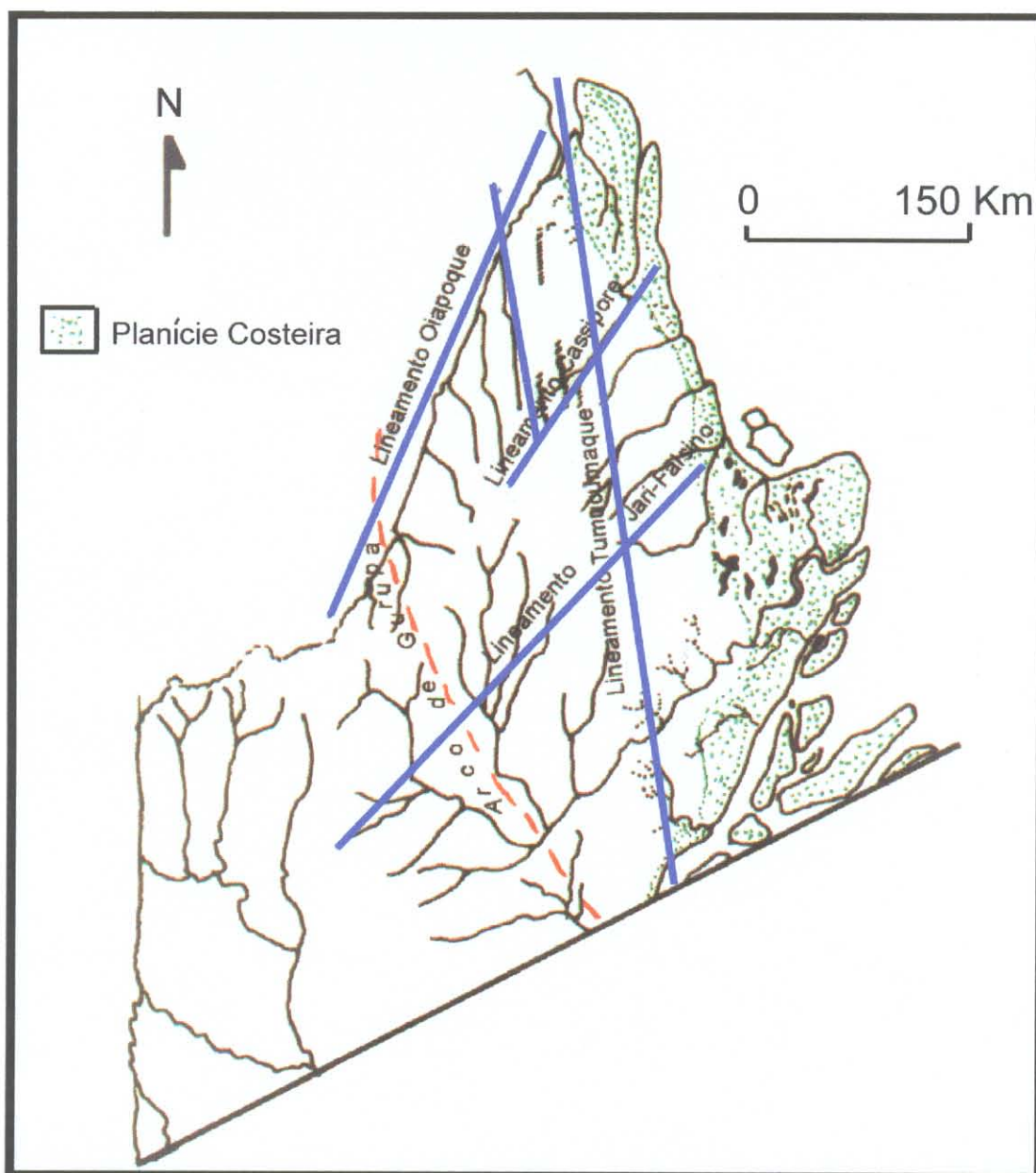


Figura 3.2- Principais elementos estruturais no Estado do Amapá e sua relação com a rede de drenagem. Compilado de Lima et al. 1974; Boaventura & Narita, 1974; Cunha, 1991 e Mendes, 1994.

A Bacia da Foz do Rio Amazonas, segundo Silva et al. (1990) localiza-se na porção noroeste da margem continental equatorial brasileira. Cobre uma área de cerca de 360.000km² e inclui a plataforma continental, talude e a bacia profunda até a isóbata de 3.000m.

Segundo este mesmo autor, a seqüência estratigráfica profunda inicia com sedimentação de idade de 120 Ma, relacionadas com a abertura do Atlântico Sul. Esses sedimentos são cobertos por três seqüências principais: uma seqüência marinha, transgressiva, com idade de 100-65MA (Cretáceo Superior); uma seqüência carbonática plataformal de 65-10Ma (Paleoceno-Eoceno, Oligoceno e Mioceno Superior); e uma seqüência marinha siliciclástica relacionada a descarga do Rio Amazonas, com idades entre 10Ma (Mioceno Superior) e o Recente.

As seqüências relacionadas ao Mioceno Superior até o Recente aparecem nos perfis sísmicos como reflexões descontínuas de baixa amplitude, como uma feição progradacional.

Castro et al. 1976, apud Silva et al. (1990) definiram através de estudos sedimentares e petrográficos, um sistema flúvio-deltático-talude continental. Silva et al. (op. cit.) definiram que a forma ligeiramente convexa do limite dessas seqüências são uma resposta ao aumento na taxa de sedimentação, associado a uma tectônica por gravidade.

Segundo Castro et al. 1976, apud Silva et al. (1990), existem vários falhamentos lístricos relativamente contínuos e regularmente espaçados entre o limite da plataforma e o depocentro relativo aos sedimentos marinhos siliciclásticos do Mioceno Superior até o Recente. Outro conjunto de falhamentos lístricos mais curtos e lateralmente mais afastados uns dos outros ocorrem exclusivamente nessa mega seqüência.

Na costa do Amapá, um graben profundo indica um "stretching" crustal principal durante a fase rift, o qual teria promovido uma grande subsidência térmica subsequente, durante o Paleoceno-Mioceno-Médio.

Durante a Orogenia Andina, o Rio Amazonas sofreu uma mudança na direção de seu fluxo para o Atlântico. Essa modificação interrompeu a deposição carbonática (Terciário Superior) na plataforma continental. Como consequência, o sistema flúvio-deltático-talude continental teria se desenvolvido após o Mioceno Médio (Silva et al. 1990) . Durante o

Mioceno Superior até o Recente (2º período de nível de mar baixo), o autor advoga que ocorreu um grande aumento na capacidade de transporte de sedimentos pelo Rio Amazonas e essa sedimentação progrediu quase até o limite da plataforma.

Costa et al. (1991), definiram dois domínios tectônicos principais com limite aproximado a oeste e leste do meridiano de 52°W Gr. Os autores, baseados na orientação, natureza das estruturas e conteúdo litológico das bacias, dividiram o domínio oriental em três setores estruturais. A região do Amapá estaria incluída no setor 1, o qual engloba a Foz do rio Amazonas. Esse setor foi caracterizado por várias zonas de falhamentos normais aproximadamente N-S e com inclinação aproximada E-W. Esses falhamentos teriam sido seccionados por falhas transcorrentes de direção aproximada para E-W, as quais teriam controlado parcialmente o conteúdo litológico das sub-bacias geradas durante a fragmentação do rift do Marajó.

3.2- GEOLOGIA

No Estado do Amapá, o Arqueozoico está representado pelo Complexo Guianense, Suíte Metamórfica Ananaí-Tartarugal Grande e por granitóides (Lima et al. 1974). O Complexo Guianense constitui o embasamento do Estado (granodioritos, trondhjemitos e tonalitos), enquanto que a Suíte Ananaí-Tartarugal é composta por meta-quartzitos ferríferos, piriclasitos, charnokitos e etc...(Lima et al. 1991).

No Proterozóico Inferior, estágio de oceanização, com processos distensionais, o material máfico e ultramáfico produzido pelo extravasamento, além de material ácido, foram metamorfizados e deformados no fácies anfibolito, constituindo o Grupo Vila Nova (meta-máficas e ultramáficas, meta-ácidas de origem vulcânica, xistos, quartzitos e formações ferríferas (Lima et al. 1974).

Durante o Permo-Trássico instalou-se enxame de diques básicos toleíticos denominados de Suíte Intrusiva Cassiporé, tidos como reflexo da abertura do Oceano Atlântico (Costa et al. 1991).

Segundo Cunha (1991) a Bacia do Amazonas foi submetida a uma subsidência acentuada, recebendo intensa sedimentação clástica que originou a Formação Alter do

Chão, constituída de arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados vermelhos de ambiente fluvial.

Lima et al. (1991) advoga que o desenvolvimento dos depósitos lateríticos/bauxíticos verificados no Amapá foram provocados por mudanças climáticas e processos intempéricos ocorridos desde o Paleoceno até o Mioceno. No final do Terciário, toda a faixa costeira do Amapá recebeu a sedimentação do Grupo Barreiras, constituído por sedimentos areno-argilosos, arenosos, argilo-siltosos e conglomeráticos, em sistemas de leques aluviais e lacustres.

Rossetti et al. (1989) mostram, no entanto que os sedimentos do Grupo Barreiras podem ter uma influência marinha rasa marcante.

Durante o Pleistoceno, oscilações climáticas com reflexos nos processos erosivos e deposicionais além de interferências tectônicas teriam como resultante a compartimentação atual do relevo (Lima et al., 1991).

3.3 – GEOMORFOLOGIA

No Estado do Amapá são identificadas cinco unidades morfoestruturais, submetidas atualmente a retrabalhamento por processos erosivos (Boaventura & Narita, 1974). Essas unidades compreendem os Planaltos residuais do Amapá; Planalto Rebaixado da Amazônia; Colinas do Amapá; Depressão Periférica do Norte do Pará e Planície Flúvio Marinha Macapá-Oiapoque. Lima et al. (1991) classificaram essa última como Planície Costeira do Amapá (Figura 3.3).

Os Planaltos Residuais são representados por maciços residuais dissecados pelos intensos processos fluviais. Podem apresentar forma de cristas além de formas tabulares com altitudes de até 550 metros.

O Planalto Rebaixado da Amazônia é composto basicamente por sedimentos do Grupo Barreiras e ocorrem na porção ocidental do estado, com altitudes de até 100 metros. As Colinas do Amapá apresentam grande expressão areal e localizam-se no domínio morfoclimático dos planaltos residuais e das áreas colinosas revestidas por floresta densa.

É produto da dissecação do Complexo Guianense e Grupo Barreiras por extensa superfície de pediplanação. Variam em altitude entre 150 e 200 metros, diminuindo essa altitude em direção ao litoral. No sul do estado são representadas por colinas de topo aplainado revestido por crostas ferruginosas, acompanhando o litoral na parte leste da folha do Rio Araguari (Santos, 1994).

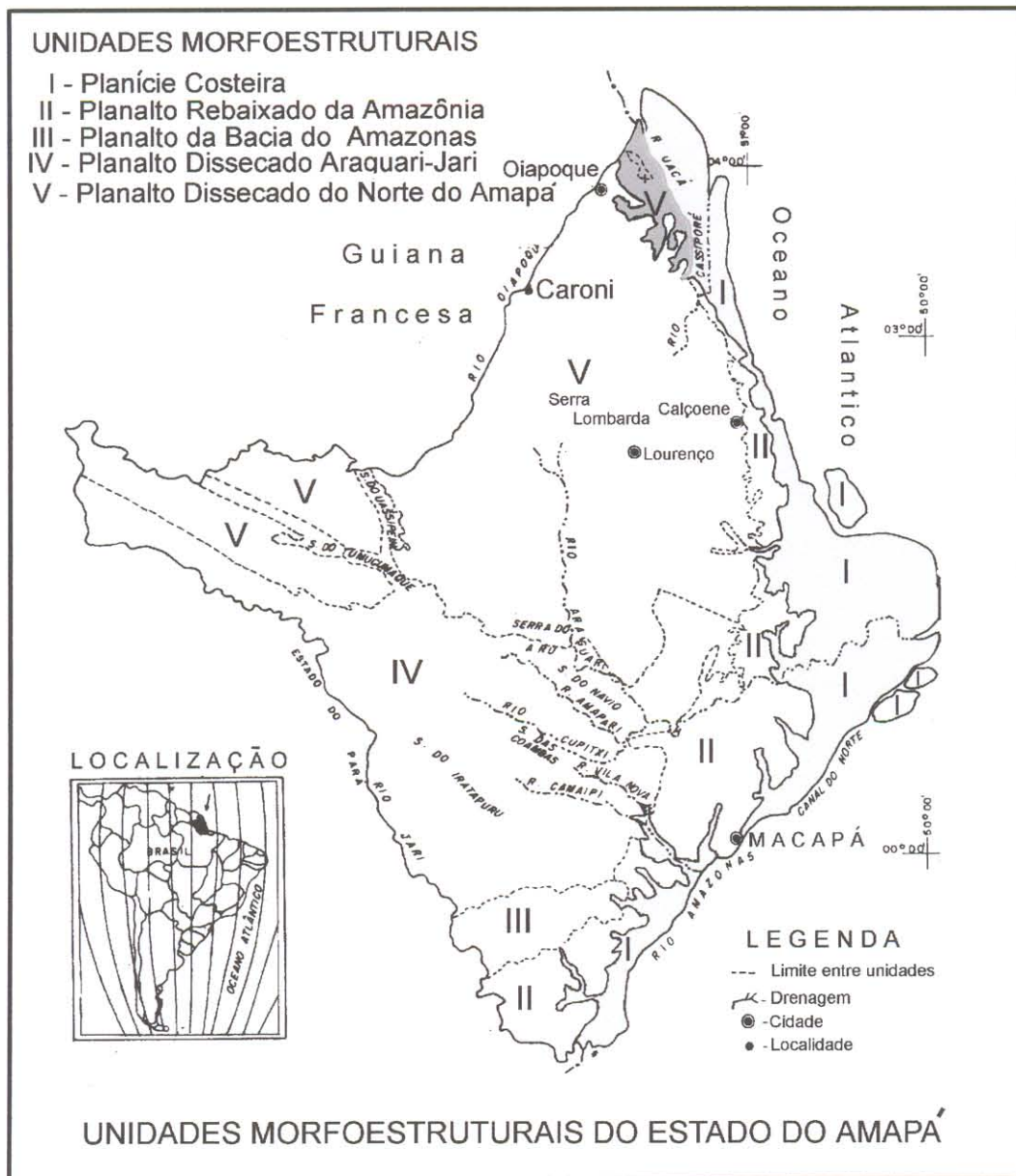


Figura 3.3- Unidades morfoestruturais do Estado do Amapá. Modificado de Boaventura & Narita (1974) e Lima et al.(1991).

A Depressão Periférica do Norte do Pará é considerada como uma faixa de denudação periférica à Bacia Amazônica. No Estado do Amapá constitui uma depressão localmente controlada por fraturas de direção N-S.

A Planície Flúvio-Marinha Macapá-Oiapoque (Planície Costeira) foi subdividida em dois domínios morfológicos segundo suas características genéticas, tendo como referência o Rio Flechal. Ao norte, essa unidade foi considerada como sendo de origem predominantemente marinha, enquanto que ao sul, os processos fluviais foram considerados determinantes na sua evolução.

4 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL E EVIDÊNCIAS DE ATIVIDADES NEOTECTÔNICAS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ.

4.1- INTRODUÇÃO

O desenvolvimento morfodinâmico dos sistemas fluviais são controlados por diversos fatores do meio físico, destacando-se os climáticos, a litologia do substrato e a tectônica, estes últimos relacionados provavelmente às movimentações neotectônicas atuantes no Cenozóico, com a reativação das linhas estruturais herdadas do Pré-Cambriano e instalação de novas direções de fraqueza (Campos, 1988; Costa et al. 1991; Quadros et al. 1996; Souza Filho et al. no prelo).

Dentro do contexto regional, diversos trabalhos têm abordado a atividade neotectônica no Brasil, relacionando-a a um binário dextral E-W, decorrente da movimentação translacional e rotacional do continente da América do Sul (Hasui, 1990; Costa et al. 1991; Bemerguy & Costa, 1991; Costa et al. 1995; Costa & Hasui, 1997), incrementado pelo posicionamento da placa sul-americana situada entre uma margem continental ativa, submetida a um regime compressivo e uma margem continental passiva, sujeita a um regime extensional (Campos & Teixeira, 1988; Cunha, 1988; Assunção, 1992; Mercier et al. 1992; Saadi, 1993; Courdet et al. 1995; Salvador & Riccomini, 1995).

Na tentativa de inserir a região no quadro neotectônico da Amazônia, este capítulo foi direcionado principalmente para a análise da morfologia do sistema fluvial, para o entendimento da morfodinâmica quaternária da área de estudo, e sua relação direta com a compartimentação morfo-estrutural.

4.2 MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

A Planície Costeira do Amapá caracteriza-se por apresentar um terreno plano, com grandes extensões de áreas alagadiças. A ausência de feições de relevo proeminentes torna a região bastante instigante, na medida em que torna-se necessário buscar novos elementos para interpretação, normalmente associados aos padrões das redes de drenagem, bem como da identificação das mudanças morfológicas a elas associadas no período Quaternário.

A área de estudo foi inicialmente avaliada através da interpretação de fotografias aéreas em escala 1:80.000 através do método clássico de Soares & Fiore (1976), enquanto que as feições anômalas foram interpretadas com base no método de Deffontaines & Chorovicz (1991). Também foram utilizadas imagens de radar (RADAM, 1974) e carta de intensidade magnética Folha Rio Negro (NA-22-V-B, em escala 1:250.000, (CPRM, 1978). A análise de documentos históricos indicaram, muitas vezes, os melhores rumos para a identificação dos processos ocorrentes.

4.3 – TECTÔNICA TERCIÁRIA NA AMAZÔNIA

Cunha (1991) relata que a interpretação de dados geológicos e geomorfológicos a partir de feições morfológicas em mosaicos radargramétricos mostram que o Rio Amazonas e seus afluentes são controlados por falhamentos e/ou fraturamentos. Esses elementos teriam sido instalados ou reativados às expensas de atividades neotectônicas, relacionadas a esforços compressivos sobre estruturas Pré-Cambrianas.

Cunha (1991) mostra que a região possui características morfológicas resultantes de movimentos verticais de segmentos crustais e movimentação lateral de blocos. Os movimentos verticais permitiriam a diferenciação entre áreas emergentes e subsidentes, enquanto a movimentação lateral de blocos sobre um plano de falhas permitiriam a formação de grabens.

O alargamento da planície de inundação do Rio Amazonas seria o resultado desse processo sobre a morfologia.

Cunha (1991), analisando a rede de drenagem do Amazonas mostrou que as tendências emergentes e subsidentes criam domínios erosivos e deposicionais, respectivamente. A foz do rio Amazonas (região do Marajó) é considerado um domínio subsidente o qual desenvolve um sistema estuarino. Essa área subsidente pode ser reconhecida por um intrincado sistema de ilhas, canais, furos, paleodrenagens e baías de evolução recente, desenvolvidas por sobre uma região de planícies alagadiças, influenciadas por marés semi-diurnas.

As áreas emergentes, segundo Cunha (1991), têm maior declividade, vales estreitos, baixa sinuosidade e planícies de inundação pouco desenvolvidas, transportadores de grandes quantidades de areia. Em geral, nascem nos escudos e cortam sequências fanerozóicas mais antigas que o Terciário. Fora das planícies de inundação desses rios o autor observou platôs sustentados por níveis residuais de lateritas e bauxitas. Os altos estruturais mapeados subsuperficialmente ocorrem transversalmente ao curso do Rio Amazonas e controlam a distribuição sedimentar desde o Cretáceo Superior até o Quaternário. A região a leste do Arco de Gurupá é considerada pelo autor como sendo uma região emergente (Figura 4.1).

Van Dorr II, J. et al. (1960) advogam que no fim do Terciário ou no Pleistoceno, a região sofreu adernamento, e, a área ao norte do Rio Amazonas foi soerguida cerca de 90cm/Km, ao longo de, pelo menos 120 Km ao norte da cidade de Macapá.

CPRM (1978) elaborou, com base em um levantamento aerogeofísico, carta de intensidade magnética do Estado do Amapá. A Folha Rio Negro (NA-22-V-B) revela a existência de anomalias importantes (figura 4.2). Nessa carta, é possível reconhecer uma faixa com direção NW-SE com 35 Km de largura, desde a Ponta do Marrecal até o sul da Ponta Grande representando os baixos magnéticos, o que demonstra uma topografia positiva, a qual separa-se claramente dos altos magnéticos (baixos topográficos) adjacentes. O Cabo Cassiporé, à partir da Ponta do Marrecal está enquadrada nessa última situação, configurando-se como uma região relativamente mais baixa, sujeita portanto, aos processos deposicionais (Figura 4.2).

4.4- COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL

A Planície Costeira do Amapá compreende mais de 300 Km de sedimentos depositados desde o norte do Rio Amazonas até o Cabo Orange, no extremo norte do Estado do Amapá. Alcança uma largura aproximada de 120 Km próximo ao Cabo Norte, e estreita-se próximo a região do Cunãni, onde alcança largura aproximada de 10 Km. A partir daí, alarga-se novamente até o Cabo Orange.

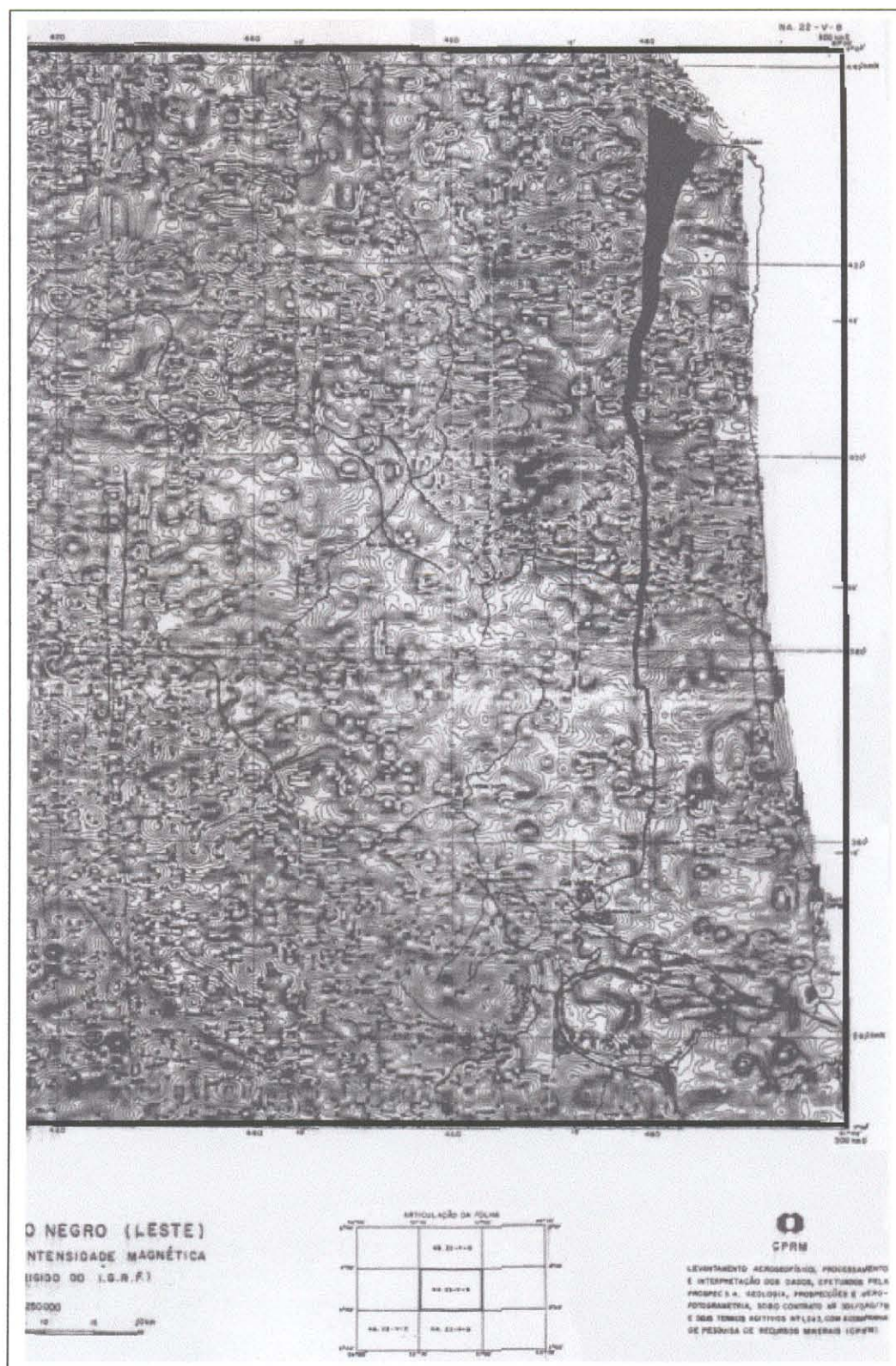


Figura 4.2- Carta de intensidade magnética, Folha Rio Negro (NA-22-V-B). Fonte: CPRM (1978).

A planície costeira foi caracterizada morfologicamente como a Planície-Flúvio Marinha Macapá-Oiapoque por Boaventura & Narita (1974). Dois domínios morfológicos foram definidos em função das características genéticas das feições morfológicas encontradas a norte e a sul do rio Flechal. Segundo esses autores, o conjunto morfológico à norte dessa drenagem é caracterizado por processos e formas predominantemente marinhas, com a formação de restingas.

Boaventura & Narita (1974) observaram que o contato da Planície Flúvio-Marinha Macapá-Oiapoque, ou, a Planície Costeira (Lima, 1991), com as Colinas do Amapá é retilíneo quando em escala 1: 1.000.000. Essa condição, segundo os autores, sugere uma origem tectônica para o litoral pré-planície, em função de sua coincidência com a orientação do Lineamento Cassiporé.

Utilizaremos, neste trabalho, a denominação de Planície Costeira de Lima (1991), porém, assumiremos a compartimentação geomorfológica quanto a gênese de Boaventura & Narita (1974).

4.4.1- Domínio Norte

O Domínio Norte da Planície Costeira do Amapá mostra a ocorrência de feições morfológicas resultantes de processos fluviais e marinhos antigos e atuais. As feições morfológicas mais antigas são as **Planícies de Cheniers**, enquanto que os **Terraços de Abrasão** e as **Planícies Arenosas** representam as feições morfológicas atuais. A sucessão de **Cabos Lamosos** que compõem o Cabo Cassiporé possui ampla distribuição de idades holocênicas.

4.4.2 – Domínio Sul

No Domínio Sul da Planície Costeira do Amapá são reconhecidas feições resultantes de processos erosivos e deposicionais, tanto atuais quanto mais antigos. Os **Terraços de Abrasão**, **Lagos** e **Planícies de Maré** dominam as formas atuais, enquanto que os **paleocanais** e **paleodeltas** são os registros morfológicos mais antigos.

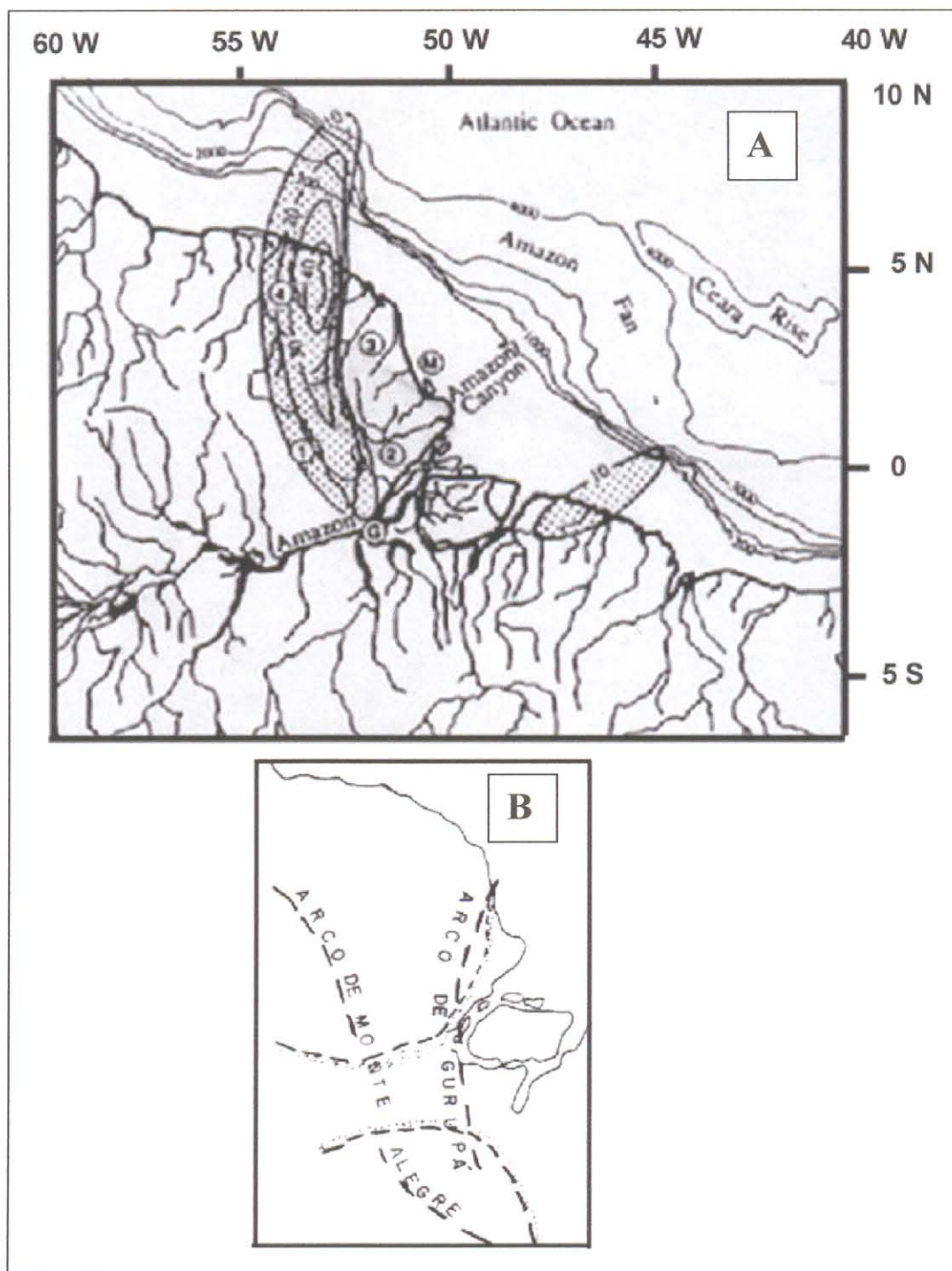
4.5. – NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO.

A idéia de que o peso dos sedimentos nas porções mais distantes da plataforma provocaria a subsidência nessas áreas e como conseqüência o soerguimento das porções costeiras não é uma idéia recente.

Bloom, apud Davies (1973) introduziu a idéia de flexura continental para explicar o constante soerguimento das margens continentais e a subsidência nas bacias oceânicas. As flutuações do nível do mar, ocorridas durante o Pleistoceno seriam uma evidência de reajustamento isostático nas zonas litorâneas como um reflexo do peso dos sedimentos depositados na plataforma continental.

Driscoll & Karner (1995) retomaram essas idéias, discutindo um modelo de deformação flexural associada com a carga de sedimentos nas porções mais profundas e que proveriam mecanismos de “feedback” os quais podem influenciar tanto os processos costeiros quanto os fluviais. Através desse mecanismo, as regiões próximas a carga do leque seriam deprimidas enquanto que as áreas distantes dessa carga seriam soerguidas através de uma intumescência periférica (“peripheral bulge”). Esse processo teria ocorrido na região do leque do Amazonas e teria alcançado cerca de 25-50 cm, elevação suficiente para provocar a exposição de grande porções da plataforma continental e promovido grandes modificações na rede fluvial pré-existente.

O modelo de Driscoll & Karner (1995) sugere que a migração da foz do Rio Amazonas para o sul pode estar relacionada a intumescência periférica, sendo consistente com o registro de paleocanyon do Amazonas, a 50 Km a nordeste do atual. O Proto Amazonas, segundo os autores, teria jogado sua sedimentação para o norte. A amplitude dessa intumescência, apesar de baixa, teria grande importância porque causaria mudanças no nível de base da planície costeira, modificando assim o seu perfil de equilíbrio. As áreas mais afetadas seriam os baixos cursos das drenagens, que necessitariam modificar suas áreas para aceitarem as mudanças no volume e distribuição da entrada dos sedimentos nas bacias. Driscoll & Karner (op. cit) mostram que a posição de interseção da intumescência periférica e o Rio Amazonas coincide espacialmente com o Arco de Gurupá (Figura 4.3).



4.3- A) Relação espacial entre o Leque da Amazonas, O Arco de Gurupá e os sistemas fluviais. 1) Rio Jari; 2) Rio Araguari; 3) Oiapoque; 4) Marowjine; M) Ilha do Maracá; G) Arco de Gurupá. Fonte: Driscoll & Karner (1995). B) Localização do Arco de Gurupá e das bacias do Marajó e Amazonas. Modificado de Cunha (1991).

De acordo com esses autores, esse mecanismo teria afetado também as redes de drenagem ao longo da porção nordeste das costas da Guiana Francesa e do norte do Brasil. Na planície costeira do Amapá, os rios tem suas nascentes próximas a intumescência periférica (Arco de Gurupá) e posteriormente fluem para Atlântico, indicando que teriam sido afetados por essa intumescência periférica. Os rios Araguari e Oiapoque representariam o limite dessa intumescência (Figura 4.3), sendo que o rio Araguari inicialmente flui subparalelamente à crista da intumescência, infletindo-se posteriormente para leste. Os rios Marowijne e Jari, localizados a oeste da crista dessa intumescência fluem subparalelamente para norte e sul dessa feição, respectivamente.

Nittrouer et al. (1996) pondera que as escalas de tempo para subsidência são longas; as isópacas são paralelas a costa e, o processo é irreversível. Assim, os autores consideram que apesar de a tectônica poder influenciar na criação de espaços para acomodação dos sedimentos, não explicaria a variabilidade espacial e temporal da sedimentação da linha de costa e plataforma adjacente. Um dos argumentos para essa ponderação diz respeito à hidrodinâmica atuante na região, a qual não permite a preservação das porções superiores dos estratos, o que sugere a falta de espaço efetivo para acumulação.

Vital & Silveira (1990), através dos registros existentes entre a Ilha de Maracá e a linha de costa mostram a existência de um sistema de terraços, "leveés", e estruturas sigmoidais submersas, evidências de porções continentais afogadas.

4.6.- SUMÁRIO E DISCUSSÕES

As características fisiográficas e morfológicas da planície costeira do Amapá são definidas pelo arcabouço estrutural da região. Por tratar-se de uma região de relevo muito baixo e sujeito a influência do Sistema de Dispersão Amazônica, torna-se difícil encontrar evidências diretas da neotectônica. A ausência de dados geofísicos tanto na área continental quanto na área submersa até a isóbata de 5 metros, localizada entre 10 e 60 Km da linha de costa contribuem para que a compreensão desse assunto seja ainda incipiente.

No entanto, os trabalhos realizados por diversos autores citados neste trabalho, dedicados à compreensão do arcabouço tectônico regional, e, comportamento das redes de drenagem foram elementos fundamentais para o reconhecimento da neotectônica na planície costeira do Estado do Amapá, considerando-se duas fases de desenvolvimento dessa planície, a saber: **A) Fase Pré-Holocênica** e **B) Fase Holocênica**.

A) Fase Pré-Holocênica – Essa fase é aqui considerada como sendo aquela relacionada aos processos de organização estrutural da região, tais como: estruturação em bloco desnivelados formados pela interação entre lineamentos mais antigos (Jari-Falsino/Oiapoque – 1000Ma e Tumucumaque); instalação de diques com orientação aproximada N-S relativas ao lineamento Cassiporé (190-136Ma); intrusões; instalação do Arco de Gurupá cuja idade mínima de soerguimento é equivalente à da Formação Alter do Chão (Terciário) e, modificações do curso do Rio Amazonas e a instalação do Sistema de Dispersão Amazônico (Figura 4.4A). Em geral, o resultado na morfologia, foi a desorganização da rede de drenagem.

No Domínio Norte da planície costeira os registros principais podem ser identificados pela reversão do atualmente denominado Igarapé Grande Crique (Figura 4.5). A figura 4.5 mostra a captura do Igarapé Grande Crique pelo rio Cassiporé, o que demonstra uma mudança no gradiente da região. Além disso, é possível reconhecer o seu antigo leito, agora inativo.

Na foz do rio Cunãni, o resultado dessa estruturação está representado pela exposição de sedimentos do Grupo Barreiras mostrando mergulho em direção ao continente.

No Domínio Sul, esses registros estão relacionados ao adernamento do bloco localizado desde o rio Amapá Grande até o norte do Rio Araguari, tendo como limite oeste, o atual rio Flechal. A desorganização generalizada das drenagens e o estabelecimento dos cinturões lacustres meridional e ocidental é aqui considerado como resultado desse adernamento. Outra consequência é o recrudescimento dos processos erosivos na linha de costa.

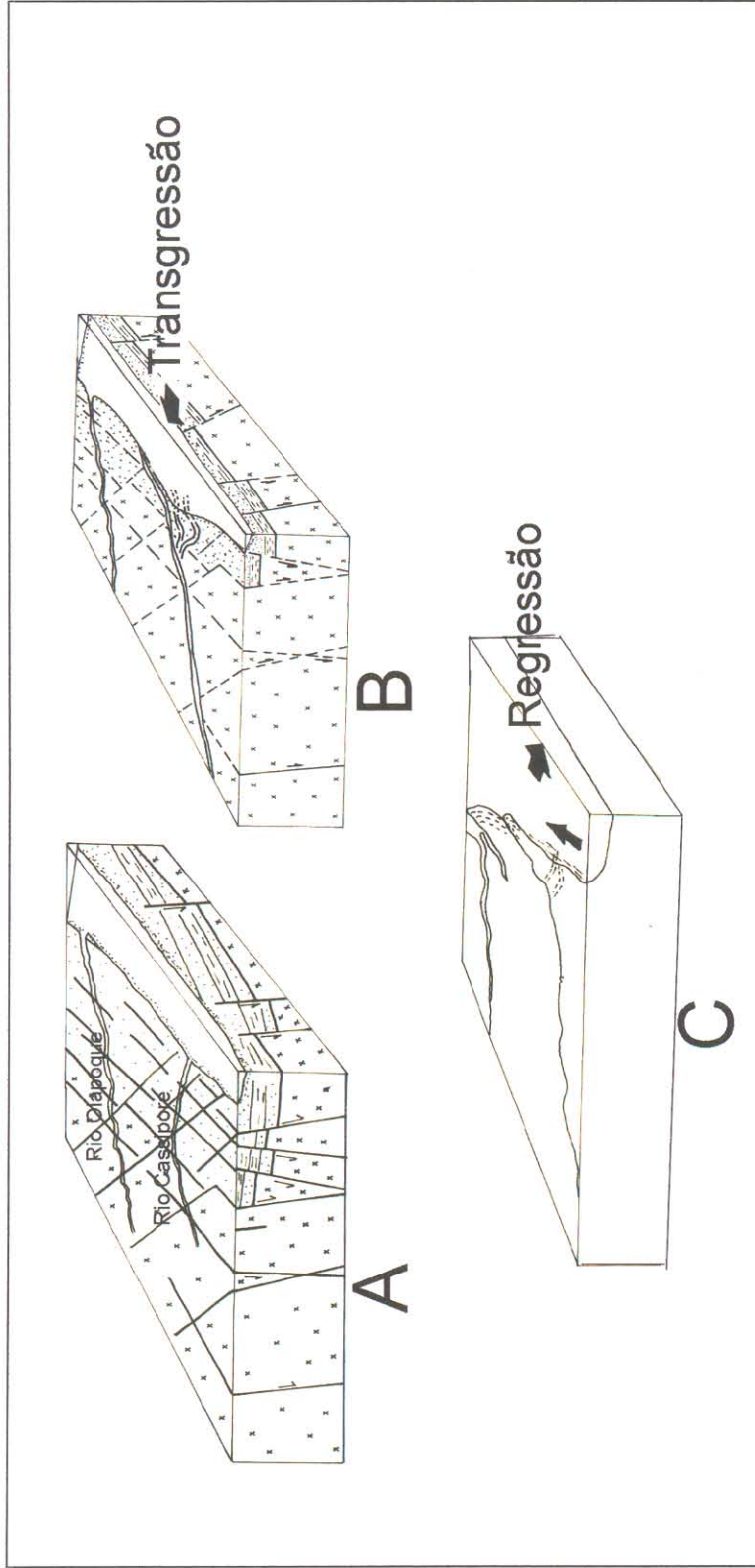


Figura 4.4- Blocos diagramas mostrando as diferentes fases da evolução estrutural para a Planície Costeira do Amapá. Fase Pré-Holocênica (A); Fase Holocênica (B) e (C). Arte: Roberto Pinheiro.

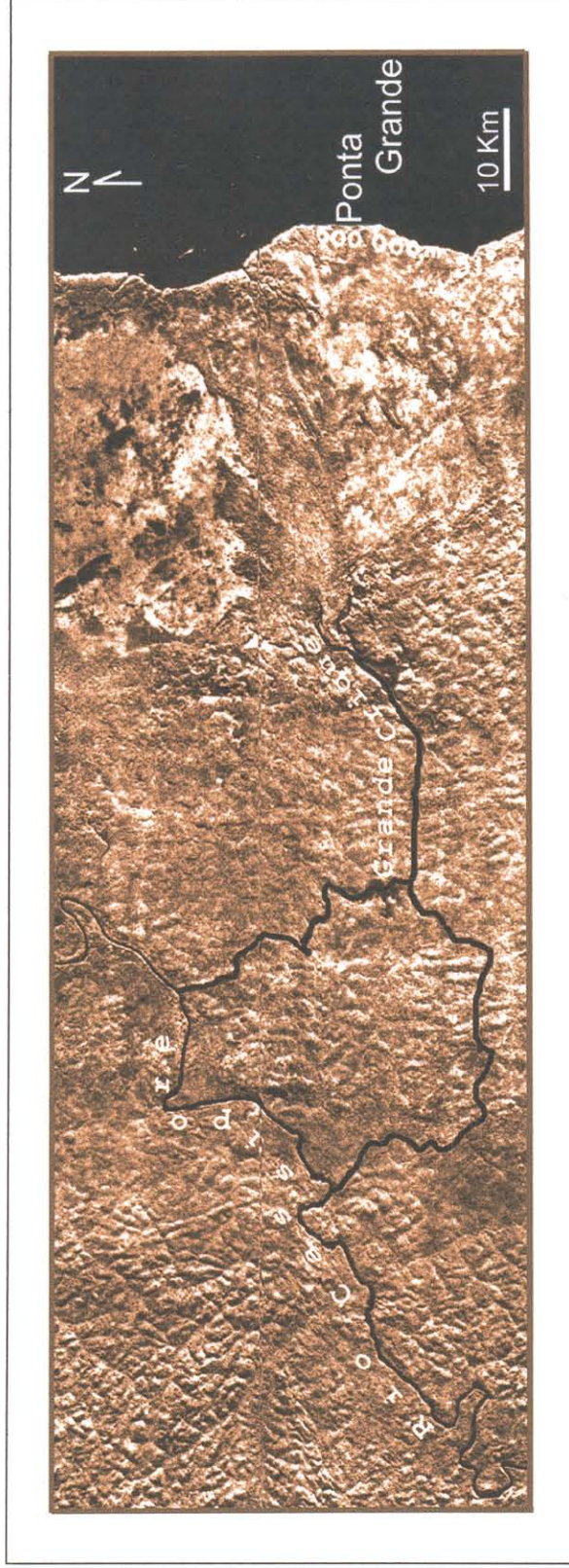


Figura 4.5- Registro da avulsão do Igarapé Grande Crique, antigo Rio Cassiporé, caracterizando a reversão da drenagem.

B) Fase Holocênica – É representada pela reorganização progressiva da rede de drenagem da planície costeira como resultado da fase anterior. Nesta fase os processos aluviais adquirem grande importância no remodelamento da região. Os períodos de nível do mar mais elevado também concorreram para o remodelamento da planície (Figura 4.4b).

No Domínio Norte da planície costeira, os principais registros dessa reorganização relacionam-se a migração do rio Cassiporé de leste até a sua localização atual, e, a ocorrência de planícies de cheniers de idade holocênica (Figura 4.4 b e c).

No Domínio Sul a planície a reorganização da drenagem ainda se processa.

Para isso, os processos aluvionares são de grande importância pois através deles, juntamente com as condições climáticas e hidrodinâmicas da região, fortemente influenciada pelo Sistema de Dispersão do Amazonas que, paulatinamente, se dá a acreção costeira bem como a colmatação de lagos e áreas alagadas, e o nivelamento da região através dos processos de agradação.

5 – ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM DA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ

5.1 - INTRODUÇÃO

As redes de drenagem são importantes agentes morfológicos, sendo que os rios, seu componente principal, são, juntamente com o clima e a tectônica, os artesãos da paisagem (Schumm, 1977; Summerfield, 1993). Muitos autores tem focalizado os seus estudos nos cursos d'água, pois os mesmos são extremamente sensíveis às modificações que porventura venham a influenciar no seu equilíbrio, sejam elas internas ou externas.

Deffontaines & Chorovicz (1991) elaboraram um estudo histórico, levantando dados baseados nos aspectos anômalos dos cursos d'água, tais como cursos retilíneos, incisões e lineamentos. Leopold et al. (1964) definiram a bacia de drenagem como sendo a totalidade dos principais canais tributários, e os pequenos cursos os quais possuem cursos d'água definidos, incluindo também os canais efêmeros, distantes das nascente.

Summerfield (1993) definiu uma bacia de drenagem como sendo a área na qual a água suprida pela precipitação é transferida para o oceano, ou a alguma porção interna da drenagem tais como lagos, ou, para formar correntes maiores.

A idéia consensual sobre as bacias de drenagem é que ela é a unidade fundamental na morfologia de um sistema fluvial (Schum, 1977; Summerfield, 1993), e que não se pode entender um sistema fluvial sem a compreensão da bacia de drenagem como um todo. Para análise deste capítulo, levou-se em consideração as duas definições acima.

As variações sazonais da precipitação e temperatura são importantes pois podem contribuir na maior ou menor taxa de evapotranspiração dentro dos sistemas fluviais. Segundo Summerfield (1993), o termo "descarga fluvial" significa a média anual da variação na descarga.

A Planície Costeira do Amapá é influenciada pela descarga do Rio Amazonas, considerada a maior em descarga líquida e a segunda em descarga sólida do planeta, e pelas dez drenagens que a atravessam procurando o caminho até o Oceano Atlântico.

A descarga média do Rio Amazonas quantificada por Oltman (1968) é de cerca de $5,7 \times 10^{12}$ m³/ano, enquanto que a carga dissolvida é de $2-3 \times 10^8$ ton/ano (Livingstone, 1963, Gibbs, 1972 apud Nittrouer et al. 1996) e a carga suspensa é de $1,1-1,3 \times 10^9$ ton/ano (Meade et al. 1979).

Em uma perspectiva global, a foz do Amazonas localiza-se no trópico úmido, e caracteriza-se por uma alta taxa de precipitação (> 1500 mm ano⁻¹), e temperatura média de 28°C. Juntamente com a região tropical úmida do oeste africano e com o arquipélago Indo-Pacífico perfazem cerca de 51% das águas fluviais mundiais (Meybeck, 1988 apud Nittrouer et al. 1996).

Apesar dessa magnitude representada pelo Rio Amazonas, também as drenagens que cortam a planície costeira têm influência fundamental na sua evolução, através do carreamento de sedimentos aluvionares que contribuem para o assoreamento das regiões costeiras.

Com relação as marés, as semidiurnas são predominantes no Atlântico Equatorial, onde os componentes M₂, S₂, e N₂ são muito fortes (Nittrouer et al. 1996). Elas se desenvolvem através da plataforma de forma aproximadamente retilínea e perpendicular às isóbatas e alcança até 2 m/s, alcançando a foz do Amazonas como uma onda progressiva rio acima. As grandes amplitudes de maré ocorrentes na região do Cabo Norte, são o resultado da geometria da região e marés locais.

A Planície Costeira do Amapá registra, através de uma paleorede de drenagens, que modificações importantes ocorreram sob o ponto de vista morfológico. O rearranjo dessas drenagens até a situação atual está ligada à processos ocorridos posteriormente à deposição do Grupo Barreiras e possivelmente ainda atuantes. Essas modificações serão tratadas no seguimento deste trabalho.

5.2- MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

A rede de drenagem da Planície Costeira do Amapá foi analisada através de imagens radargramétricas na banda X obtidas pelo Projeto Radam-Brasil em escalas de 1:250.000 e 1:100.000; algumas cenas do radar ERS-1 em escala 1:250.000, e, recobrimento aerofotogramétrico parcial na escala de 1:80.000, ano de 1974.

A análise dos elementos de drenagem foi baseada no método de Soares e Fiori (1976).

As imagens de satélite (LANDSAT TM-5), devido a intensa cobertura de nuvens na área, não forneceram os resultados esperados.

Além disso, foram também analisadas as seguintes cartas geográficas geográficas elaboradas em diferentes períodos, a saber: D'Anville (1749); Azevedo (1858); Cavalcante (1896) e Braz de Aguiar (1923). Estas cartas foram relacionadas com o texto de Pinto (1930), um dos mais importantes trabalhos relacionados a hidrografia do Rio Amazonas e seus afluentes, alcançando 248 anos de registros das transformações ocorridas na região.

5.3 - CARACTERÍSTICAS DA REDE DE DRENAGEM

5.3.1 - A Rede de Drenagem Atual

A rede de drenagem atual reconhecida na planície costeira não pode ser analisada apenas dentro do limite deste domínio morfológico, tendo em vista importantes informações existentes fora dele.

Em relação a densidade da rede de drenagem, pode ser observado que o Domínio Sul do Estado possui densidade de drenagem alta até alcançar o limite da planície costeira; a partir de então, para leste e para o Domínio Norte a densidade da rede de drenagem diminui (Figura 5.1).



Figura 5.1 - Rede de drenagem atual e sede dos municípios da zona costeira do Estado do Amapá. Modificado de ZEE/IEPA (1998).

A sinuosidade da rede de drenagem varia de mista à retilínea, desenvolvendo grandes extensões de alinhamento das mesmas no padrão retilíneo. O limite do Domínio Sul é marcado por alguns desses alinhamentos. Alguns lagos desse setor também mostram essa tendência (Figura 5.1).

O ângulo entre as confluências das drenagens varia de médio a alto, com poucas ocorrências de regiões com baixa angularidade (Figura 5.1).

A propriedade relativa a tropia, representa a orientação segundo direções preferenciais francamente dominantes (Soares e Fiori, 1976). Na região, foi observado uma predominância das direções ENE-SSW (Lineamento Oiapoque); NW-SE (Lineamento Tumucumaque); N-E (Lineamento Jari-Falsino); N-S (Lineamento Cassiporé), caracterizando padrão multidirecional ordenado. O padrão multidirecional desordenado é restrito a uma pequena área do domínio sul.

A propriedade da assimetria foi reconhecida como fraca, enquanto que as formas anômalas tem ampla distribuição, sob a forma de cotovelos e meandros fortemente estruturados e isolados (Figura 5.1).

O Domínio Norte da Planície Costeira do Amapá é drenado pelos rios Uaçá, Cassiporé, Cunãni, Calçoene e Amapá Grande. No extremo norte, o rio Uaçá tem suas nascentes seguindo a orientação do Lineamento Oiapoque (ENE-SSW), inflete-se na direção do Lineamento Cassiporé (N-S) e a partir da sua confluência com seu tributário, o rio Urucaua, assume a direção do Lineamento Tumucumaque (NW-SE).

O Rio Cassiporé segue o mesmo comportamento do Lineamento Oiapoque (ENE-SSW), infletindo-se para norte na base do Cabo Cassiporé, seguindo a orientação do Lineamento homônimo.

Vários corpos circulares foram identificados ao longo da região do Cassiporé, já mencionados por Lima et al. (1974), Mendes (1994), caracterizadas como intrusões.

A folha NA-22-VB, no entanto, em sua porção SE, mostra uma feição circular (Figura 5.2), com cerca de 16 km de diâmetro, apresentando drenagem centrípeta, o que pode caracterizar uma feição de abatimento. Essa feição pode ser acompanhada através do deslocamento de porções de relevo positivo (Figura 5.3) em ângulos retos.

Outras feições circulares de pequeno porte também são reconhecidos, porém, apresentando drenagem centrífuga, características de relevos positivos.

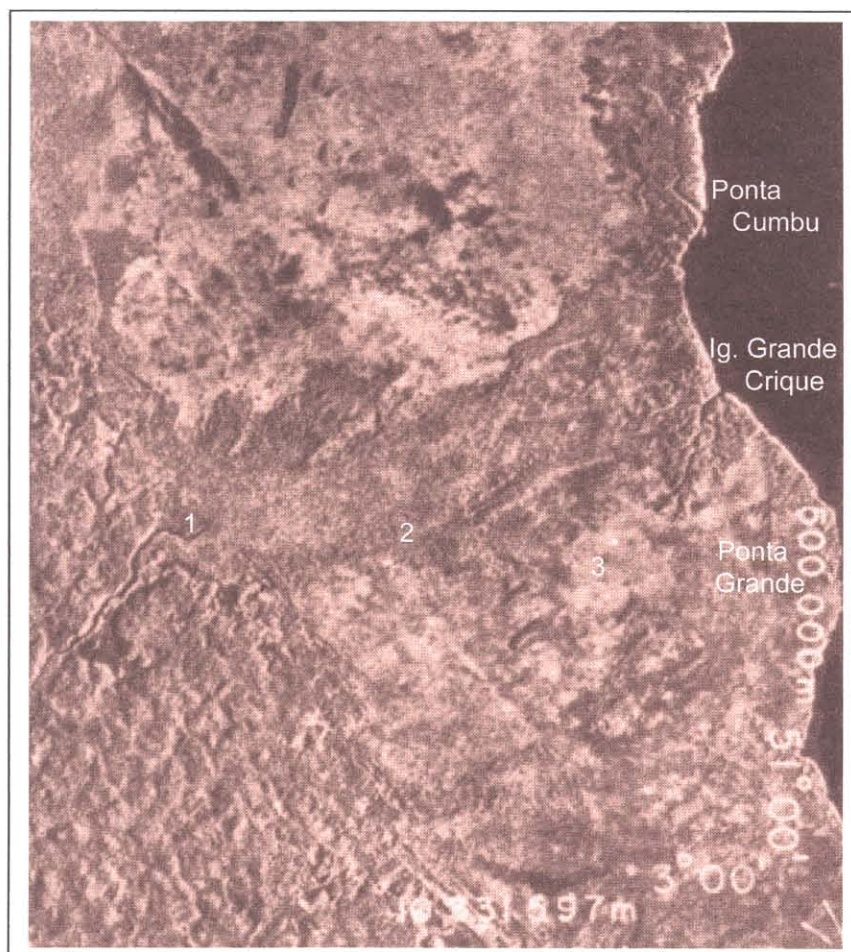


Figura 5.2 - Feições anômalas no Domínio Norte da Planície Costeira do Estado do Amapá, reveladas pelos sensores remotos e ligadas à Fase Pré-Holocênica. 1) avulsão do Grande Crique (antigo Cassiporé); 2) feição com drenagem centrífuga (intrusão?); 3) porções positivas de relevo conformando um grande feição de abatimento com drenagem centrípeta (astroblema ?).

Uma importante feição relacionada ao Rio Cassiporé é a ocorrência de drenagem reversa capturada para esse rio, o que sugere a avulsão de uma drenagem pretérita, possivelmente o atual Rio Cassiporé, que teria seu curso anterior fluindo de W para E (Figura 4.5). Essa drenagem pretérita pode ser parcialmente seguida nas imagens dos sensores remotos.

Os rios Cunãni, Calçoene e Amapá Grande seguem preferencialmente a orientação dos lineamentos Oiapoque e Jari-Falsino, e desembocam no Oceano Atlântico onde desenvolvem seus estuários. Também às proximidades dos rios

Calçoene e Cunãni, drenagens reversas, ativas somente durante o inverno podem ser identificadas (Figura 5.4).

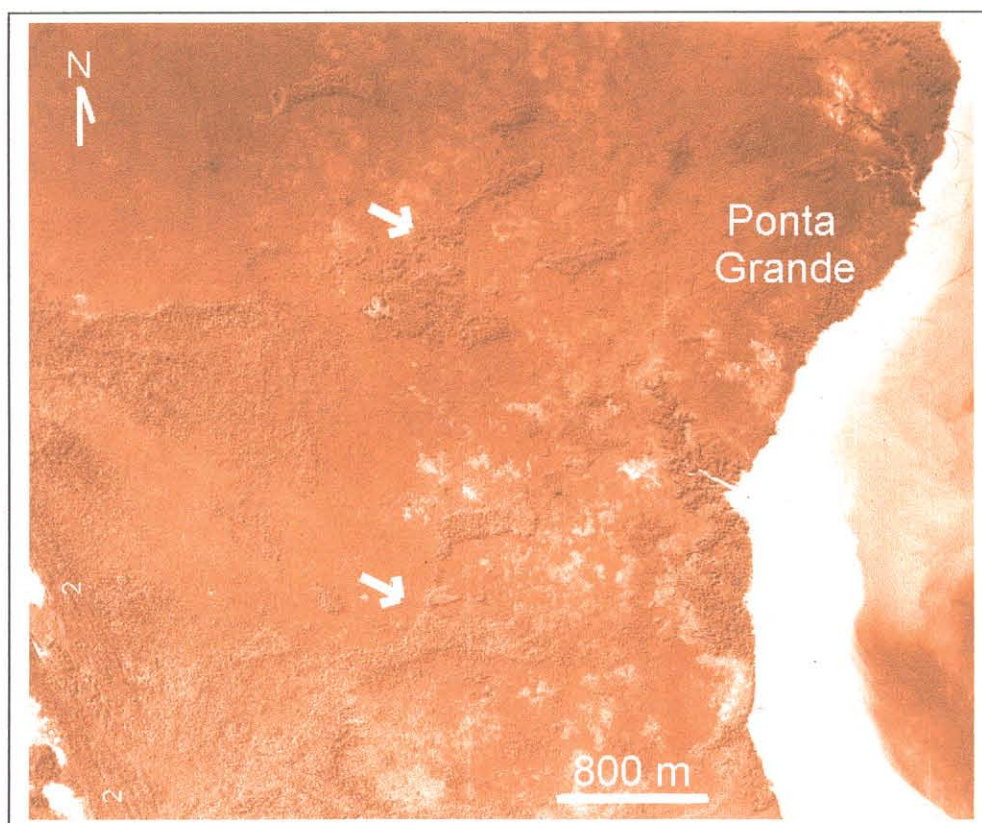


Figura 5.3 – Deslocamento em ângulo reto de porções positivas de relevo, nas proximidades do Igarapé Grande Crique.

O Rio Flechal segue em sua nascente a orientação do Lineamento Jari-Falsino, infletindo-se para norte no limite da planície costeira, quando então assume a orientação do Lineamento Cassiporé.

Uma das mais importantes drenagens da região é o Rio Araguari, que resulta da confluência dos rios Muraré e Amapari, recebendo como afluentes durante o seu trajeto os rios Mutum, Tajaúí, Falsino e Tracajatuba. Às proximidades de Porto Grande dá-se a sua confluência com o rio Amapari. A orientação preferencial do Rio Araguari é a mesma do Lineamento Jari-Falsino.

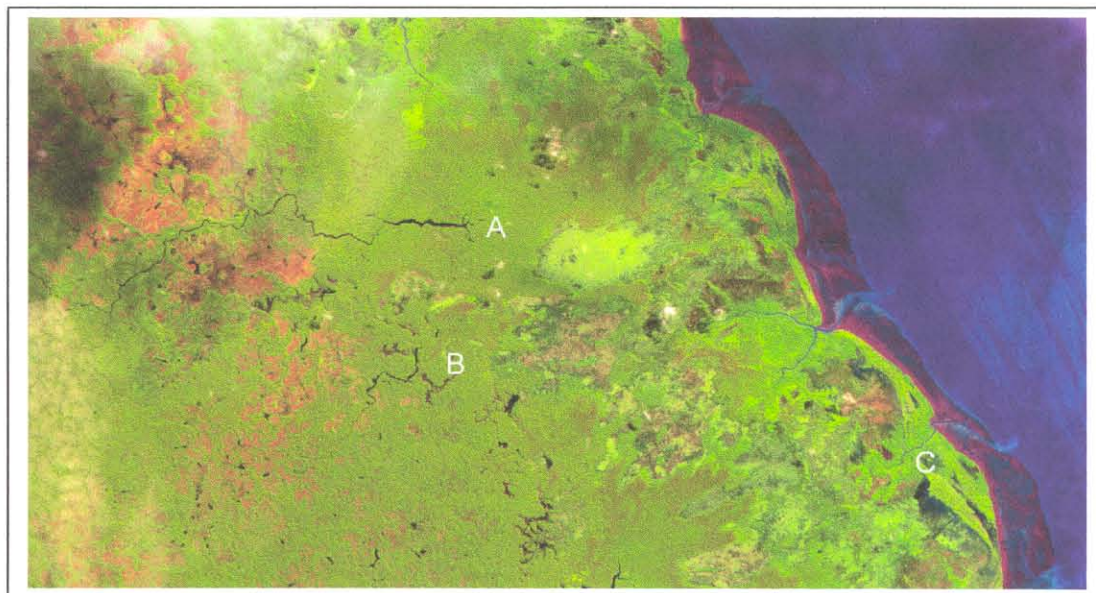


Figura 5.4 - A) Drenagem reversa ao sul do Rio Cunãni; B) braços isolados de antigas drenagens; C) planície de cheniers Calçoene. Imagem LANDSAT TM5, composição colorida 5R4G3B.

Os rios no extremo sul da planície costeira, Pedreira e Macacoari, seguem inicialmente a orientação do Lineamento Jari-Falsino e no limite da planície costeira mostram-se estruturados no sentido N-S e W-E, desembocando no rio Amazonas.

Os rios Gorijuba e Piririm têm suas nascentes orientadas segundo o Lineamento Oiapoque e Jari-Falsino. O rio Gorijuba mostra no seu baixo curso, magnífico registro de processo de avulsão.

Os estuários desenvolvidos na Planície Costeira do Amapá mostram uma característica de afogamento comum a todos os estuários recentes.

Dalrymple et al. (1992) admitem que os sistemas estuarinos influenciados por marés produzam padrões morfológicos gerados pela interação das correntes fluviais e de maré.

Na porção superior dos estuários desenvolve-se uma geometria afunilada característica. Na porção central dá-se o desenvolvimento de um segmento meandrante seguido por morfologia retilínea e sinuosa, definindo um padrão em cúspide.

Costa et al. (1996) mostraram que essa feição não é bem desenvolvida no Rio Araguari devido a combinação da ação das correntes de maré e da própria descarga do Rio Amazonas, responsável pelo crescimento de zonas de acreção e desvio do fluxo do rio Araguari para NE.

5.3.2 - A Paleo Rede de Drenagem

As observações realizadas através do sensoriamento remoto na planície costeira indicam que houveram modificações significativas no sistema de drenagem regional. Essas mudanças são reconhecidas através da presença abundante de paleofeições alí existentes e já citadas por outros autores (Pinto, 1930; Borges, J. 1934; Boaventura & Narita 1974; Mendes, 1994), tais Como: paleocanais entulhados, lagos residuais, extensas áreas de colmatação, etc. Através da análise de mapas antigos e de sua comparação com os sensores atuais, juntamente com uma nova leitura dos documentos históricos existentes, foi possível reconstruir a paleorede de drenagem da região, a qual contrasta sobremaneira da rede atual, tanto nas dimensões das drenagens individualmente, quanto no número de drenagens importantes as quais foram desativadas e tantas outras geradas.

No texto de Pinto (1930) uma observação feita foi a mudança de denominações dos acidentes geográficos no decorrer do tempo, normalmente com a substituição dos nomes indígenas originais por outros, franceses. Outras drenagens deixaram ou passaram a existir, ou então, não foram cartografadas na época. O documento faz uma rica descrição do comportamento das drenagens, porém, não possui cartas associadas ao texto. O mapa de Cavalcante (1896), no entanto, deve ter sido uma das bases de comparação do trabalho de Pinto (1930), em função das modificações por ele apontadas no texto texto desse último autor.

Mesmo levando em consideração os diferentes objetivos para os quais as cartas antigas foram elaboradas, é inegável a sua importância no diagnóstico das transformações ocorridas na planície costeira do Estado do Amapá, principalmente quando da comparação das mesmas com os sensores remotos hoje disponíveis.

5.3.2.1 – Domínio Norte

No Domínio Norte a carta de D’Anville (1749) chama a atenção em quatro aspectos: 1) a configuração dos cabos Orange e Cassiporé, com a presença de duas barras e uma drenagem que se posicionava a leste do Rio Cassiporé (Riv. Cassipoure); 2) a cartografia de uma drenagem que se posicionava ao norte do Rio Calçoene (Riv. Carsowene), denominada Riv. D’Arricari, hoje tratando-se de uma paleodrenagem denominada Rio Seco; 3) a presença de uma baía denominada de Baye de Maiacari, a qual recebia cinco outras drenagens; 4) a indicação de que o Rio Araguari (Riv. D’Arawari) fluía para o norte, entre o continente e a ilha de Maracá (Ile Carpori-Terre des Itapins). A referida ilha dividia-se em dois setores, norte e sul, desenvolvendo no setor norte, uma baía denominada de Baye de Vincent Pinzon (Figura 5.5).

No Domínio Norte, Cavalcante (1896) registra que o rio Aoussa – denominação do rio Uaçá aplicada há dois séculos atrás, possuía dois afluentes: Curupy e o Arucaná (Figuras 5.6 e 5.7). Pinto (1930) registra que no rio Uaçá “a pororoca se faz sentir levemente”. Esse mesmo autor descreve a região entre o Cabo Orange e o Cabo Cassiporé como “*uma costa áspera, baixa, rasa e sem accidentes, e, quase rectilínea*” (Figura 5.6 e 5.7).

O Rio Cassiporé, segundo Pinto (1930), “*possui um curso paralelo de rio Uaçá e no terreno baixo e pantanoso poe elles limitado há uma grande lagoa, a do Uçá, que communica com ambas. Nesse rio a pororoca se faz sentir muito longe*”. A lagoa referida pelo autor possui atualmente a denominação de Lago Maruani (Figura 5.7). O autor não fez referência as barras exibidas na carta de D’Anville (1749) (Figura 5.5), porém, elas são identificáveis na imagem de radar NA-22-V-B (Figura 5.7).

Pinto (1930) tratou a região até a desembocadura do rio Cunãni como Costa dos Mayés, tal como D’Anville (1749). Essa drenagem distinguia-se das outras

“insignificantes reentrâncias da região, por ser avistado de suas proximidades, na direção SW, por cima dos mangaes, um pequeno outeiro; é o Monte Mayé, o qual é coberto de vegetação e é visível a 29 quilômetros.” Essa feição é identificada nas fotografias aéreas de 1974 como uma saliência existente, formando como que uma pequena ilha abaixo da desembocadura. Atualmente, já não pode ser identificado, tendo sido, provavelmente, erodido pelas marés (Figura 5.8).

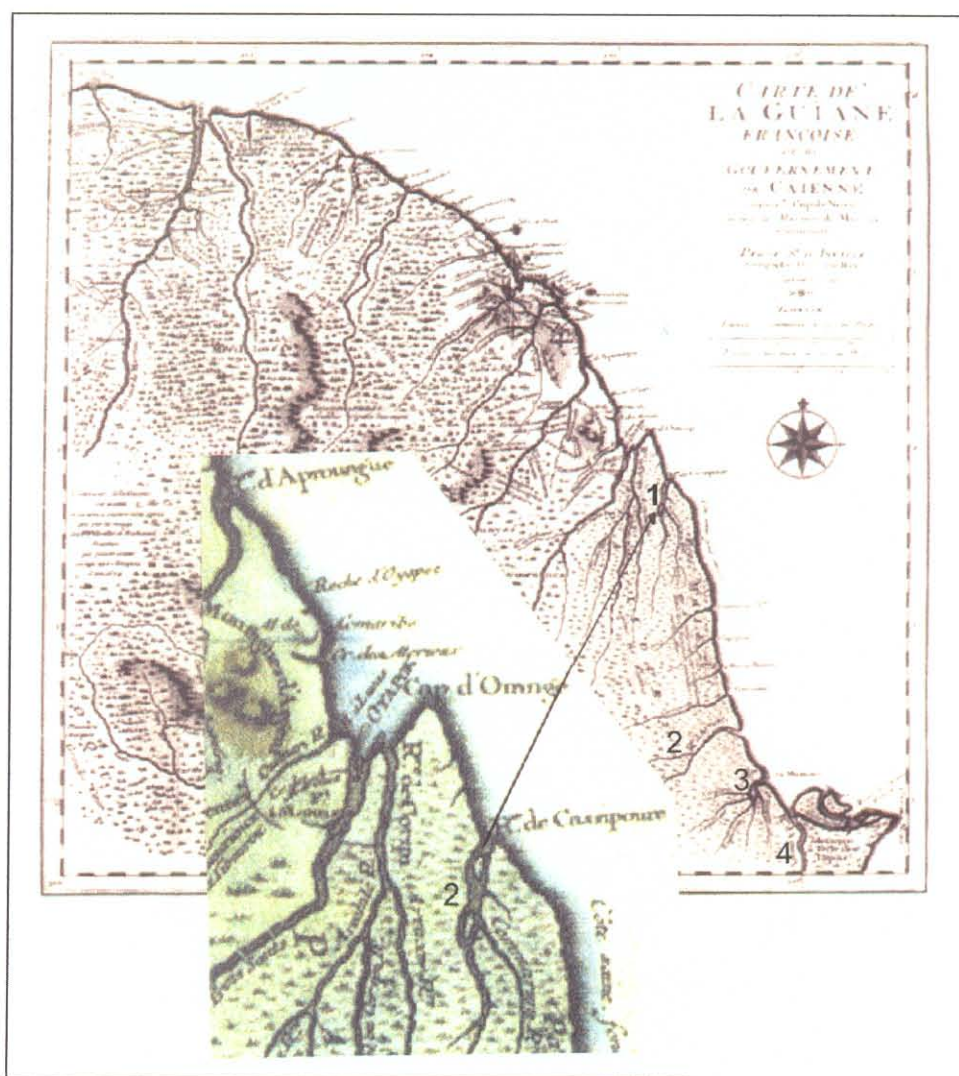


Figura 5.5 – Carta da Guiana Francesa elaborada por D’Anville (1749). Essa carta mostra algumas feições hoje reconhecidas como paleo-feições na Planície Costeira do Amapá: 1) barras fluviais já incorporadas ao Cabo Orange (Figura 5.7B); 2) Riv. D’Arricari (Rio Seco), entre os rios Calçoene e Amapá Grande; 3) Baía de Macarry; 4) Riv. Arawari (Indicação de que o Rio Araguari fluía para o norte).



Figura 5.7 - Imagem Radar NA-22.V.B. A) Lago Maruani (denominação atual), que correspondia a Lagoa Uaçá (Pinto, 1930). B) Uma das barras cartografadas por D'anville (1749), incorporada ao Cabo Orange pela progradação desse cabo para leste; C) sentido da progradação; D) Rio Uaçá; E) Rio Urucaua, afluente do Rio Uaçá; F) feição semelhante a um leque, provavelmente resultante de processos aluvionares. Comparar este registro com o da figura anterior.

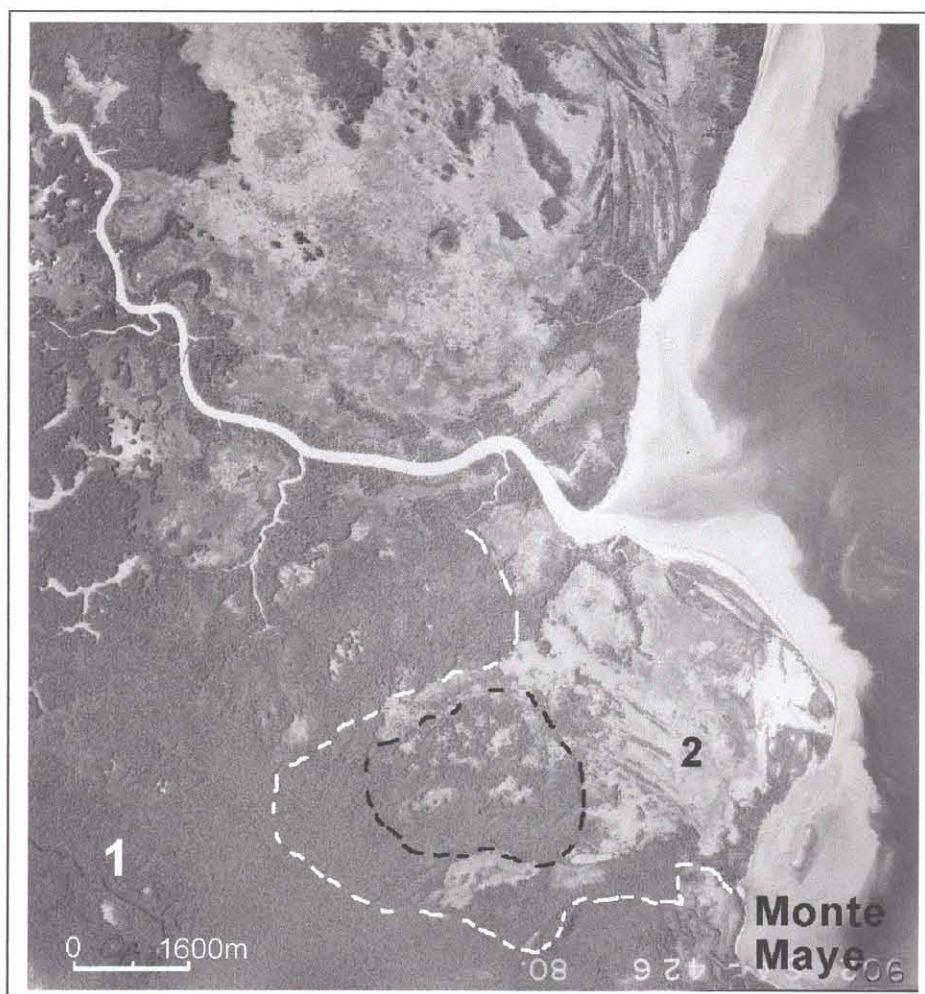


Figura 5.8 - Desembocadura do Rio Cunãni. Em 1) drenagem reversa; 2) linhas de acreção. As linhas tracejadas em preto e branco representam a antiga configuração da área. Essas feições, reconhecíveis nas fotografias aéreas, são perfeitamente compatíveis com aquelas registradas por Cavalcante (1896). O “Monte Mayé” ainda hoje é lembrado pelos moradores mais antigos.

O mais importante relato em relação ao rio Cunãni é a de que “dentro da embocadura, onde não há manguesal, na margem sul, há um porto vasto, de fundo de vasa molle, pouco profundo e abrigado por dunas, que avançam para o mar” (Pinto, 1930) (Figura 5.6 e 5.7).

A carta de Cavalcante (1896), retrata a existência do denominado “porto vasto” e provavelmente da existência dessas dunas (Figura 5.6).

A carta de Cavalcante (1896), retrata a existência do denominado “porto vasto” e provavelmente da existência dessas dunas (Figura 5.6).

A carta de Braz de Aguiar (1923), confirma essa fisiografia, e dá a denominação de Lago Cunãni a esse “porto vasto”, porém, não confirma a presença de dunas no local (Figura 5.9).

As fotografias aéreas confirmam a existência do lago Cunãni através de linhas que representam o fechamento dessa feição, provavelmente pelo assoreamento do Lago Cunãni de Braz de Aguiar (1923). As dunas não foram identificadas, nem qualquer indício das mesmas foi encontrado (Figura 5.9). No entanto, as tentativas de amostragem nessa área foram frustradas, em virtude da inconsistência do sedimento.

Na direção sul, Pinto (1930), registra a presença do rio Calçoene e a obstrução de sua desembocadura através de *“um banco de areia que se estende por tres milhas e que, nas marés equinociais, é fortemente atacado pelo mar, produzindo efeito semelhante ao da pororoca”*.

A configuração atual da desembocadura do rio Calçoene, mostra que os processos erosivos já se faziam sentir sobre essa região. Atualmente, a presença da barra pode ser identificada pela existência de extensa zona de acumulação arenosa, considerada por Nittrouer (1991a) como Zonas de Acumulação Efêmera, que, através de sobrevãos podem ser vistas como um sistema de barras dissecadas por canais de maré nas porções mais baixas da zona subtidal.

5.3.2.2 – Domínio Sul

No Domínio Sul, as transformações na fisiografia foram mais significativas, pois envolveram a reorganização de toda a rede de drenagem (Figura 5.10).

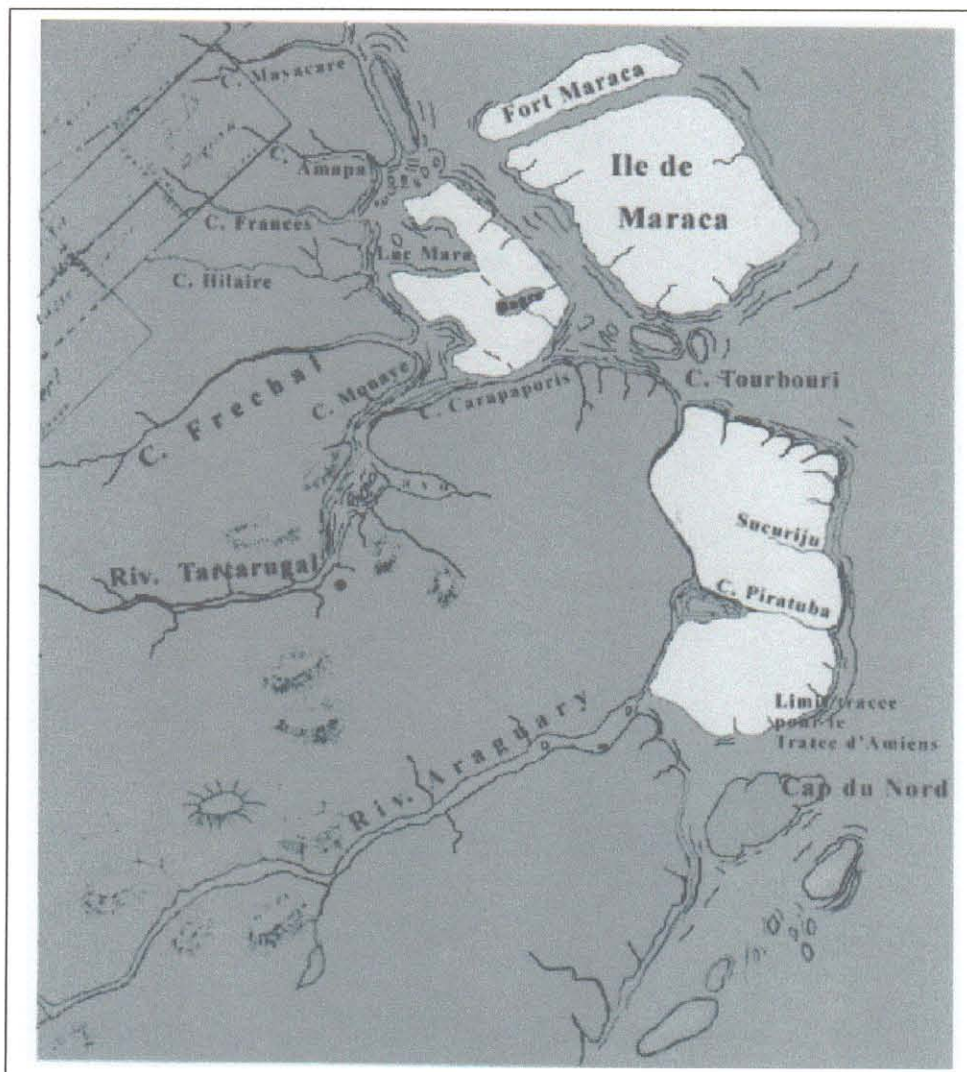


Figura 5.10 - Carta de Cavalcante (1896) referente ao domínio sul da planície costeira. A) Aspectos gerais da então ainda ativa Baía do Macarry. Observar a indicação de que o sistema já sofria processos de obstrução, com áreas rasas. Documento exposto no Museu de Mineralogia do CG/UFGA. Gentilmente cedida pelo Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa.

O primeiro exemplo é o rio Mayacaré, o qual situava-se entre o rio Calçoene e o rio Amapá, logo acima do atual rio Amapá Grande (Figura 5.11). Segundo Pinto (1930), o rio Mayacaré era sujeito à ação da pororoca e “de que um braço foi outrora o desaguadouro do Rio Amapá”. Atualmente, o curso d’água identificado como Mayacaré

restringe-se a um pequeno canal de maré, quase que totalmente obstruído pela sedimentação, enquanto o rio Amapá é uma importante drenagem do Domínio Sul (Figura 5.11).



Figura 5.11 - Fotografia aérea mostrando a configuração do antigo Rio Mayacaré, remanescente do atual Rio Amapá Grande. 1) O Rio Mayacaré; 2) Terraços do Grupo Barreiras; 3) Aluviões. No detalhe, os terraços do Grupo Barreiras e aluviões.

Em frente a Ilha de Maracá, Pinto (1930) relata a existência da foz do Amapá Grande, “cuja embocadura vasosa e coberta de mangues, tem 300 metros. É um rio novo (17º ou 18º século), devido a modificações profundas que sofreu esta vasta região lacustre, que tinha como principais escoadouros o Mayacaré (Maycari) e o Munayé (Amanahy), de que parte inferior é o actual rio Carapaporis. O Amapá era um igarapé

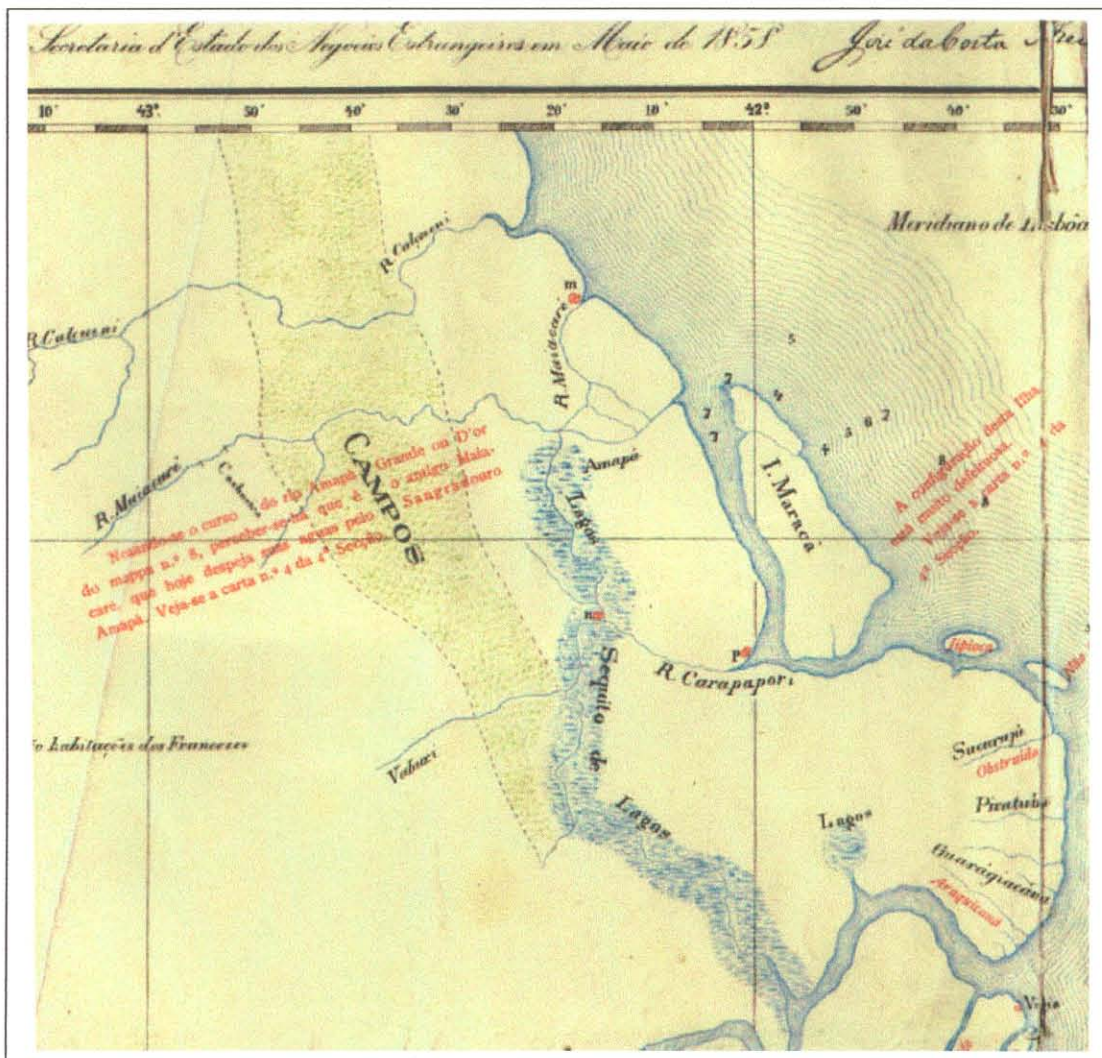


Figura 5.13 - Mapa de Azevedo (1858) já indicando a correção para a nova direção do Rio Mayacaré para leste, assumindo a denominação de Amapá Grande e o registro da obstrução do Sucurijú.

O mapa elaborado por Braz de Aguiar (1923) (Figura 5.9) e outras cartas existentes na mapoteca da Comissão Demarcadora de Limites mostram a existência de um divisor de águas entre os rios Amapá Grande e Calçoene, corroborando a observação feita por Pinto (1930).

O rio denominado então de Munayé ou Amanahy corresponderia a uma continuidade do atual rio Tartarugal.

Pinto (1930) relata que muito antes de 1857 o Amandahy (Tartarugal) não possuía mais comunicação com o Carapaporis, dirigindo-se, isso sim, para o lago Duas Bocas.

As observações apresentadas por esse autor representam a obstrução do sistema, não significando que apenas o rio Tartarugal tenha modificado seu curso. Na verdade, todas as drenagens, que vindas do continente ali desembocavam, ficaram com seu curso confinado na direção norte-sul, e são atualmente consideradas como afluentes do Rio Flechal que desemboca no rio Amapá Grande. No seu trajeto atual, o Rio Flechal nasce nos planos mais altos do cristalino, corre por sobre o Grupo Barreiras, bifurcando-se para SE às proximidades da Fazenda Nação onde vai alimentar o Lago Pracuúba. O segundo ramo dessa bifurcação segue em direção ao norte, até alcançar o rio Amapá Grande, após receber o fluxo de outras drenagens que também correm no sentido E-W.

O rio Tartarugalzinho não foi registrado nas cartas anteriores a de Braga (1918). Já na carta de Braga (1918), os rios Tartarugalzinho e Tartarugal Grande têm seus nomes trocados, provavelmente devido a erros humanos. As cartas de Braz de Aguiar (1923); MIR-37 (1974) (Carta Imagem Preliminar de Radar-NA-22-ZA; IBGE - Estado do Amapá (1994) conservam a nomenclatura correta.

O rio Tartarugal Grande tem seu curso confinado no limite entre as rochas do embasamento cristalino e o Grupo Barreiras no sentido NE-SW até as proximidades da sede do município de Tartarugalzinho. À partir daí, une as suas águas às do rio Tartarugalzinho que vem de seu trajeto sobre o embasamento cristalino e sobre o Grupo Barreiras (em menor extensão), no sentido E-W. À partir da confluência dessas duas drenagens recebe o nome de Rio Macarry, que corre no sentido NE-SW e vai desaguar no Lago Pracuúba, e também desvia-se para o sul, na direção do Lago Duas Bocas.

Ainda segundo Braga (1918), em 1796 os portugueses já conheciam essa modificação na hidrografia da região, pois, segundo Bento da Fonseca (1728, apud

Pinto, 1930), “o rio Amandahy lançava-se ao mar, depois de atravessar a Baía de Macarry” (atual Lago da Jaca).

A descrição detalhada desses pesquisadores, nos sugere que além dos fenômenos de sedimentação aluvionar representativa, também ocorreram fenômenos estruturais importantes, como o descrito para o rio Amapá, numa clara referência a uma influência tectônica. Como pudemos verificar na análise da rede de drenagem atual, o rio Amapá Grande possui no seu baixo curso, a orientação do Lineamento Jari-Falsino. Pode-se depreender então, que progressivamente, essas drenagens foram assumindo a mesma orientação dessas linhas de fraqueza. É sabido que os baixos cursos dos sistemas de drenagens são as áreas mais susceptíveis a quaisquer modificações. Essas modificações serão proporcionais a intensidade do fenômeno e a localização dos mesmos. Assim, as modificações ocorridas no rio Amapá podem ser um reflexo de reativações ocorridas, como por exemplo, sobre o Escudo das Guianas, ou, na plataforma continental.

Outro fato importante é a informação de que o rio Amandahy, atual rio Tartarugal, desembocava no Oceano Atlântico. Durante a análise das fotografias aéreas e imagens de radar, foi possível rastrear o PaleoTartarugal, e verificar que houve um rompimento abrupto dessa drenagem. O excelente grau de preservação das feições fluviais (“levées”, barras, “ox-bows”), sugere que houve uma mudança no nível de base, possivelmente através de um movimento relativo, posicionando essa região em cotas diferenciadas. Uma análise mais aprofundada do comportamento do Paleo Rio Tartarugal pode ser encontrado no seguimento deste trabalho.

5.4 - TRANSFORMAÇÕES MORFOLÓGICAS DA REDE DE DRENAGEM

A representação cartográfica de Cavalvante (1896) é coincidente com a paleocartografia do domínio sul da planície costeira encontrada na carta NA-22-V-B. (Figura 5.10). O praticamente extinto Mayacaré possuía orientação NE-SW, e tinha a denominação de Canal Mayacaré, não refletindo portanto a condição de ter sido uma drenagem significativa. Partindo desse canal, em direção sudeste, uma extensa barra

seguia até a desembocadura do atual Amapá Grande, o qual até então, também era denominado de Canal do Amapá. Essa barra foi acrescida ao continente. Sua desembocadura voltava-se para SE, onde se situava uma série de pequenas ilhas (Figura 5.10).

A partir do Canal do Amapá na direção sudoeste, situava-se o Canal denominado Frances, que corresponde ao atual Amapá Pequeno. O fluxo desse canal se dava no sentido E-W, porém a sua foz possuía a forma de um funil inclinado para NE (Figura 5.10).

Deslocando-se em direção sul, à partir da foz do Canal Frances, ocorria o Canal Hilaire, o qual possuía um fluxo também no sentido E-W. A partir daí, a porção continental infletia-se para SE, onde situava-se o Canal Fréchal (atual Rio Flechal), cujo fluxo se dava de SW para NE. A foz do Canal Fréchal mostrava a forma de um funil levemente inclinado para SW, (Figura 5.10).

As drenagens mais importantes do Domínio sul, na época da elaboração desse mapa, eram os rios Tartarugal e Araguari, denominados **rivier** (rio, em francês). Isto não significa que as outras drenagens não existissem; elas podem não ter sido cartografadas.

O “Rivier” Tartarugal possuía um curso E-W, e, infletia-se bruscamente para NE num ângulo muito agudo, onde ocorria um aumento considerável na sua largura (Figura 5.10). Na margem direita formava uma enseada bastante fechada que recebia a denominação de Navo, e corria no sentido E-W. Nessa porção de seu curso, o Tartarugal recebia o nome de Munayé (Amandahy). Sua foz possuía a forma de um funil aberto na direção NE-SW, e à jusante iniciava-se o Canal Carapaporis entre o continente e a aqui denominada Grande Ilha. Essa ilha se estendia desde a foz do Canal do Amapá até a desembocadura do Munayé (Amandahy=Tartarugal) (Figura 5.10). A denominação de Grande Ilha está sendo assumida por nós, para efeito de referência cartográfica.

A Grande Ilha apresentava formas irregulares, com o comprimento maior no sentido NW. Na sua porção oeste exibia um traçado reto e mostrava uma enseada

também com formas retilíneas, arredondando-se na porção Sul, quando então formava com o continente, o Canal do Carapaporis, numa forma de funil muito aberto no sentido NE (Figura 5.10). Na sua porção norte apresentava uma grande enseada com forma grosseiramente triangular, chamada Lac Mara (atual Lago Grande). Na sua face em contato com o mar, possuía um corte aproximadamente reto com direção NW-SE, mostrando a existência de um lago denominado Bagre. Imediatamente à leste, localizava-se a Ilha de Maracá, subdividida em dois segmentos. Ao sul da Ilha de Maracá, na região próxima à desembocadura do Canal Carapaporis, ocorria uma série de pequenas ilhas.

A partir do Canal Carapaporis a região possuía continuidade no sentido leste, até o Canal Tourbouri. Esse canal era na verdade, o resultado da colmatação de ilhas, e, possuía um sentido N-S. A porção à jusante do Canal Tourbouri infletia-se para NW-SE e em sua extremidade SE localizava-se o Cap du Nord (Cabo Norte). Uma nova inflexão para Sul, e, encontrava-se o Sucuriju e o Canal Piratuba. A partir daí, a costa infletia-se novamente, agora para E-W, onde dava-se a desembocadura do Rio Araguari (Rivière Araguay, Figura 5.10).

O Canal Piratuba, na sua porção interior, passou a ser então como que um dos três sangradouros do lago formado pela colmatação e conseqüente soldamento ao continente.

A acreção dessas ilhas ao continente deu-se ao norte do Rio Araguari (Rivière Araguay). Sua foz se dava francamente para SE, sob a forma de um funil. Na boca do funil, ocorria uma terceira ilha, à qual também foi acrescida à região, resultando praticamente o recorte atual (Figura 5.10).

Braz de Aguiar (1923) chamou o canal de ligação entre a ilha e o Rio Araguari de Furo do Araguari ainda hoje reconhecido nas imagens de radar (Figura 5.14), porém, quase que totalmente colmatado. A porção leste da ilha é hoje denominada Ponta Grossa.

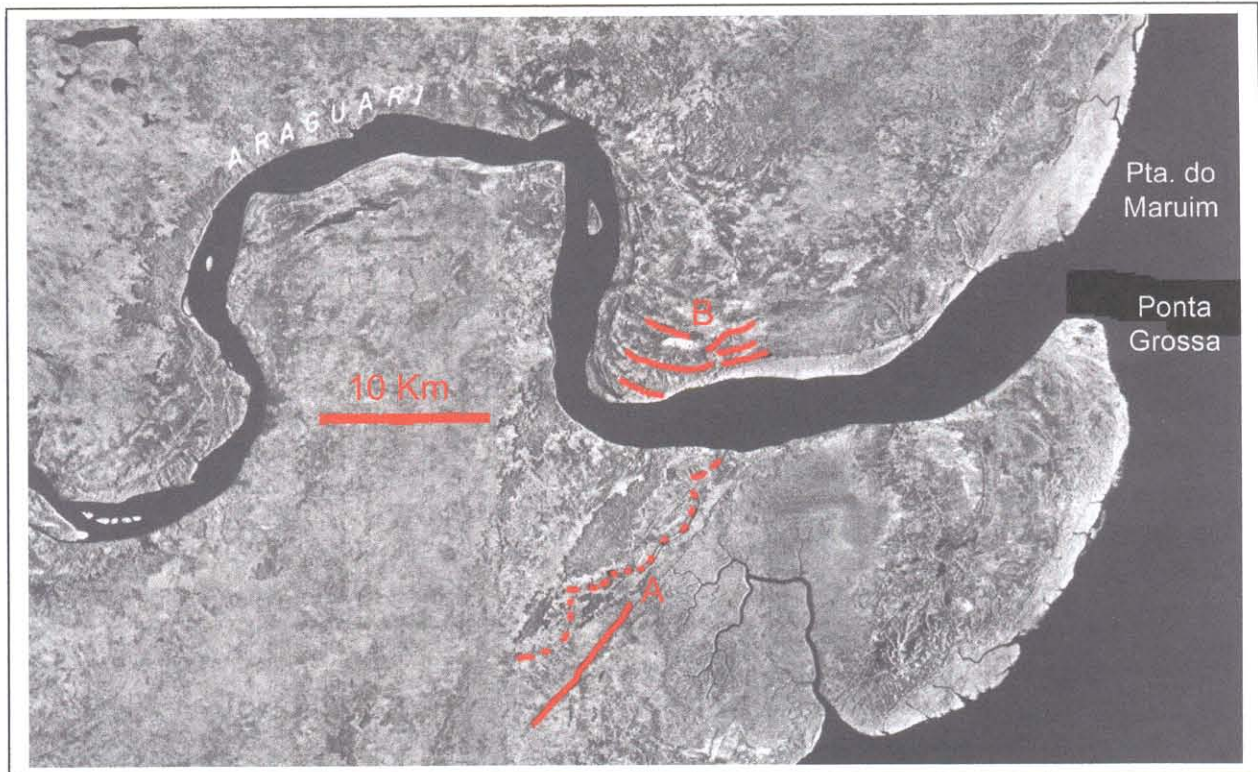


Figura 5.14 - Baixo curso do Rio Araguari. A) O Furo do Araguari (Braz De Aguiar, 1923). Esse furo representa a incorporação da ilha ao continente; B) linhas de acreção. Imagem Radar da Folha NA-22-Z-A.

O Capitão de Mar e Guerra Braz Dias de Aguiar, então chefe da 1ª Divisão da Comissão Brasileira Demarcadora de Limites, procedeu, em 1923 a publicação de uma carta na escala 1:1000.000 do então Território do Amapá, instituído pelo Decreto Lei 5812. Nesta carta, mais detalhada que a carta anterior é possível observar mudanças importantes, e, uma maior aproximação da atual cartografia da região (Figura 5.9).

A primeira modificação foi praticamente a extinção do Canal Mayacaré. Apenas linhas tracejadas mostram que já não havia um fluxo fácil entre o referido canal e o Canal Amapá, que fluía num sentido praticamente E-W. Sua desembocadura já se dava diretamente no Oceano Atlântico.

O Lago Grande (Lac Mara) já está delimitado, e pode ser inferido o Paleo Garrote. O Rio Amapá Pequeno (C. Hilaire) possui um traço reto com direção NE-SW (Figura 5.9).

A grande e importante modificação se deu através do soldamento da Grande Ilha ao continente, promovido pela colmatação progressiva de algumas áreas e propiciando a modificação da hidrografia através da mudança de curso dos principais elementos da drenagem.

A colmatação progressiva dos canais adjacentes à ilha e sua anexação ao continente permitiu a formação do Lago da Jaca, o qual possuía ligação com o mar, através do chamado Canal Carapaporis de Cavalcante (1896) (Figuras 5.9 e 5.10).

O Rio Flechal (C. Fréchal), assim como todos as outras drenagens que fluíam no sentido leste-oeste, devido a obstrução do sistema, passa a correr na direção norte, onde vai alimentar os lagos do Cinturão Lacustre Ocidental, como o Lago Pracuúba.

Pela primeira vez é cartografado o Rio Tartarugalzinho, o qual desembocava no Rio Tartarugal Grande, às proximidades do atual Lago Duas Bocas. O sangradouro do Lago Duas Bocas se dava através do Rio Macarry que desaguava no Lago da Jaca (Figura 5.9).

A partir do Canal do Carapaporis a linha de costa se desenvolvia sob a forma de pequenas baías infletindo-se para NW-SE até alcançar o Cabo Norte (Razo), atual Cabo Norte. Essas baías encontram-se atualmente fechadas

Na carta de Braz de Aguiar (1923), também é possível identificar a ocorrência das duas ilhas que, anexadas ao continente, deram origem ao Lago Piratuba. Os lagos dos Gansos, Floriano, dos Ventos foram cartografados (Figura 5.9).

Uma importante modificação no entanto, se dá na cartografia dos lagos Novo e Comprido (lagos ao Norte do Rio Araguari). Nessa carta, o Lago Novo possui uma dimensão muito maior do que a atual (Figura 5.9).

Os atuais lagos Comprido, Mutuco e Comprido de Dentro não faziam parte da cartografia de Braz de Aguiar (1923). A forma do então denominado Lago Novo, deixa

entrever a possibilidade de que esses três lagos tenham sido formados pela colmatação progressiva do Lago Novo (Figura 5.9), até a situação atual.

O autor acima citado procedeu também a cartografia dos rios Gorijuba, Jacitara, Jupati, Pixuna, Macacuri, Pedreira, Carapanatuba e Curiaú, localizadas à nordeste de Macapá (Figura 5.9).

Com base nas cartas antigas e nas cartas atuais, foram identificadas modificações importantes. Seriam essas modificações devidas ao avanço da cartografia, ou representariam os diferentes processos que modificaram a configuração da planície?

Em relação a cartografia essa questão se torna relevante na medida em que ainda hoje, a cartografia da planície costeira não é conhecida, o que dificulta sobremaneira os trabalhos de mapeamentos. Por outro lado, a cartografia sempre foi muito impulsionada pela navegação, e, as cartas eram elaboradas em função de objetivos políticos e comerciais, não tendo como base primordial, estudos científicos, carecendo muitas vezes de dados confiáveis.

Tomemos como exemplo a porção sul da Ilha de Maracá nas cartas elaboradas por Cavalcante (1896) e Braz de Aguiar (1923) as duas chamam a atenção à forma da Ilha de Maracá. A carta de Cavalcante (1896) mostra a Ilha de Maracá com a configuração aproximada da atual, apenas com uma maior dimensão (Figura 5.10). Braz de Aguiar (1923) mostra a mesma ilha com uma forma irregular, sendo o seu lado oeste mais alongado e uma grande curva com abertura para o lado sul, numa grande baía (Figura 5.9).

Por outro lado, quando analisamos a Ilha de Maracá com o auxílio de imagens de radar ERS-1, podemos ter outras informações importantes. Cabe porém, ter em conta as características de imageamento dos radares, que registram os corpos aquosos como superfícies lisas ou rugosas, com ou sem retroespalhamento ("backscattering"), dependendo do ângulo de incidência do radar.

No entanto, tanto na zona costeira do Estado do Amapá, quanto na desembocadura do Rio Amazonas, regiões consideradas muito rasas, muitas feições de fundo podem ser reconhecidas.

O caso da Ilha de Maracá é uma situação clara. Através do ERS-1, é possível reconhecer, à partir da jusante do Igarapé Macarry, um grande corpo que se estende por toda a porção sul da ilha, atravessando o Canal do Varador de Maracá (Figura 5.15). Na sua porção mais larga mede 13 km e adelgaça-se para leste, alcançando 3 km sendo compatível com aquela mostrada na carta de Braz de Aguiar (1923) (Figura 5.9), e, com as cartas de navegação, que representam-na como uma área rasa. Além disso, essas feições foram reconhecidas por Vital & Silveira (1990). A feição foi caracterizada como uma plataforma rasa limitada por dois canais (Figura 5.15).

Os dados geológicos mostram que o mar tinha acesso aos canais que bordejavam a Grande Ilha. Uma seqüência de cerca de 6 metros de sedimentos apresentam evidências de transformações dinâmicas importantes. Sedimentos finamente laminados e bioturbados por *Polychaetas* compõem a base do testemunho e sugerem a presença de águas relativamente rasas e salinas. Acima dessa seqüência, sedimentos siltico-argilosos laminados mostrando estruturas de colapso e convolutas, tais como as hoje existentes na baía do Macarry sugerem uma dinâmica mais energética, influenciada pelas marés. A quantidade de argila cresce em direção ao topo. Acima dessa seqüência, evidencia-se a influência fluvial através de material siltico arenoso, com granocrescência ascendente, fitoturbados, mostrando que esse material sofreu exposição sub-aérea, durante o fechamento do canal.

Essa seqüência é encontrada à aproximadamente 22 km de distância da atual linha de costa. Um nível de água mais elevado também foi reportado por Guerra (1954), através do depoimento de moradores da região do município do Amapá os quais declararam que ainda no final do século passado era possível fazer o desembarque do gado através do Macarry.

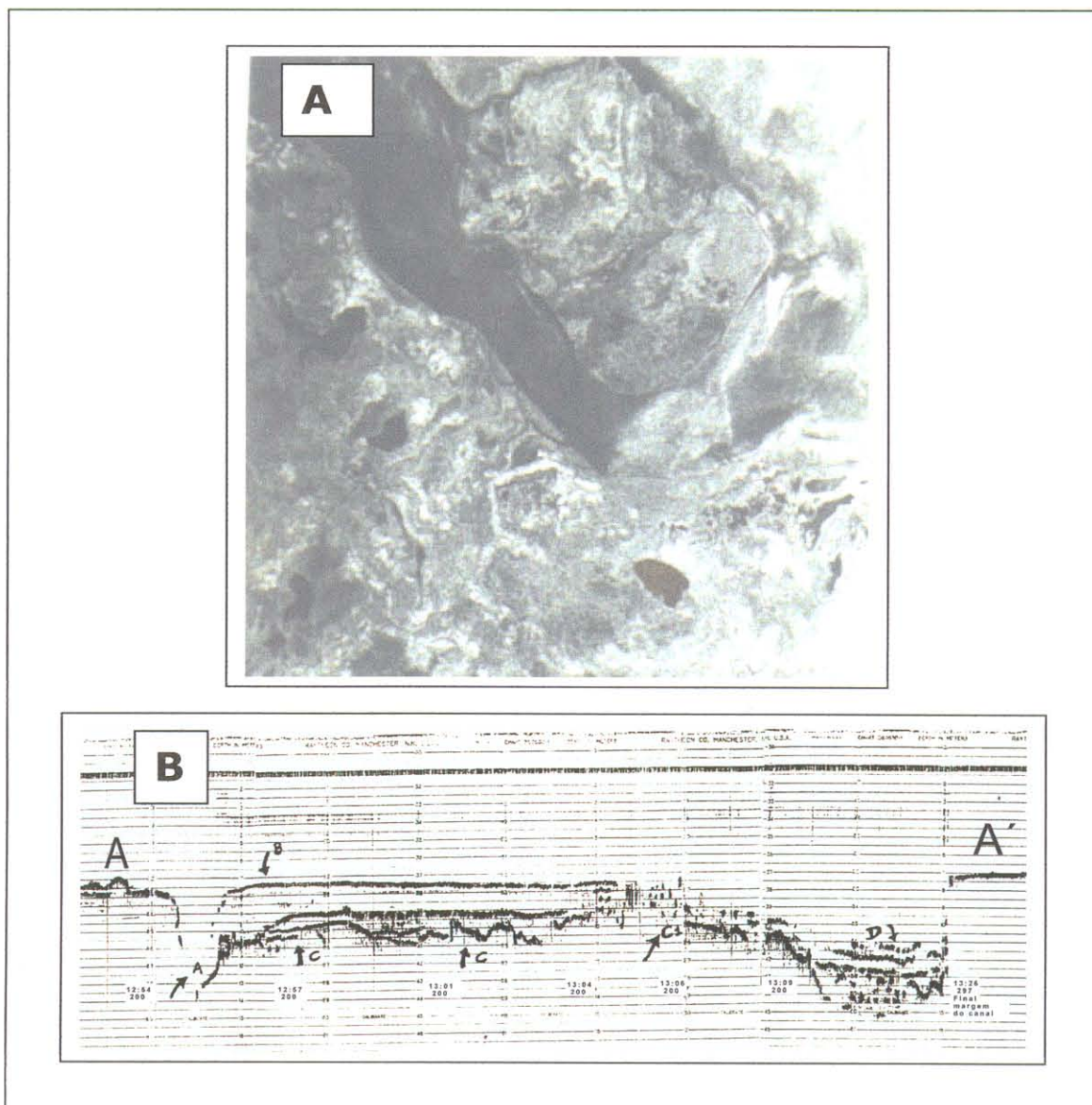


Figura 5.15 – A) Imagem ERS-1, mostrando a morfologia de fundo entre a Ilha de Maracá e o continente, adjacente ao canal de Carapaporis. Observar zonas muito rasas (cores esbranquiçadas) e zonas mais escurecidas em diferentes tonalidades, mostrando diferenças de profundidade; B) Recobrimento sísmico da porção sul do canal do Carapaporis (Ponta do Machadinho–continente). Observar a coincidência entre as áreas mais rasas e mais profundas e, comparar a imagem ERS-1: A) Canal em forma de V, ativo; B) superfície construtivo; c) superfície erosiva; C₁) superfície erosiva aflorante; D) preenchimento simétrico de canal.

Ainda hoje é possível ouvir relatos da existência de grandes âncoras de ferro que pertenceram a grandes embarcações que tinham acesso ao Macarry, anteriormente à obstrução do sistema fluvial.

5.5 – SUMÁRIO E DISCUSSÕES

A região costeira norte brasileira pode ser considerada como uma área sujeita à várias condições limite. A sua posição equatorial, situada entre duas margens continentais de comportamentos opostos e, submetida às conjunções impostas pela Zona de Convergência Intertropical e o Sistema de Dispersão Amazônica sugere que são inúmeros os fatores os quais interferem na sua evolução.

Pela sua característica de baixo gradiente, essa região responde através de sua rede de drenagem às pressões exercidas por esses fatores.

Na planície costeira do Estado do Amapá, a rede de drenagem constituiu-se em ferramenta importante para a identificação das transformações morfológicas ocorridas na região, sendo identificadas tanto a rede de drenagem atual quanto uma paleo rede de drenagem.

A rede de drenagem atual mostra padrões de densidade diversos, relacionados aos diferentes compartimentos morfoestruturais.

A sinuosidade da drenagem (mista e retilínea) e o ângulo entre as confluências (médio e alto) demonstram que a tectônica é um processo importante, o que é corroborado pela análise da tropia. Essa estruturação é, certamente, um reflexo dos eventos relativos a Fase Pré-Holocênica.

Os registros dessa estruturação no Domínio Norte estão representados pela presença de feições anômalas e drenagens reversas localizadas desde o sul do Rio Cunãni até o sul do Cabo Cassiporé. No domínio estão melhor preservados através de uma paleo rede de drenagem perfeitamente identificável em mosaicos de radar e comprovada através de documentos históricos, e, bastante diferente da rede de drenagem atual.

A principal causa dessa estruturação no Domínio Sul da planície costeira foi o adernamento do bloco representando pela região imediatamente ao norte do Lineamento Cassiporé (N-S).

O adernamento se deu no sentido NW-SE, com caimento para SW, o que provocou a desorganização da rede de drenagem pretérita e a criação de espaço para a instalação do “Séquito de Lagos” na porção oeste do bloco, facilitando a chegada dos aluviões e a progressiva agradação da área. Os principais registros são paleodrenagens com até 1,2 Km de largura, “ox-bows” e feições semelhantes a deltas internos.

Na porção oriental do bloco, ao contrário, relativamente soerguido, deu-se a obstrução do sistema como um todo, onde é comum a reversão das drenagens que passam a fluir continente adentro, enquanto que a linha da costa sofre os efeitos erosivos por oferecer uma maior área à ação das marés e correntes.

Acreditamos que na região da plataforma continental interna, o efeito desse soerguimento corresponda a destruição do topo das seqüências sedimentares, pela ação erosiva da hidrodinâmica.

A porção meridional do bloco, em função do difícil escoamento do sistema, mostra a proliferação de áreas alagadas, sofre os processos de colmatação, além de permitir a construção de magníficas feições acrecionárias na desembocadura do Rio Araguari.

6 - PROCESSOS SEDIMENTARES NA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ

6.1 - INTRODUÇÃO

A linha de costa amapaense está sendo submetida a intenso processo de erosão através da ação combinada dos sistemas de ventos, correntes e marés. As características morfológicas da área permitem que os fenômenos erosivos se estendam através dos estuários que ali se desenvolvem, apesar da existência de zonas acrecionárias restritas, porém significativas.

As porções mais internas da planície, por sua característica de relevo baixo, sofrem processos de deposição, com a colmatação de lagos e canais o que resulta na agradação do terreno, e do desenvolvimento de depósitos de desembocadura os quais podem eventualmente, ser anexados a linha de costa.

6.2 - MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

Os processos sedimentares foram identificados através das modificações detectadas pelo sensoriamento remoto, sobrevôos, além de observações de campo, e da análise dos testemunhos coletados nos diferentes perfis.

6.3 - CLASSIFICAÇÃO DA LINHA DE COSTA

Allison (1993) definiu a classificação da linha de costa, com base naquela do Suriname, elaborada por Augustinus (1980) e Rine (1980). Além disso, utilizou dados de campo e fotografia obtidos em sobrevôos para chegar a definição de três diferentes tipos de linhas de costa (Figura 6.1A): 1) **Erosiva Lamosa** – Subdividida de acordo com a morfologia em terraços, denteada e reta. Os terraços caracterizam a erosão rápida e estão associados à grande variação das marés. São mais expressivos nas bordas norte e leste da Ilha de Maracá e apresentam, no topo uma grande resistência devido aos depósitos de turfa. As porções classificadas como denteadas também estão associados a rápida erosão. Mostram uma configuração em “dente de serra”.

As porções classificadas como retas ocorrem na parte norte da extensão erosiva da costa amapaense, onde a amplitude das marés e a velocidade das correntes reduzem a ação erosiva. As porções denteadas e retas mostram, segundo o autor, uma gradiente em direção ao mar aberto de 1:800 a 1:1800. Para as porções norte e leste da Ilha de Maracá o gradiente é de 1:3000 A 1:4000;

2) **Deposicional Arenosa** – Ocorre sob a forma de planícies arenosas com 10 a 30 Km de extensão depositados ao norte das desembocaduras dos rios que drenam a costa amapaense. Provocam uma diminuição do gradiente (1:1200 a 1:2000) em relação à costa Erosiva Lamosa. Canais meandranes de até 10 metros de largura produzidos pela descarga de pequenos córregos alcançam a porção distal destas planícies. As areias analisadas pelo autor nas planícies arenosas dos rios Amapá Grande, Calçoene e Cunani são consideradas praticamente idênticas. Todas as amostras são consideradas pelo autor como sendo provenientes dos antigos cheniers localizados ao norte do Rio Cunani;

3) **Acrecionária Lamosa** – São os sedimentos finos acumulados a partir de 10 Km ao sul do cabo Cassiporé e que estende-se por 85 Km até a fronteira da Guiana Francesa. O gradiente varia de 1:2000 no cabo Cassiporé, até 1:3200 no flanco do Cabo Orange, produzindo uma zona intertidal de 2-5 Km de largura. Ao contrário do que acontece no mês de outubro nas planícies lamosas do Suriname, no Cabo Cassiporé não ocorrem os fluxos de lama. Essas feições resultantes de movimentos de massa ocorrem nos meses de janeiro e junho, associadas a deposição de uma camada superficial sazonal (Seasonal Surface Layer – SSL), a qual avança até a isóbara de 5 metros.

Mendes (1994) definiu a linha de costa amapaense em dois tipos distintos, (Figura 6.1B): 1) **Costa Reta** – Tem ampla distribuição, ocorrendo tanto nas zonas acrecionárias lamosas (zonas intertidais) quanto nas áreas acrecionárias arenosas de baixo gradiente. Nas áreas acrecionárias lamosas possuem largura de 500 metros (baixa-mar), expondo os cabos Cassiporé e Orange indo em direção a Guiana Francesa e Suriname. Possui em perfil forma de cunha que se adelgaça em direção à região supratidal, onde se dá a proliferação de *Avicennia germinans*;

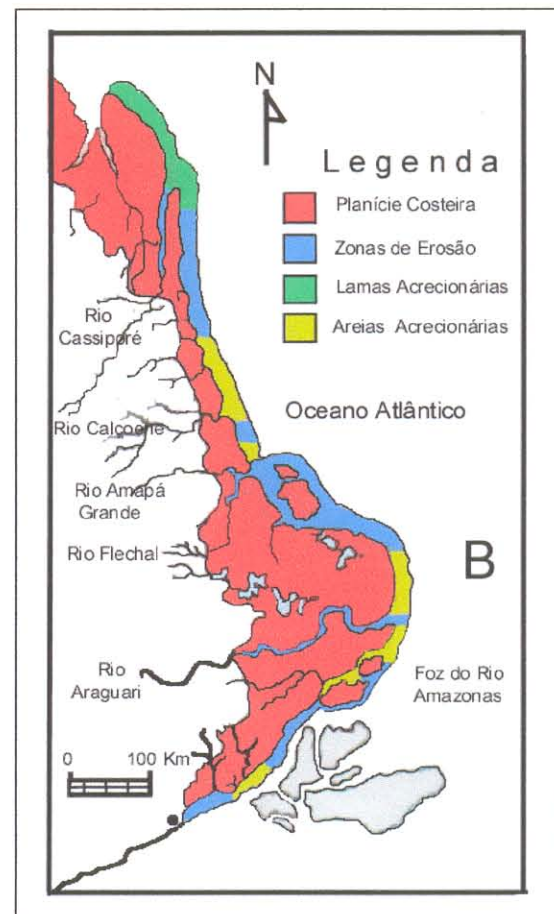
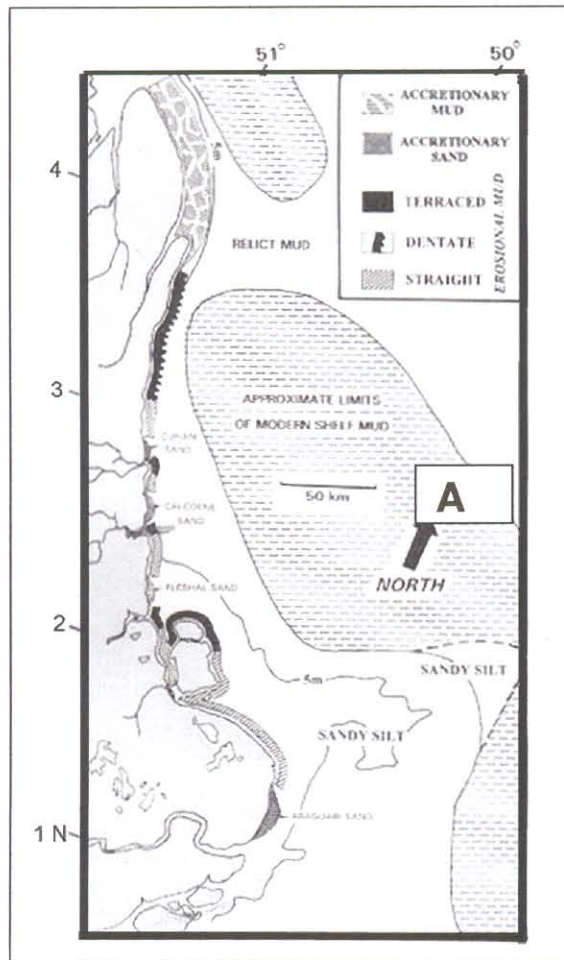


Figura 6.1 – Tipos de linhas de costa (A) segundo Allison (1993) e Mendes (1994); B) distribuição das zonas de erosão e acreção, no Estado do Amapá. Modificadas de Allison (1995a) e indicadas por Torres (1997).

2) **Costa Denteada** – Resulta da ação erosiva irregular, caracterizada como um dente de serra, causada entre outros fatores pela grande quantidade de pequenas drenagens que alcançam a linha de costa, baixa taxa de deposição, variação de parâmetros hidrodinâmicos e oceanográficos sazonais ou cíclicas de maior amplitude e/ou movimentação neotectônica.

6.4 - PROCESSOS SEDIMENTARES NA COSTA DO AMAPÁ

6.4.1 - Processos Erosivos

A erosão é o processo dominante na costa do Estado do Amapá, estendendo-se por cerca de 280 Km desde o Cabo Norte até o sul do Cabo Cassiporé (Nittrouer et al., 1991a; Allison, 1993 e Mendes, 1994).

Na região da desembocadura do Rio Amazonas a ação erosiva também é muito forte, porém, a presença do Arquipélago de Bailique transfere maior força erosiva para as porções das ilhas voltadas diretamente para o mar (Torres, 1997) (Figura 6.1B).

De acordo com Allison et al. (1995a) as áreas arenosas, representadas pelas Zonas de Acumulação Efêmera de Nittrouer et al., (1991b), expõem durante os períodos de erosão, as argilas consolidadas representantes de um ciclo progradacional pretérito, ocorrido entre 500-1300 anos BP. Essas superfícies reliquias são expostas até aproximadamente a isóbata de 10 metros e continuam oceano adentro, sotopostas pelas lamas modernas da plataforma (Sommerfield et al. 1995) confirmando esse ciclo progradacional antigo e, mostrando a retração da linha de costa naquele período.

Allison (1995b) estimou que a retração da linha de costa é de cerca de 0,5 até 1,0 metro por ano. Cerca de 2350-4700 m³ de sedimentos são retirados anualmente por cada quilometro da linha de costa, o que significa dizer que 1-4x10⁶ toneladas de sedimentos são retirados a cada ano das regiões predominantemente erosivas.

Apesar de sua magnitude, o processo erosivo é natural, e pode também ser detectado através da presença de áreas dissecadas por pequenos córregos e outros canais que alcançam escala de dezenas de metros de largura e, também, através dos fluxos de material que drenam as porções costeiras durante as inundações. A ação

biológica também acelera os processos erosivos através das cavidades deixadas pelos animais durante o seu trajeto pelos sedimentos (Allison, 1995b), (Figura 6.2 a, b, c).

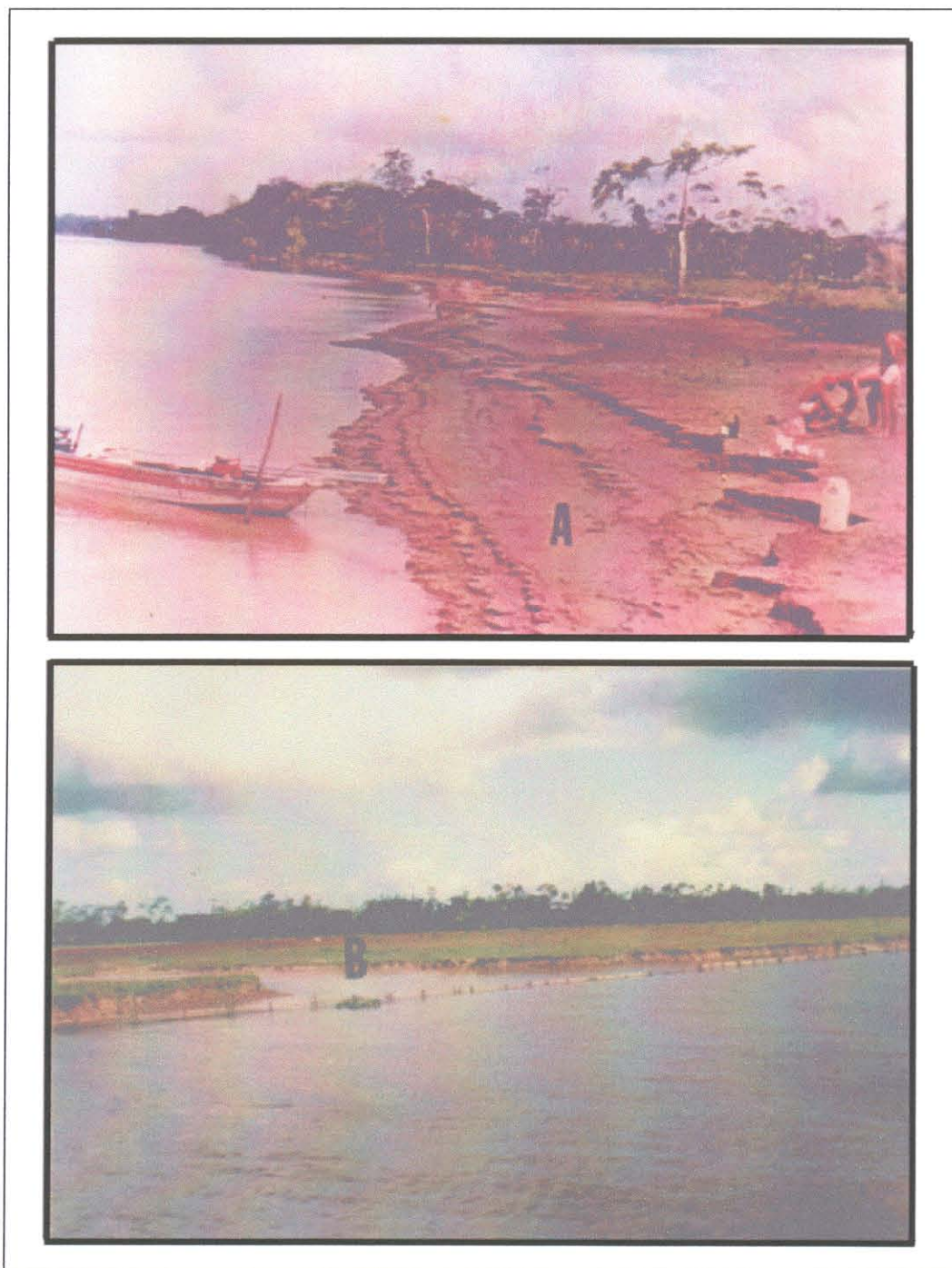


Figura 6.2a - Processos erosivos no domínio sul da planície costeira. A) localidade de Livramento, margem esquerda do Rio Araguari. Aspecto “dente de serra”, esculpido em sedimentos síltico-arenosos; B) destruição e perda de terrenos pela ação das águas.

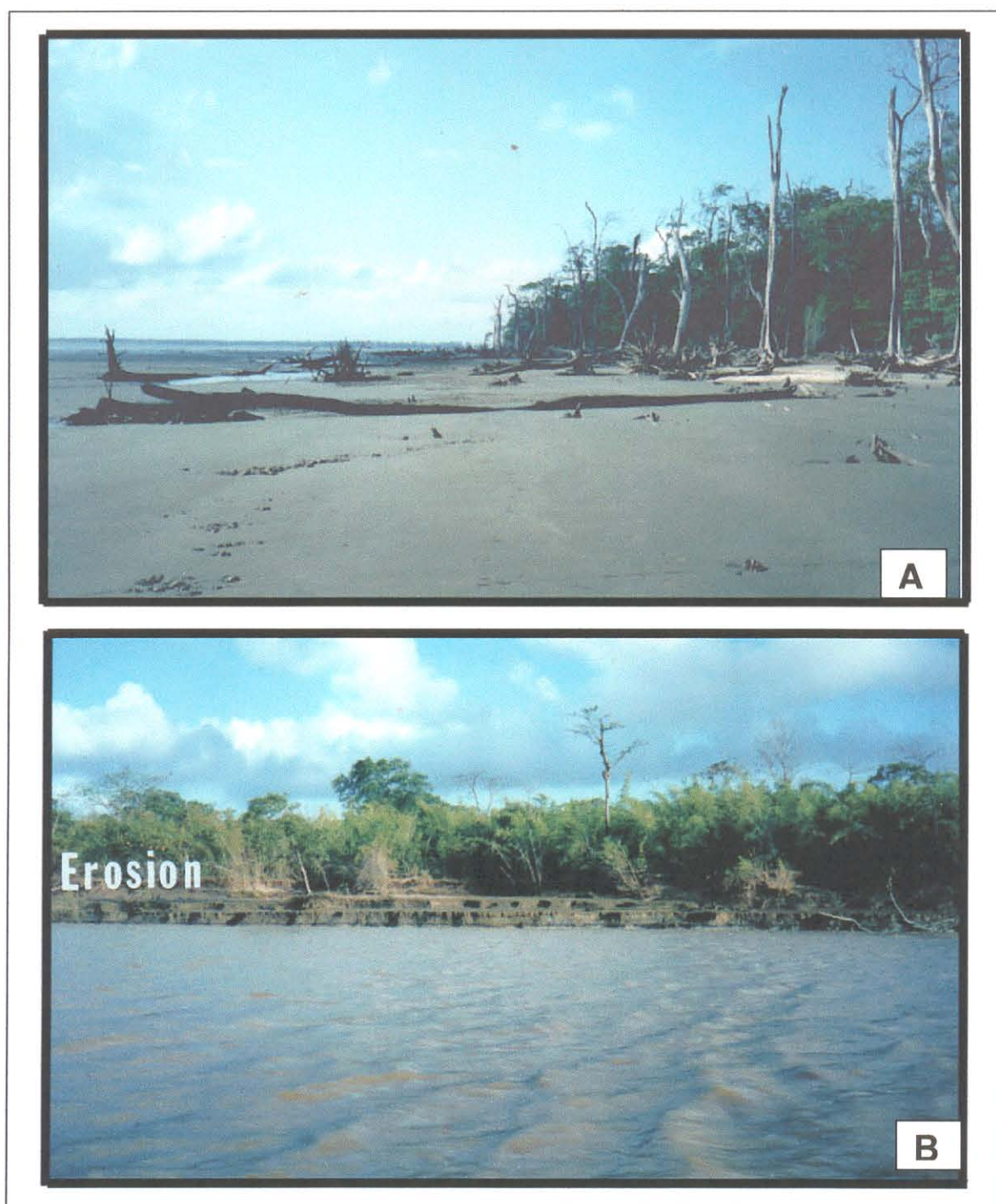


Figura 6.2b - Ação erosiva na planície costeira do Estado do Amapá. A) região ao norte de Calçoene; B) Rio Amapá Grande.

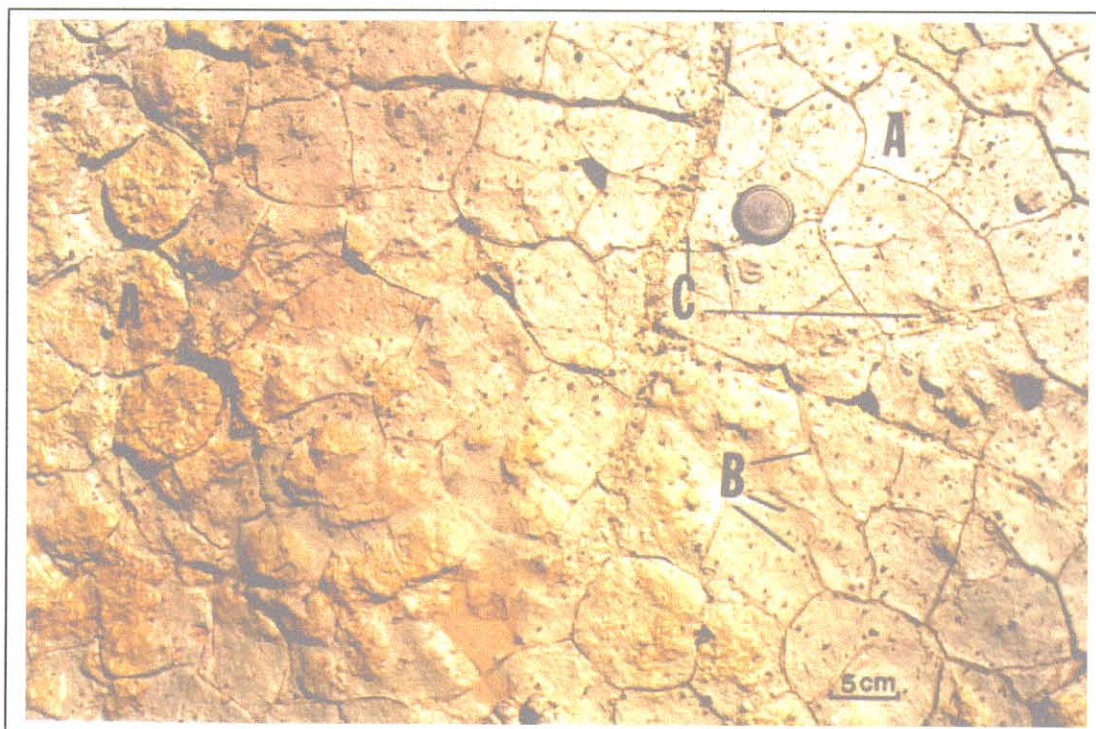


Figura 6.2c - A) Gretas de contração originadas pela rápida evaporação da água. Os sulcos vão se alargando progressivamente pela ação das marés; B) pequenos orifícios criados pelos *Polychaetas*; C) marcas de artrópodes e/ou outros. A cor amarelada dos sedimentos é dada pela oxidação rápida dos sedimentos devido a exposição, formando filmes de pirita.

A evaporação resultante das altas temperaturas reinantes na área também são importantes para a ação erosiva com a formação de gretas de contração durante um ciclo de maré. Estes sulcos servirão de condutos para a ação erosiva das águas.

6.4.2 - Processo de Avulsão

O processo de avulsão também foi reconhecido na Planície Costeira do Amapá. A avulsão é um processo ocorrente na grande maioria dos ambientes deltáicos e fluviais. No ambiente deltáico dominado por processos fluviais, o início e o abandono dos lobos deltáicos estão relacionados com a freqüência da avulsão dos canais.

A progradação rápida ocorrendo nos deltas formados por processos fluviais produzem protuberâncias significativas na linha de costa, e há um favorecimento no gradiente. A avulsão ocorre freqüentemente e dá-se a proliferação dos lobos deltáicos.

Contudo, a ação das ondas aumentam e o delta passa a progradar mais vagarosamente. Já não há boas condições de gradiente e a avulsão diminui a sua frequência até o abandono do lobo (Reading, 1985).

Nos deltas dominados por marés, a avulsão parece estar confinada ao canal fluvial na planície deltaica superior ou nos vales aluviais como canais de maré que mostram uma migração muito rápida ao invés de mudarem o seu curso.

De acordo com Speight apud Reading (1985), os sistemas meandantes parecem ser melhor organizados do que os sistemas fluviais de baixa sinuosidade.

Nos sistemas meandantes, o canal fluvial se posiciona dentro de um cinturão, representado por uma zona de ambientes de canais ativos ou abandonados e ambientes próximos a planície de inundação. Esse cinturão meandrante pode ser estável por longos períodos, dependendo da maior ou menor sinuosidade do canal (Reading, 1985),

A sedimentação ocorre com maior rapidez na porção do cinturão mais próxima do canal, resultando no desenvolvimento dos cordões aluvionares nas posições mais elevadas e distantes da planície de inundação (Fraser, 1989).

O processo de avulsão consiste, segundo o autor acima citado, do quebramento das margens do canal em períodos de enchentes, e com o estabelecimento de um novo curso em posições mais baixas da planície de inundação, onde um novo cinturão meandrante será formado e o ciclo se reiniciará.

Smith et al. (1989) considera o processo de avulsão como sendo uma consequência inevitável do assoreamento das planícies de inundação e da necessidade de o sistema encontrar um novo equilíbrio, mesmo que temporário.

Apesar de estar ligada a processos deposicionais, num primeiro momento, avulsão deve ser considerado um processo erosivo.

Segundo Leal Merthes (informação verbal 1996) a avulsão pode ser favorecida pelos reflexos dos processos tectônicos, especialmente nos baixos cursos fluviais.

De acordo com Summerfield (1993), o exemplo mais contundente de avulsão foi registrado no Rio Huang He, na China, no ano de 1891, quando sua desembocadura

deslocou-se por mais de 300 Km.

No Domínio Sul da Planície Costeira do Amapá a mais proeminente feição relacionada a avulsão é o Rio Gorijuba, enquanto que no setor norte, a avulsão pode ser reconhecida nos rios Calçoene e Cassiporé, porém, relacionadas a uma fase anterior de evolução da planície. Essas feições serão tratadas no decorrer deste trabalho.

6.4.3 - Processos Deposicionais

O principal processo deposicional ligado à Planície Costeira do Amapá foi identificado por Allison (1993) e Mendes (1994) como sendo o processo de acreção.

O processo de acreção foi identificado inicialmente nos depósitos incorporados restritamente à região costeira na região do Cabo Cassiporé. No entanto, apesar da característica nitidamente erosiva do restante da linha de costa amapaense, a presença de verdadeiras praias de areias de granulometria muito fina foram definidas por Nittrouer et al (1991b) como Zonas de Acumulação Efêmera (Figura 6.3). Como a denominação sugere, a efemeridade da acumulação estaria ligada as variações sazonais nas descargas fluviais.

Essas faixas arenosas concentram-se ao norte das desembocaduras dos rios que alcançam o Oceano Atlântico. A faixa mais extensa é a detectada as proximidades do Rio Araguari.

Na desembocadura do rio Amapá Grande também ocorre o desenvolvimento desses depósitos por sobre as lamas intertidais consolidadas mais antigas (500 anos BP). A Figura 6.4 mostra as lamas intertidais com o desenvolvimento de gretas de dissecação, clastos argilosos e marcas de onda (ripple marks). É importante chamar a atenção para a inclinação dos estratos lamosos em direção ao continente.

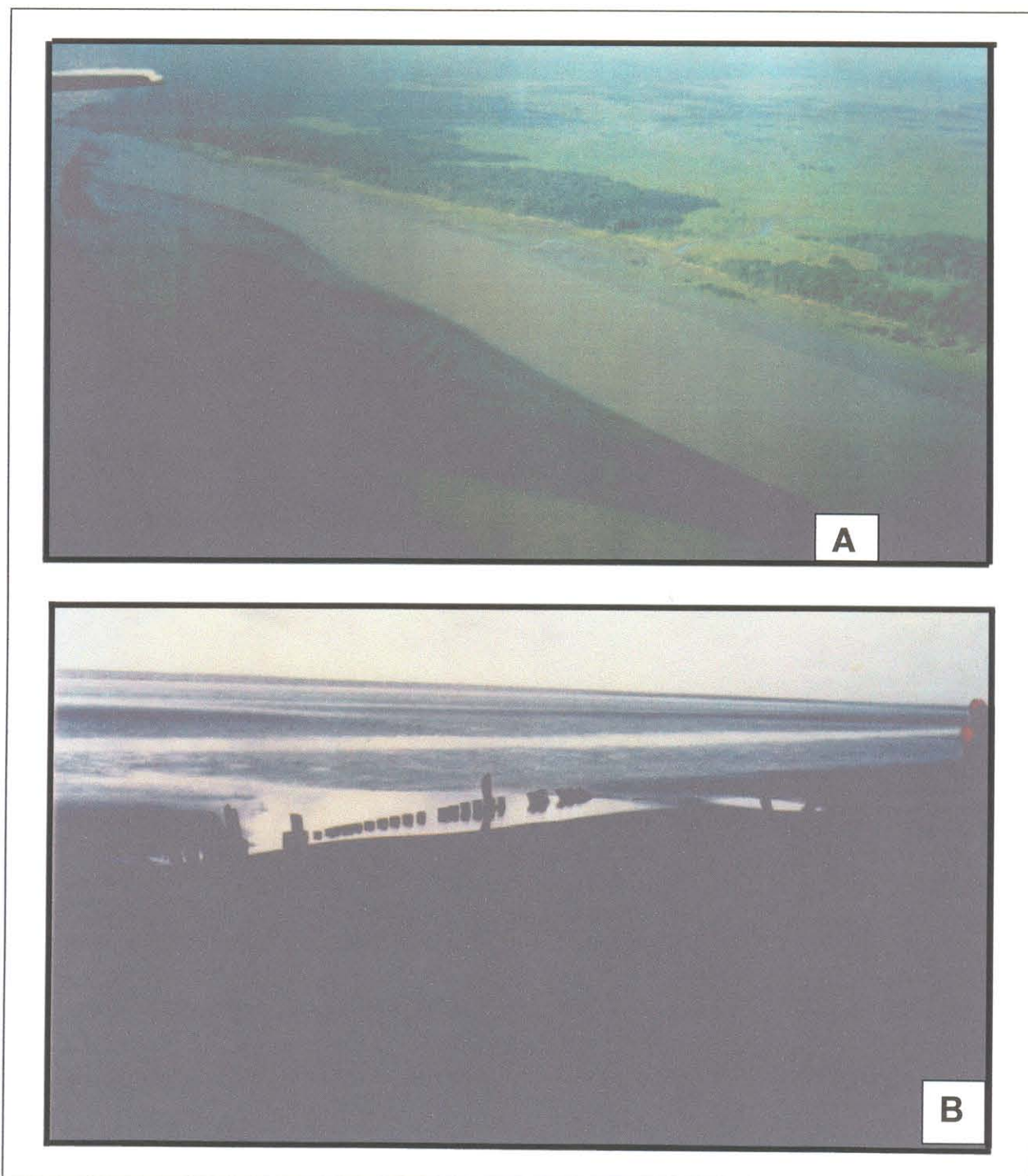


Figura 6.3 - Zonas de acumulação efêmera (Nittrouer et al 1991b). A) zona acrecionária ao norte do Rio Calçoene (Foto: Maria T. Prost); B) embarcação naufragada em 1990, carregada até a "praia" ao norte de Rio Goiabal, já soterrada pelos sedimentos arenosos, mostrando que parte dos sedimentos arenosos são incorporados ao continente.

A Barra do Macarry também é um exemplo de área de acreção. Apesar da intensa erosão que atualmente ataca essa feição, a sua montante ocorre o desenvolvimento de bosques de *Avicennia germinans* (Figura 6.5).

Espetaculares feições no entanto, ocorrem na Ponta do Maruim e Ponta Grossa (desembocadura do rio Araguari) onde cunhas acrecionárias já foram incorporadas a zona costeira. Canais de maré se desenvolvem sobre essa feição, a qual mostra uma zonação na vegetação a ela superimposta (Figura 6.6).

A colmatação representa um processo através do qual águas ricas em detritos minerais e orgânicos alcançam bacias ou planícies baixas e pantanosas, aumentando a sua fertilidade (Lima, 1989).

No Domínio Sul da Planície Costeira os processos de colmatação são importantes. Muitas vezes, através desses processos são construídas verdadeiras alamedas ou túneis vegetados, encobrendo drenagens que aos poucos vão sendo desativadas. Esses processos podem ser reconhecidos na região dos rios Aporema e Macacoari. (Figura 6.7).

A colmatação também ocorre extensivamente na Região dos Lagos. Neste estudo tomaremos como exemplo os lagos Duas Bocas, Novo, Comprido, Mutuco e Comprido de Dentro.

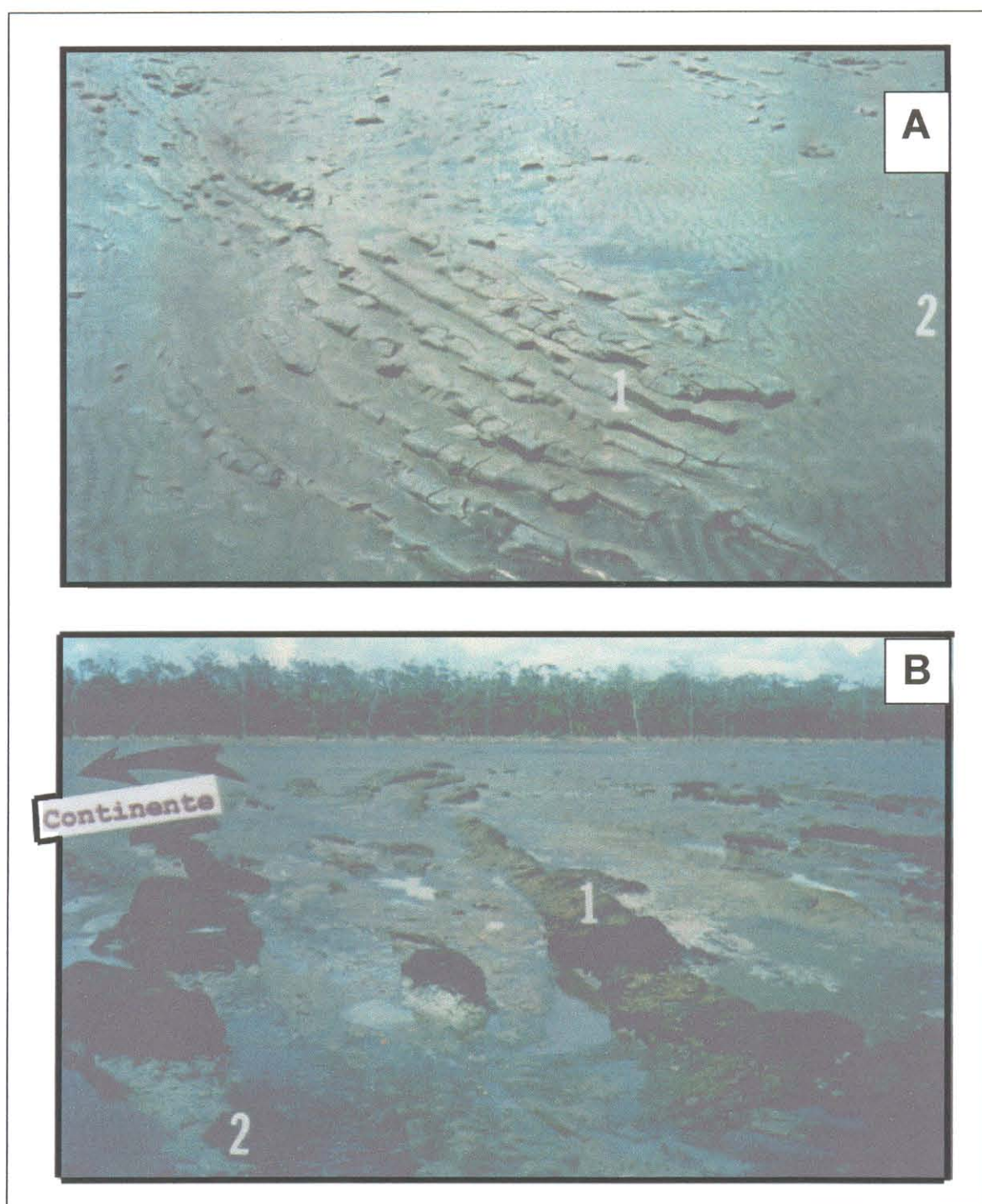


Figura 6.4 - Desembocadura do Rio Amapá Grande durante a baixa-mar. A) 1- Plataforma argilosa erosiva, 2- Areias da zona de acumulação efêmera ("ripple marks"); B) 1- Plataforma argilosa inclinada em direção ao continente, 2- Areias muito finas da zona de acumulação efêmera (Allison, 1995). Fotos: Maria T. Prost. Foto tirada no verão.

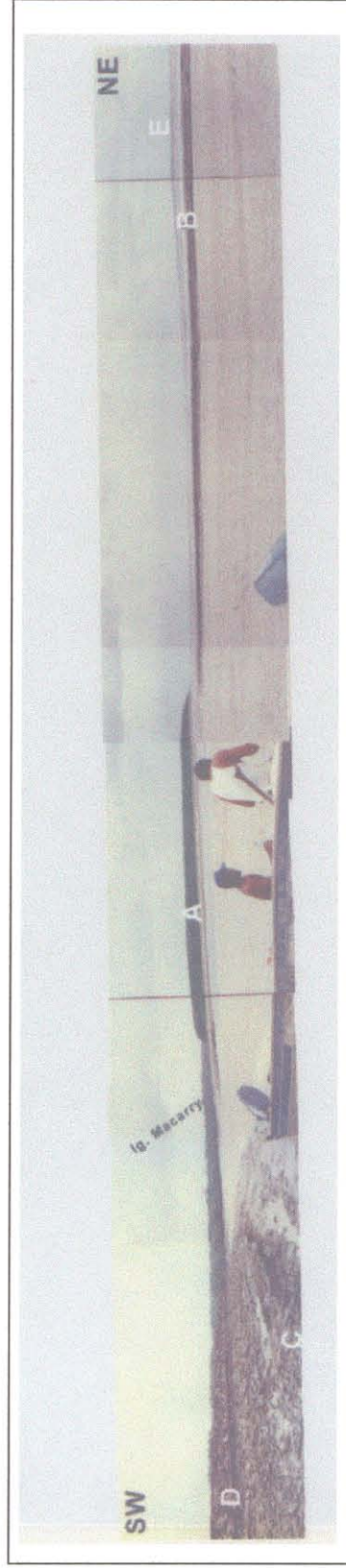


Figura 6.5 - Desembocadura do Igarapé Macarry, com o desenvolvimento de extensa barra longitudinal. A) Bosque de *Avicennia germinans*; B) Barra do Macarry; C) Retrabalhamento de material erodido dos terraços; D) Terraços de abrasão; E) Ilha de Maracá. Observar que a morfologia da barra propicia a uma certa proteção aos bosques de manguezais, amortecendo a ação das marés.

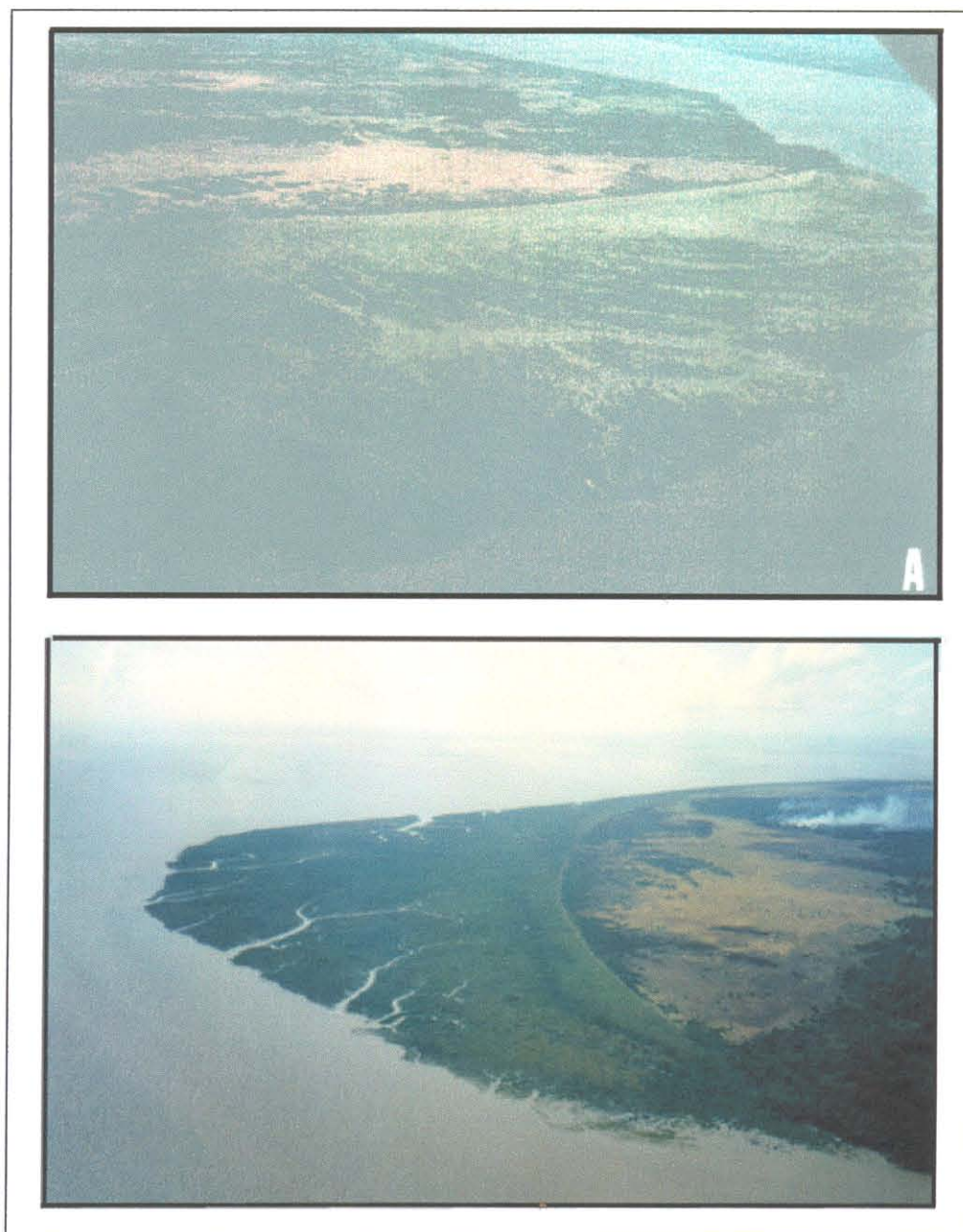


Figura 6.6 - Zonas de acreção. A) Ponta do Maruim, próximo ao Cabo Norte. B) Ponta Grossa, ao sul do Rio Araguari (Fotos: Maria T. Prost, 1992).

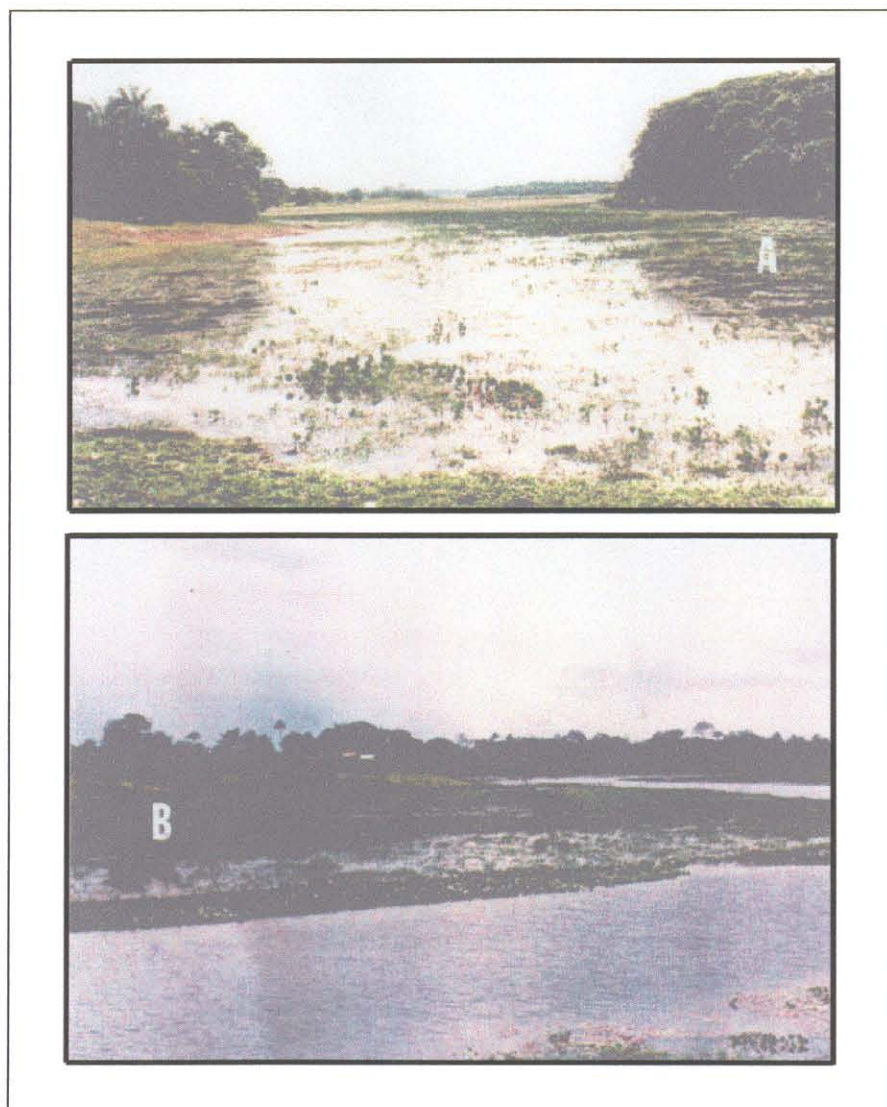


Figura 6.7 - Áreas de colmatção no Domínio Sul da planície costeira. A) Região de Terra Firme, parte do Cinturão Lacustre Ocidental. À esquerda da foto terraços baixos do Grupo Barreiras e os processos de colmatção preenchendo os canais; B) Região do Macacoari, ao sul do Rio Araguari.

Apesar de receber a denominação de lago, o Lago Duas Bocas retém pouca sedimentação fina e orgânicos, típicos de lagos, devido ao fato de estar localizado no limite oeste da planície costeira, recebendo carga dos distributários que vêm do planalto costeiro. Durante o verão, detritos orgânicos vegetais acumulam-se nas ilhas e nas bordas do lago (Figura 6.8a). Na época de inverno, com o aumento da descarga fluvial esses detritos são transportados para porções mais distantes.

No Lago Novo, a sedimentação lacustre já possui restritamente uma maior expressão, e os processos eutróficos podem ser identificados em algumas porções do lago. Nas bordas, estabelece-se uma zonação da vegetação, com a presença de macrófitas aquáticas e gramíneas (Figura 6.8b).

Esse processo se acentua na medida em que se avança para leste, quando já há a presença de grandes áreas cobertas por macrófitas aquáticas, a partir do Lago Comprido (Figura 6.8c). Assim, nota-se que, em geral a sedimentação típica de lagos aumenta na direção leste, apesar da ocorrência restrita de espessuras maiores na entrada oeste do Lago Novo (LEÃO, em preparação).

O Lago Comprido de Dentro, a sequência alcançada pela amostragem revela apenas a presença de matéria orgânica, em vários estágios de decomposição, até alcançar a textura tipo “coffee ground” (borra de café).

6.5- A ORIGEM DOS MECANISMOS SEDIMENTARES

Allison (1993) em seu estudo sobre as mudanças ambientais na costa do Estado do Amapá, mostrou que os processos erosivos e acrecionários são ali facilmente identificáveis. O mesmo não se pode dizer sobre as causas dessas mudanças. O autor no entanto, assume que os processos ocorrentes na plataforma adjacente são os responsáveis por essas mudanças ambientais.

Segundo Geyer et al. (1996), várias fontes interferem nos processos oceanográficos físicos na plataforma do Amazonas. Entre elas estão as marés semi diurnas, a grande flutuação da descarga do rio Amazonas, os ventos alíseos e o forte fluxo decorrente da Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB), (Figura 6.9).

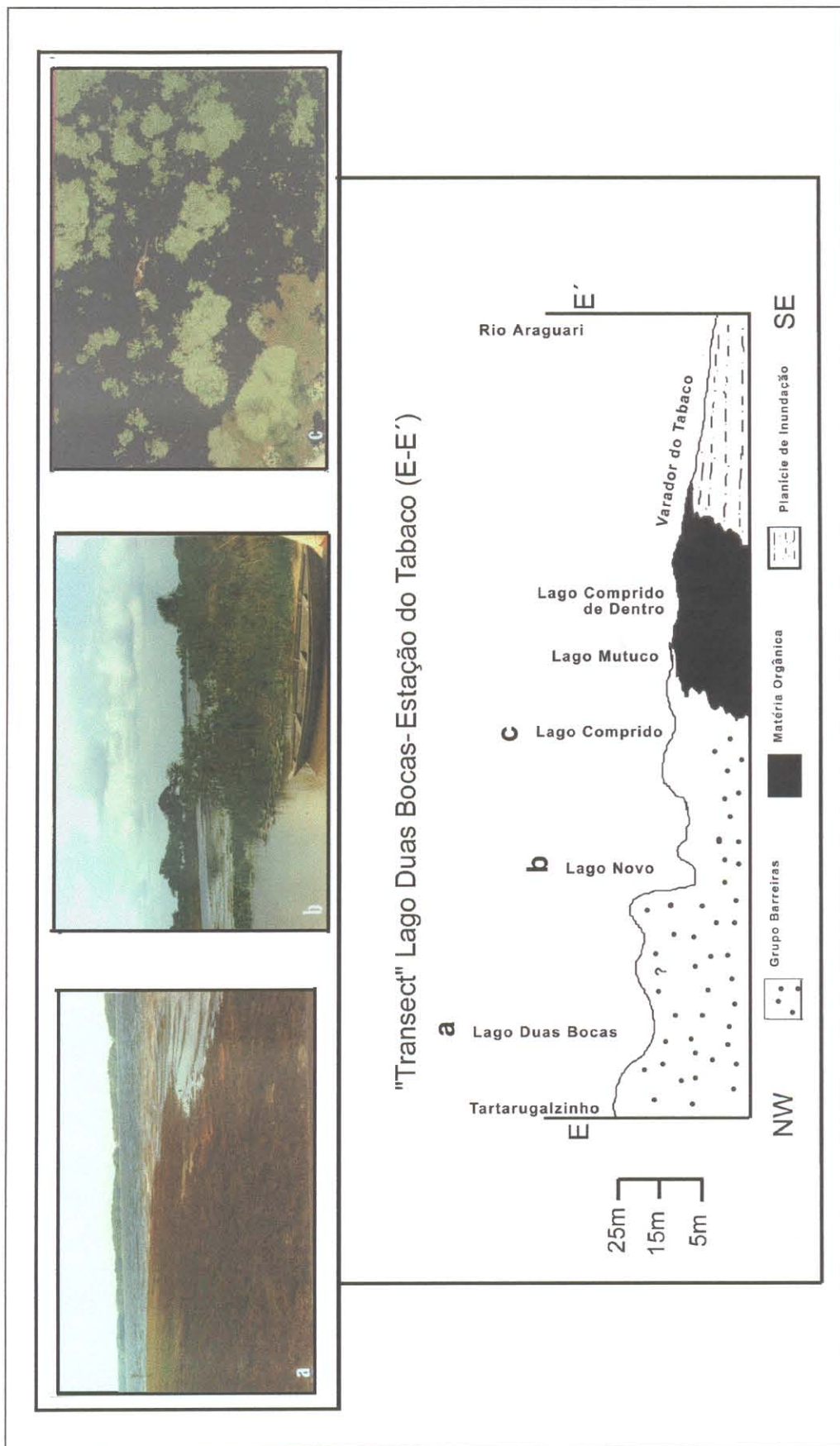


Figura 6.8 a,b,c – “Transect” Lago Duas Bocas – Estação do Tabaco (E-E’): a) Lago Duas Bocas; b) Lago Comprido (Foto: Gilberto Dias). Colmatação progressiva do Cinturão Lacustre Meridional. A concentração de macrófitas é maior no setor leste (c). O perfil mostra que o Lago Comprido de Dentro retém quase que exclusivamente depósitos de matéria orgânica.

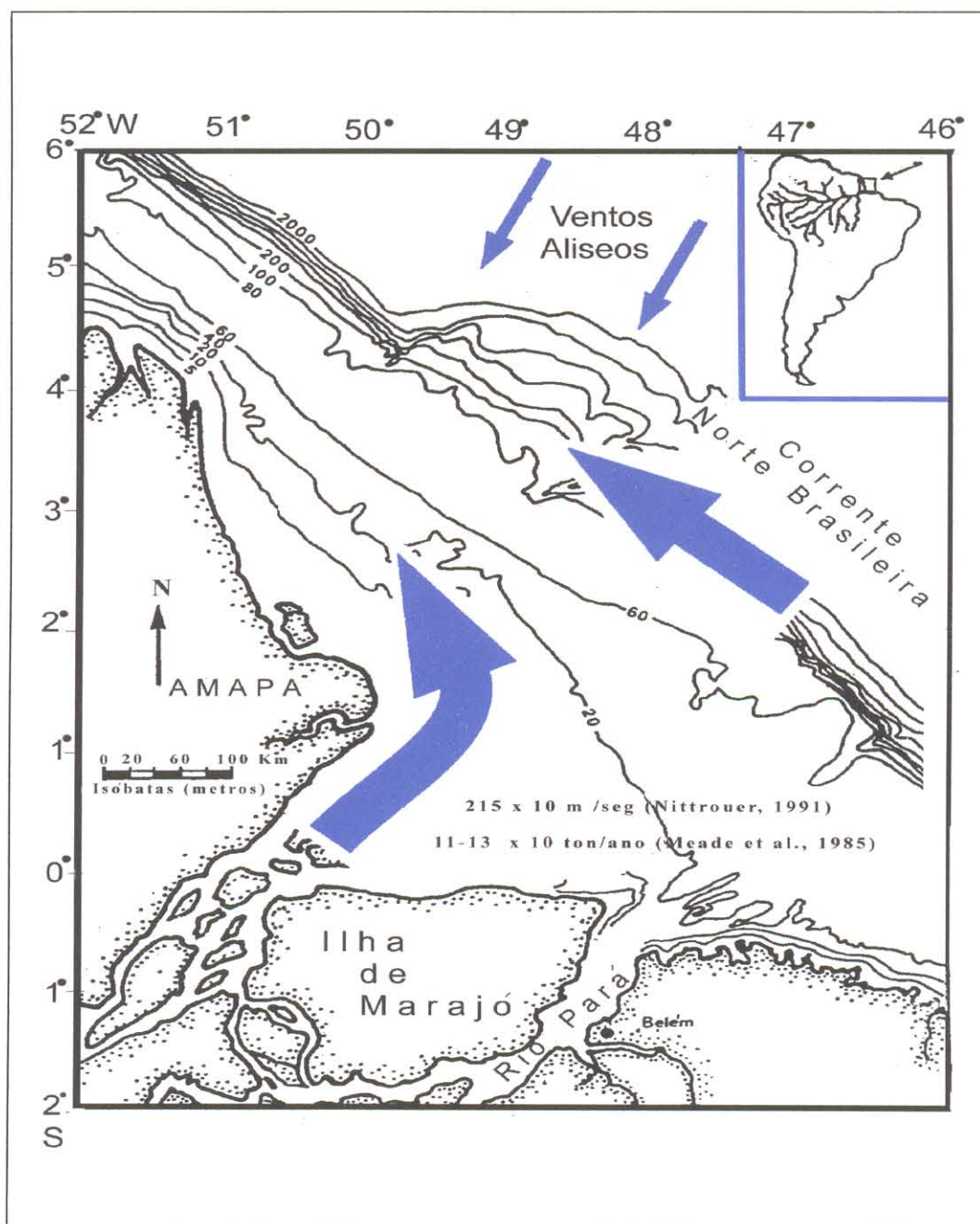


Figura 6.9 – Comportamento da Corrente Costeira Norte Brasileira - CCNB e a descarga do Rio Amazonas (Nittrouer et al 1991A).

Allison et al. (1995a), mostra que existe uma grande variação na amplitude das marés semi diurnas que alcançam 5-8 metros às proximidades da Ilha de Maracá, e 2-3 metros no Cabo Cassiporé (Figura 5.1). Aliado a isso, o fenômeno da “pororoca”, ocorrente com maior intensidade durante as marés de sizígia, e, as marés excepcionais registradas por Novelli & Mollero (1988) no Igarapé do Inferno são agentes erosivos poderosos.

Beardsley et al. (1995) mostraram que o aspecto côncavo da linha de costa próximo ao Cabo Norte resulta da grande amplitude das marés, enquanto que o aspecto retilíneo da linha de costa do Cabo Cassiporé é o resultado do amortecimento produzido pelas lamas fluídas ali ocorrentes que reduzem o atrito na progressão das ondas.

Allison (1993) e Mendes (1994) mostram que quase toda a carga de sedimentos do Rio Amazonas que alcança o Oceano Atlântico é desviada para NW sob a ação da Corrente Costeira Norte Brasileira (Figura 6.9), cuja sazonalidade é dada pela movimentação da Zona de Convergência Intertropical. As correntes movimentam-se para NW nos meses de dezembro a maio quando chegam a alcançar 2m/s próximo à foz do Rio Amazonas e Ilha de Maracá.

A CCNB flui para oeste depois de separar-se da Corrente Sul Equatorial. Após essa separação, a CCNB flui ao longo do Equador e da margem continental. À partir de 4°N mostra uma grande variação sazonal, tendo sua máxima intensidade nos meses de julho-agosto, e mínima em abril-maio (Geyer et al. 1996).

Allison (1993) sugere também que as fortes correntes de maré existentes no Domínio Sul da planície costeira podem ter evitado a formação dos cabos lamosos. As pororocas (tidal bores) também foram consideradas como um fator preventivo à formação dos cabos lamosos.

A pororoca é um fenômeno comum no rio Cassiporé, alcançando cerca de 100 Km rio acima. No entanto, o mecanismo de entrada das marés no estuário do rio Cassiporé não é conhecido. As observações de campo mostraram que durante as enchentes, as marés atingem com maior intensidade primeiramente a margem esquerda do rio Cassiporé, propiciando a criação dos terraços de abrasão. Os

sedimentos erodidos desses terraços passam a ser retrabalhados e depositados na margem direita do rio Cassiporé, onde vão desenvolver pequenas barras as quais são progressivamente incorporadas ao Cabo (Figura 6.10). Na margem direita do rio Cassiporé não se dá o mesmo terraceamento reconhecido na margem oposta, o que certamente se dá em função do tipo de sedimento ali ocorrente ser essencialmente argiloso.

Os ventos alíseos são os principais agentes atmosféricos atuantes na plataforma do Amazonas, apresentando maior intensidade no período de dezembro- abril, quando a ação das ondas é maior (Geyer et al. 1996).

6.6 - CONCLUSÕES

Os processos sedimentares mais importantes na Planície Costeira do Estado do Amapá relacionam-se a erosão e deposição.

A erosão é um processo natural e materializa-se pela ocorrência de grandes áreas dissecadas pela ação das marés que avançam pelos estuários, pela ação fluvial e pela devastadora pororoca. Além disso, a evaporação e ação biológica também produzem condutos facilitadores à erosão.

A avulsão é o processo erosivo mais significativo e é mais pronunciada nas margens dos canais, quando se dá o rompimento dessas margens e a drenagem procura um novo curso em uma posição mais baixa da planície de inundação. Na Planície Costeira do Amapá, a avulsão foi bastante favorecida pelos reflexos da atividade tectônica, principalmente nos baixos cursos fluviais.

Dentre os processos deposicionais, a acreção e a colmatação são os mais importantes. Na linha de costa amapaense, a acreção tem ampla distribuição, seja ela relacionada aos depósitos lamosos que conformam o Cabo Cassiporé, quanto daqueles depósitos arenosos costeiros, efêmeros ou não, eventualmente incorporados à região costeira.

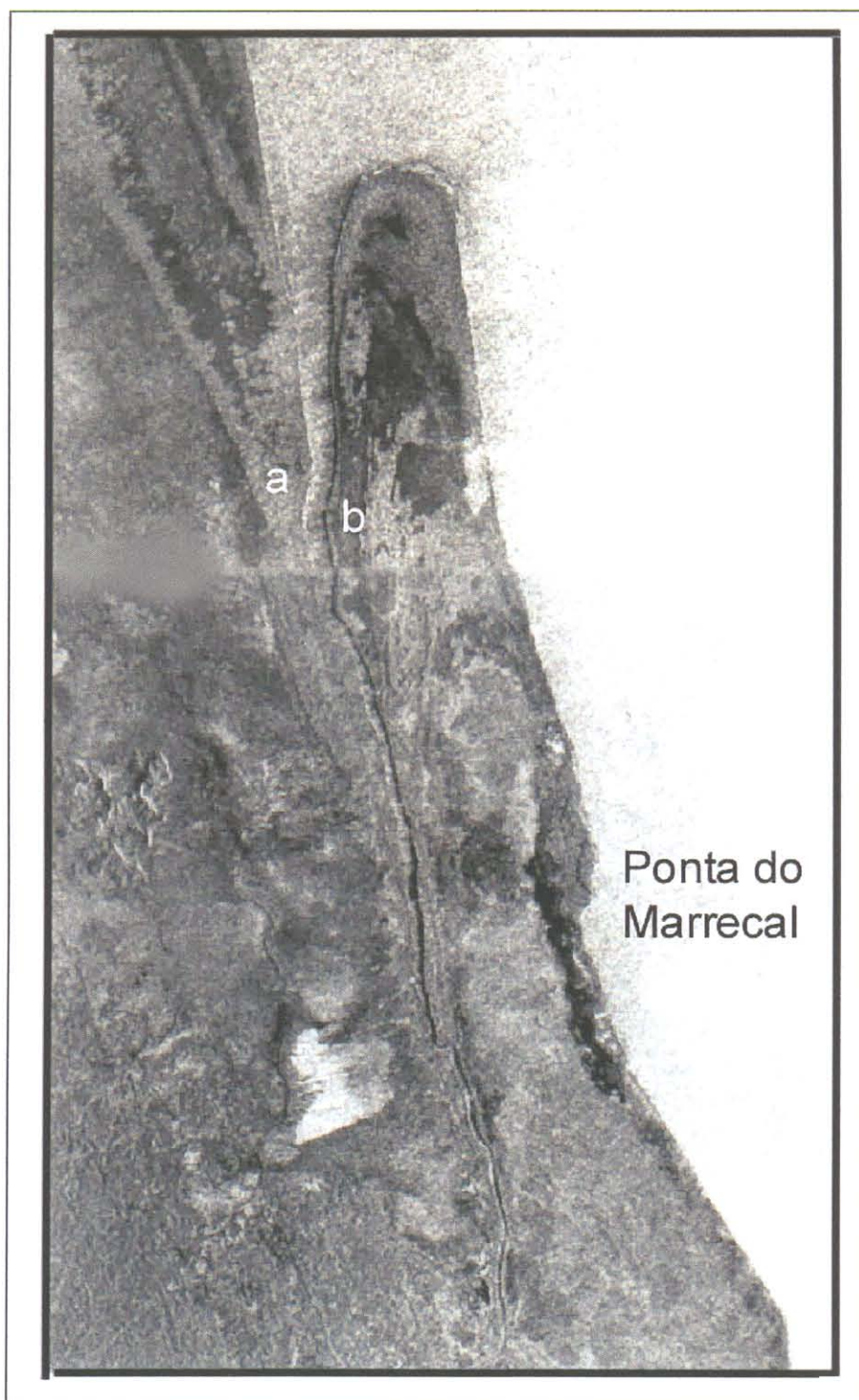


Figura 6.10 - Sedimentos erodidos em **a** e depositados em **b** e anexados ao Cabo Cassiporé, sendo portanto um processo posterior a formação do cabo. Imagem ERS-1. Acervo IEPA/ZEE.

A colmatação, predominante nas áreas mais internas da planície costeira, são de grande importância. Ocorre principalmente nas áreas rebaixadas pelo adernamento do bloco correspondente ao Domínio Sul e torna-se gradativamente favorecida pela chegada de águas e sedimentos ricos em sais minerais vindos do Planalto Costeiro. Isso propicia o desenvolvimento de vegetação abundante, fixando os sedimentos e provocando muitas vezes o assoreamento de canais e a agradação do terreno.

Os mecanismos geradores desses processos estão ligados aos parâmetros oceanográficos físicos (marés e correntes) e atmosféricos (ventos) atuantes na Plataforma do Amazonas, com claro reflexo na linha de costa e à aqueles morfoestruturais, determinados pelo arcabouço tectônico, favorecendo os processos erosivos e deposicionais, conforme sua posição relativa ao nível de base regional.

7 - RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO AMAPÁ.

7.1 - "CHENIERS": EVIDÊNCIAS MORFOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS DE ANTIGAS LINHAS DE COSTA

7.1.1 - Introdução

Allison (1993), Mendes (1994) definiram a zona costeira do Amapá como predominantemente erosiva, especialmente a região entre o Cabo Norte e sul do Cabo Cassiporé. A partir da Ponta do Marrecal, no Cabo Cassiporé, a área foi considerada como um sítio deposicional devido à conjugação de fatores e processos geológicos e oceanográficos relacionados ao Sistema de Dispersão do Amazonas (Guerra, 1954; Gibbs, 1970; Lima et al. 1974; Milliman et al. 1979; Faria Jr. et al., 1990; Nittrouer et al., 1991b; Vital, 1996; Torres, 1997). Essa idéia é corroborada através da existência de anomalia magnética na região do Cassiporé (CPRM, 1978), que mostra o Cabo Cassiporé, a partir da Ponta do Marrecal, como uma área deprimida (Figura 4.2). Apesar da importante influência do Sistema de Dispersão Amazônico, a organização estrutural da região juntamente com os processos aluviais foram determinantes no modelamento da paisagem.

A sedimentação atual no extremo norte da área é essencialmente lamosa, e, portanto, não propicia à formação de "cheniers" naquelas imediações.

No entanto, na Planície Costeira do Amapá foi possível identificar a ocorrência de duas planícies de "cheniers", cujas datações radiocarbono e características sedimentológicas permitem localizá-las no tempo geológico como pertencentes aos eventos ocorridos durante a Transgressão Holocênica.

7.1.2- Métodos de Investigação

Os “cheniers” identificados no Domínio Norte foram inicialmente identificados através de análise fotogramétrica, imagens de radar e satélite disponíveis. Posteriormente, foram estabelecidas “transects” as quais pudessem alcançar essas feições de forma a obter a melhor visualização dos ambientes. As “transects” estabelecidas neste domínio foram quatro, a saber. **“Transect Um, Sete, Um” (A-A’)**, localizada a oeste da margem esquerda do rio Cassiporé; **“Transect Cunani” (B-B’)** e **“Transect Estrada do Goiabal” (D-D’)**, localizada na Vila do Taperebá, cruzando o rio Cassiporé, até a localidade de Carurú (Figura 7.1).

As datações radiocarbono (C^{14}), em número de dez, foram realizadas em amostras dos testemunhos referente às várias “transects”, conforme a disponibilidade de sedimentos passíveis de serem datados.

7.1.3. Cheniers e Planícies de “cheniers”

Os “cheniers” foram descritos primeiramente por Russel & Howe (1930). A primeira caracterização de planície de “cheniers” foi introduzida por Price (1955), porém, carecia de uma definição genética. Esse problema foi minimizado por Otvos & Price (1979) que relacionaram a formação das planícies de “cheniers” a interrupção de progradação lamosa.

Augustinus (1989) mostrou que os “cheniers” são subsuperficialmente distinguíveis daquelas feições desenvolvidas em zonas de “shoreface” arenosas, tais como cordões praias e pequenas ilhas barreira.

Otvos & Price (1979) mostraram que tanto os cordões praias quanto os “cheniers” se desenvolvem tanto na parte inferior quanto na parte superior das “shorefaces”, ampliando assim a sua zona de ocorrência.

Augustinus (1989) advoga que também os “beach ridges” devem ser considerados “cheniers” verdadeiros quando em ambientes lamosos deltáicos a

Otvos & Price (1979) estabeleceram três condições para o desenvolvimento das planícies de “cheniers”: 1) desenvolvimento de planícies lamosas através do suprimento fluvial e transporte costeiro; 2) assumir que exista um *quasi-equilibrium* entre transporte costeiro e deposição, e suficiente transporte eólico seguido da formação das “beach ridges”, e, 3) quando essas condições se alteram.

Augustinus (1989) mostrou que os “cheniers” podem ocorrer como simples cordões ou em feixes ou conjuntos (“bundles ou clusters”), os quais consistem de cordões muito próximo uns dos outros, mostrando padrões divergentes.

Anthony (1989) discutiu a idéia defendida por muitos autores de que as variações no suprimento sedimentar como sendo os principais mecanismos na formação dos “cheniers”.

Gould & Mcfarlan (1959) mostraram que esse mecanismo pode ser relacionado as mudanças na posição das desembocaduras, tal como ocorre no delta do Mississipi. Esse mesmo processo parece estar ocorrendo no Suriname, onde os bancos lamosos migram periodicamente ao longo da costa (Augustinus, 1989).

As flutuações do nível do mar são também consideradas, na Nova Zelândia, como um dos mecanismos que influenciam o suprimento sedimentar e, conseqüentemente, a formação de “cheniers” (Schofield 1960, apud Anthony, 1989).

Na Austrália, as mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno foram relacionadas por Cook & Polach, 1973; apud (Anthony, 1989) como uma causa da formação de “cheniers” através do decréscimo do suprimento lamoso.

Enseadas e cabeças de baías costeiras são ambientes propícios à formação de planície de “cheniers”, segundo Otvos & Price (1979). As primeiras se desenvolveriam em costas abertas com baixa a moderada ação de ondas e com suprimento fluvial de sedimentos finos, enquanto na segunda, seria necessária grandes variações de maré e a ação de tempestades.

Augustinus (1989), no entanto, defende que a formação dos “cheniers” não está restrita às cabeças de baías, desenvolvendo-se nas laterais das baías em vários locais do mundo.

Chappell & Grindrood (1984, apud Anthony, 1989) mostraram que as baías as quais recebem volume constante de sedimentos por unidades de tempo, aumentam a taxa de progradação das planícies lamosas diminuindo as possibilidades de formação dos “cheniers”.

A fisiografia e a morfologia de determinada região, aliada aos processos dinâmicos são, como vimos acima, importantes fatores no desenvolvimento dos “cheniers”. Enquanto a fisiografia pode determinar a construção ou não dos “cheniers”, a morfologia e a dinâmica vão determinar uma maior ou menor probabilidade dos processos de migração e o arranjo dessas feições acrecionárias.

7.1.4 - As Planícies de “cheniers” do Amapá

O Domínio Norte da planície costeira é drenado por quatro rios importantes: Calçoene, Cunãni, Cassiporé e Uaçá. Os dois primeiros desembocam diretamente a leste, no Oceano Atlântico, enquanto que os dois últimos desembocam no oceano, porém no sentido norte.

O Rio Cassiporé corta o embasamento sobre rochas do Complexo Guianense. No verão, blocos rochosos e pequenas corredeiras precisam ser ultrapassadas até que uma mudança na morfologia exponha os terraços de sedimentos pertencentes ao Grupo Barreiras que alcançam alturas de até 8 metros em Ariramba e Vila Velha. Esses terraços representam o limite oeste das planície de “cheniers”.

Atualmente, o Cabo Cassiporé é considerado um sítio com características determinadas por uma sedimentação essencialmente lamosa, e, portanto, não propícia a formação de “cheniers”.

A partir dessas observações algumas questões puderam ser formuladas: como uma planície de “cheniers” teria se desenvolvido cerca de 20 Km da atual linha de costa? De onde vieram os sedimentos arenosos que construíram a planície de “cheniers”? Qual foi o comportamento do Rio Cassiporé nesse tempo? Como se deu o crescimento do Cabo Cassiporé? Esse crescimento e a forma do Cabo Cassiporé são mantidos pela combinação do fluxo do Rio Cassiporé e dos mecanismos das correntes costeiras?

Na Planície Costeira do Amapá foi possível identificar a ocorrência de duas planícies de “cheniers”. O primeira inicia-se cerca de 20 Km ao sul da foz do rio Calçoene e alcança a Ponta do Tucumã ao sul da desembocadura do rio Cunãni, formando a **Planície de “cheniers” Calçoene** (Figura 7.2). Essa planície é caracterizada por “clusters” de “cheniers” mostrando formas curvas desenvolvidos em pequenas baías drenadas por canais de maré.

Os “cheniers” pertencentes a este domínio mostram um trend aproximado N-S, e canais de washover são facilmente reconhecidos (Figura 7.3). Esses “cheniers” estão diretamente ligados a processos de progradação e mecanismo de acreção gerados pela sazonalidade no suprimento sedimentar e aos processos dinâmicos ali ocorrentes.

A segunda planície é mais expressiva e extensa, desenvolvendo-se desde o norte da foz do rio Cunãni, ultrapassando o Rio Cassiporé em um trend NW-SE, compondo a **Planície de “cheniers” Cunãni-Cassiporé** (Figura 7.2). Essa planície possui uma estrutura mais complexa; é mais extensa e dispõe-se 10 a 20 Km internamente a planície costeira, cruzando o Rio Cassiporé.

Um “cluster” de quatro conjuntos de “cheniers” pode ser observado nessa planície. O mais antigo assim denominado pela sua posição mais interna à planície costeira mostra um trend N-S e é composto por três cordões variando entre 1,5 e 4Km de comprimento e entre 20 e 80 metros de largura. O espaçamento interbancos varia entre 40 e 80 metros. O “cheniers” mais antigo deste conjunto localiza-se a 2,5 Km de distância da linha de costa enquanto que o mais jovem está a 1Km da mesma.

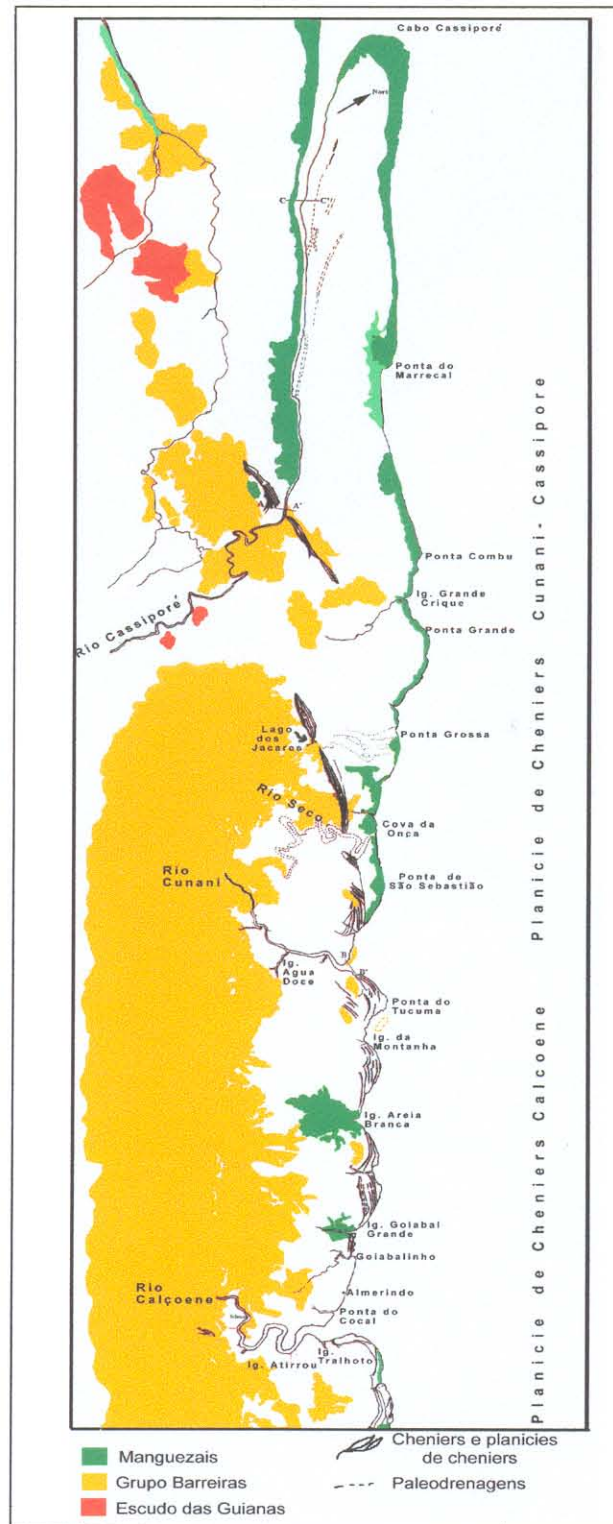


Figura 7.2 - Distribuição das planícies de "cheniers" no domínio norte da Planície Costeira do Amapá. A planície de "cheniers" Calçoene abriga os cordões menores, associados as pequenas baías, enquanto que a planície de "cheniers" Cunani-Cassiporé localiza-se no interior da Planície Costeira e registra a ocorrência de um nível de mar mais elevado. Elaborado a partir de fotografias aéreas cedidas pela DHN.

O segundo conjunto de “cheniers” possuem trend aproximado NNW-SSE e compõe-se de quatro cordões com até 1,5 Km de comprimento e 20 a 50 metros de largura. O espaçamento interbanco varia de 80 a 200 metros, e, o “chenier” mais antigo dista 4 km da atual linha de costa.

O terceiro conjunto interrompe os dois primeiros através de um “chenier” com 6,5 Km de comprimento o qual alcança a margem direita do rio Seco. O rio Seco representa uma paleodrenagem de aspecto meandrante com cerca de 800 metros de largura (Figura 7.4C). A partir da margem esquerda do rio Seco esse conjunto estende-se por 10 Km num trend N-W. Esse conjunto é composto por seis cordões com 50 a 100 metros de largura. O espaçamento interbancos variando entre 50 a 200 metros. Conforme avança para noroeste os cordões mais internos se juntam aos mais externos gerando uma terminação em forma de cunha às proximidades do Lago dos Jacarés. Esse lago possui uma forma aproximadamente triangular e é alimentado por pequenas drenagens.

O “chenier” mais antigo do terceiro conjunto localiza-se a 2,5 Km de distância da atual linha de costa e alcança 10 Km próximo ao Lago dos Jacarés (Figura 7.4A). A partir da margem esquerda do rio Seco, ainda no sentido NW, esse conjunto se estende por mais 6 Km. Nesse ponto do cluster, os “cheniers” mostram padrões divergentes e localizam-se muito próximos uns dos outros. Esse fato, aliado a abundância das palmeiras da espécie *Mauritia flexuosa* Mart. (buriti) dificulta a determinação do espaçamento interbancos (Figura 7.4-B).

O quarto conjunto de “cheniers” da **Planície de “cheniers” Cunãni-Cassiporé** mostra orientação NW-SE, e pode ser reconhecido transversalmente ao Rio Cassiporé. A partir da margem direita do Rio Cassiporé esse conjunto de cordões estende-se 15 Km para SE, sendo limitado por terraços terciários do Grupo Barreiras. Na margem esquerda do Rio Cassiporé, o conjunto de “cheniers” persiste por mais de 10 Km. O limite é marcado por sedimentos do grupo Barreiras onde ocorrem pequenas ilhas de antigos mangues. Às proximidades do Rio Cassiporé a porção mais interna do “cluster” localiza-se a 10 Km de distância da atual linha de costa, enquanto que no extremo NW

essa distância aumenta para 20 Km. Portanto, a Planície de “cheniers” Cunãni-Cassiporé, ao contrário da Planície de “cheniers” Calçoene, não pode ser ligada aos processos atuais de progradação e acreção costeira.

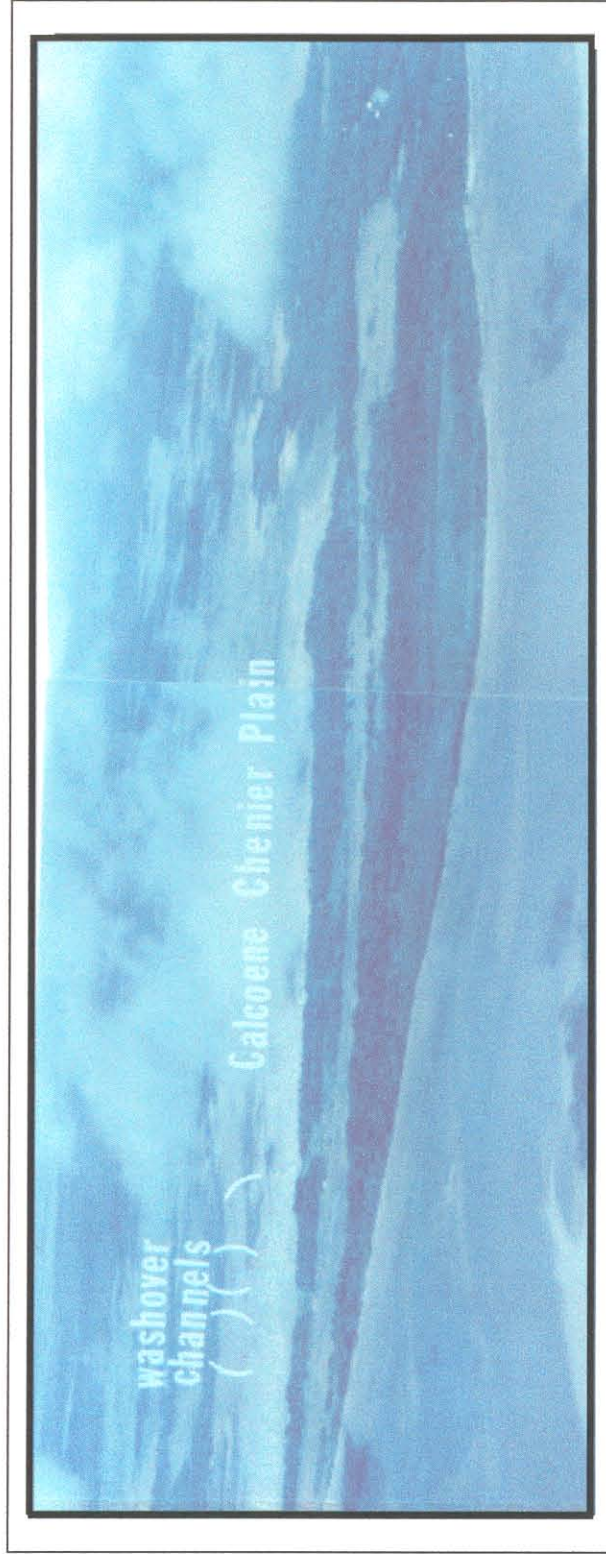


Figura 7.3 - Vista aérea parcial da planície de "cheniers" Calçoene e canais de "washover".

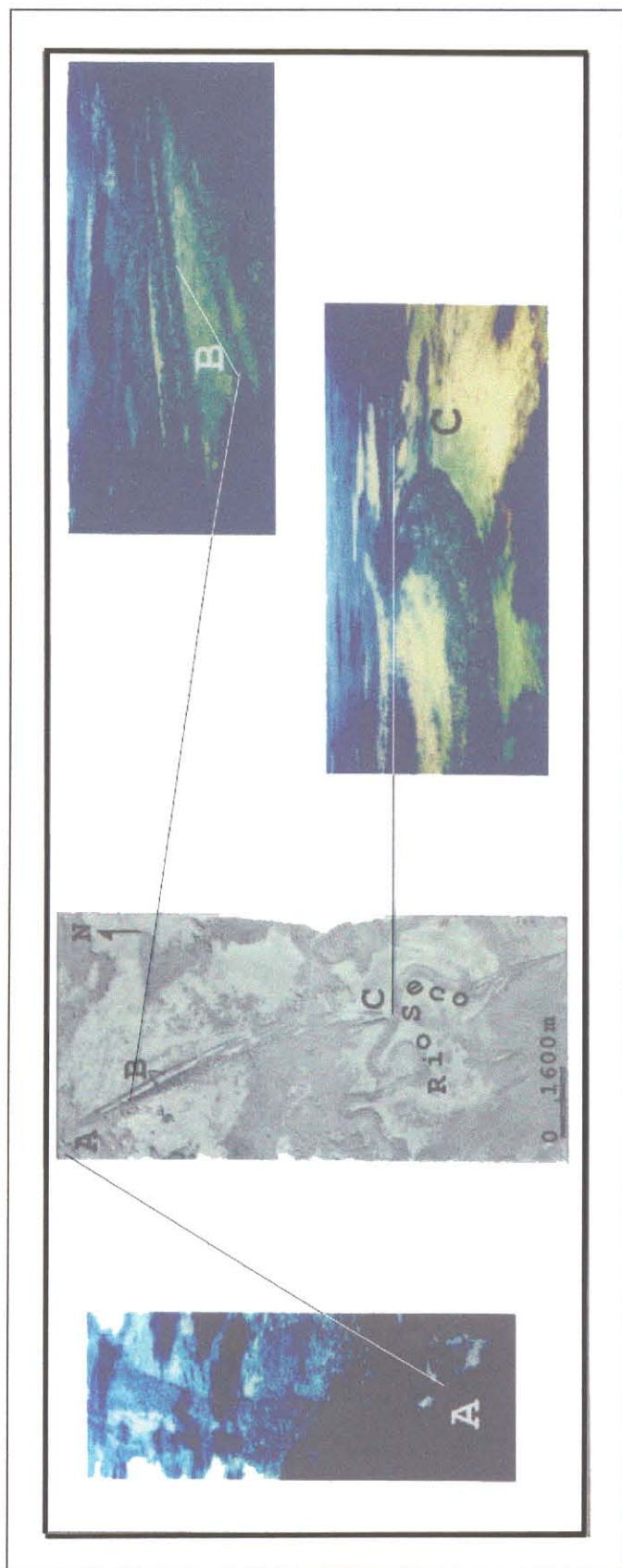


Figura 7.4 – A planície de “cheniers” Cunãni-Cassiporé (A, B e C). Vista parcial entre os rios Cunãni e Cassiporé. Fotos: Maria T. Prost.

7.1.4.1 – Características Morfo-Sedimentares das Planícies de Cheniers

A “**Transect Um, Sete, Um**” A-A’ (Figura 7.5) está orientada na direção NE-SW e possui 4 Km de extensão, iniciando na margem esquerda do rio Cassiporé, na Fazenda Liliane e representa a **Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé**.

Os testemunhos coletados mostram a intercalação de depósitos arenosos e argilosos.

As regiões distais interbancos estão separadas dos “cheniers” por desníveis pouco expressivos. No entanto, o material recuperado nos interbancos demonstram que esse desnível pode ter sido bastante significativo.

A zona amostrada foi a porção mais interna da planície costeira, conseqüentemente, a mais antiga, onde ainda se pode reconhecer vestígios de vegetação de mangue. Nesta zona deve ser considerada a ação impactante do rebanho bubalino, que promove modificações importantes.

As extremidades do perfil A-A’ (Figura 7.5) estão representadas por argila de coloração cinza azulada clara no testemunho DDN-069. A recuperação foi de 70 cm sendo 12 centímetros do topo compostos por turfa textura “coffee ground” (Figura 7.6a). O material é muito resistente e de difícil amostragem.

O testemunho DDN-172 compõem-se essencialmente de areia média a fina, com variação na sua coloração, gerando uma pseudo laminação. Essa laminação no entanto, não representa as mudanças granulométricas podendo haver laminações em todo o perfil (Figura 7.6b).

No sentido NE o testemunho DDN-173 (0-220m) representa um canal de “washover”. É composto principalmente de areia grosseiras. Ocorrências restritas de clastos argilosos centimétricos são reconhecidas (Figura 7.5 - Foto 1 e Figura 7.6c).

O testemunho DDN-184 foi coletado em região interbanco (Figura 7.5 – Foto 3) com desnível de 40 cm, em uma depressão artificial (Figura 7.5 – Foto 2), aberto pelo gado bubalino. Essa depressão possui uma profundidade de 140 cm. Tendo em vista a mistura do sedimento provocado pelos búfalos, foram desprezados os primeiros 60 cm

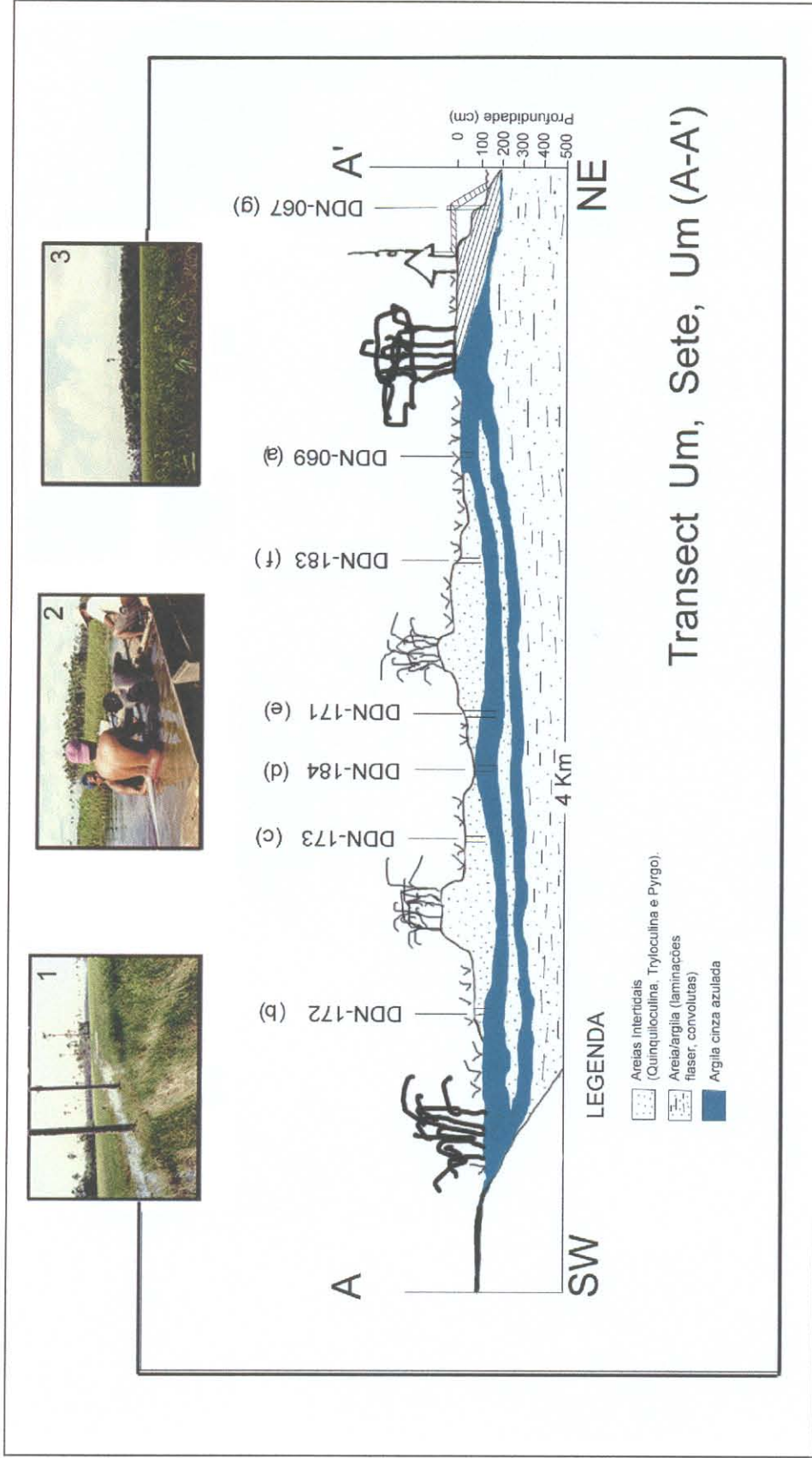


Figura 7.5 – Localização da “transect” Um Sete Um (A-A’), na Planície de “Cheniers” Cunãni-Cassiporé, mostrando os aspectos morfológicos e a localização dos testemunhos: 1) canal de washover; 2) depressão artificial aberta por bubalinos; 3) em primeiro plano, interbanco, em segundo plano “cheniers” vegetação por buritizais.

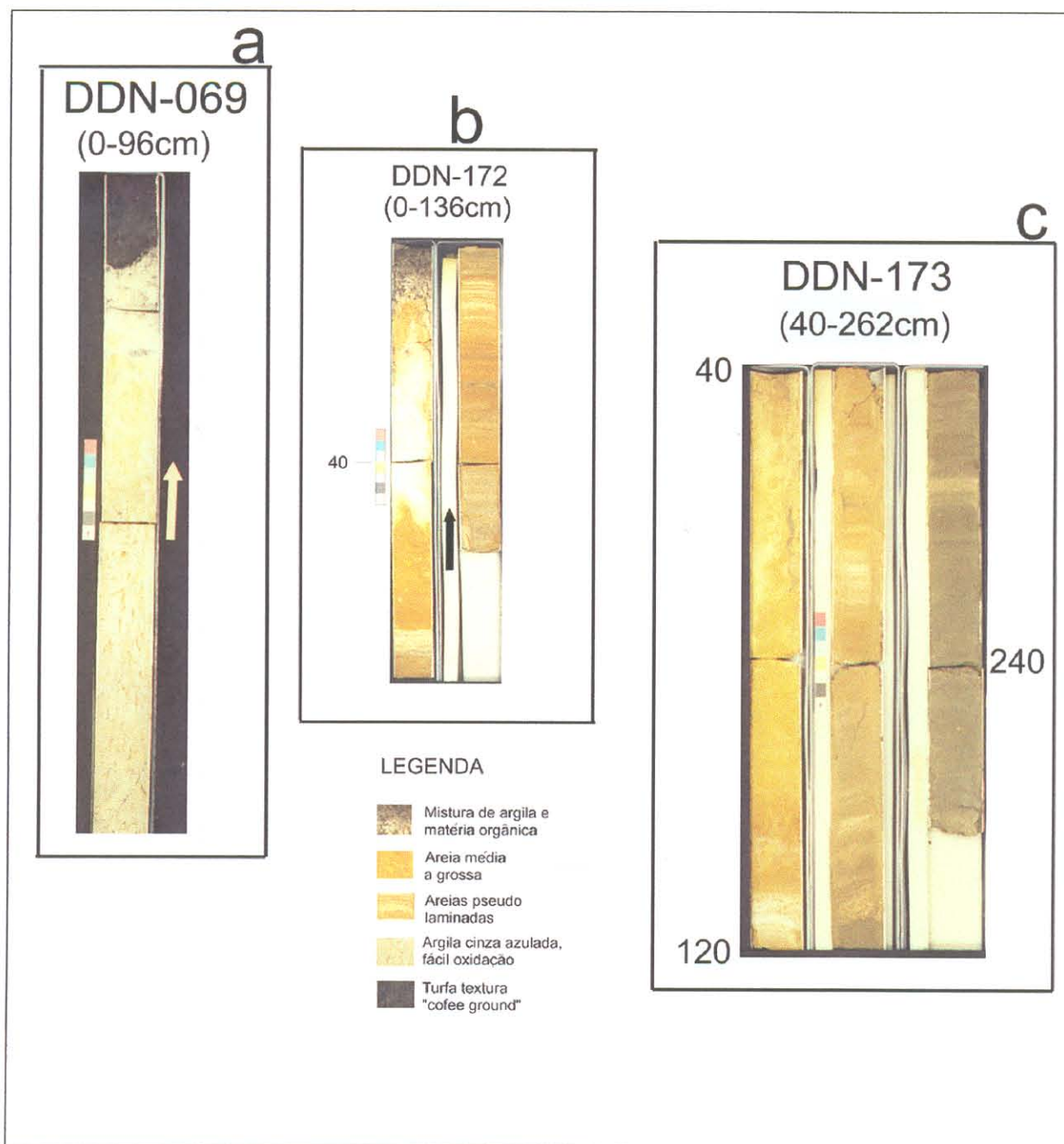


Figura 7.6 a.,b,c – Testemunhos pertencentes a Planície de “Cheniers” Cunãni-Cassiporé. a) DDN-069, argila cinza azulada (grande plasticidade); b) DDN-172, porção limítrofe do chenier; c) DDN-173, sedimentos grosseiros representando os canais de washover.

do topo do testemunho, correspondendo ao início de uma textura de maior homogeneidade. Da base para o topo são registrados de 220 a 180 cm de areia fina a média de coloração cinza esverdeada com laminação esparsas de turfa com textura "coffe ground" e clastos de siderita. No intervalo de 180 a 160 ocorre uma camada de argila cinza azulada facilmente oxidável, com idade radiocarbono 3330 ± 30 anos BP. Nesse intervalo foi registrado um rastro macrobentônico preenchido pela cinza esverdeada depositada no intervalo de 160 a 120 cm. Novamente, é possível reconhecer laminações finas de orgânicos e clastos de siderita. Em 120 cm dá-se o contato brusco com nova ocorrência de argila maciça de coloração cinza azulada que se estende até o topo. Nos últimos 20 cm do topo, concentração de fitoturbação (Figura 7.6d)

O testemunho DDN-171 recuperou 472 cm de sedimentos, constituindo-se em uma seqüência que demonstra a dinâmica da região. Da base para o topo, entre 472 e 210 cm, observa-se seqüência típica de maré com laminação do tipo flaser, lenticular e convolutas, intercaladas com ocorrências alternadas decimétricas ora areia cinza esverdeada escura de granulação média a fina, ora de argila cinza azulada clara, bioturbada. Estruturas de colapso são reconhecíveis (Figura 7.6e). Neste intervalo duas amostras foram submetidas à datação radiocarbono. A amostra referente ao intervalo de 452-458 cm possui idade radiocarbono de 5030 ± 45 anos BP, enquanto que o intervalo 285-302 cm possui uma idade de 4140 ± 35 anos BP. Na profundidade de 210 cm ocorre um contato brusco que separa a seqüência de maré dos sedimentos arenosos que alcançam o topo do testemunho. Nesse intervalo a coloração do sedimento possui várias alternâncias entre o amarelo claro e marrom, passando por tons alaranjado e ocre. Pseudo-laminações ocorrem extensivamente no intervalo oxidado. Bioturbação e orgânicos estão presentes além de foraminíferos porcelânicos (*Quinqueloculina*, *Tryloculina* e *Pyrgo*), os quais, segundo Bromley (1994), têm ampla distribuição no tempo geológico e são característicos de zonas de intermaré.

A coleta deste testemunho ocorreu na estação chuvosa, e, sua retirada do terreno foi muito difícil, devido à proximidade do lençol freático.

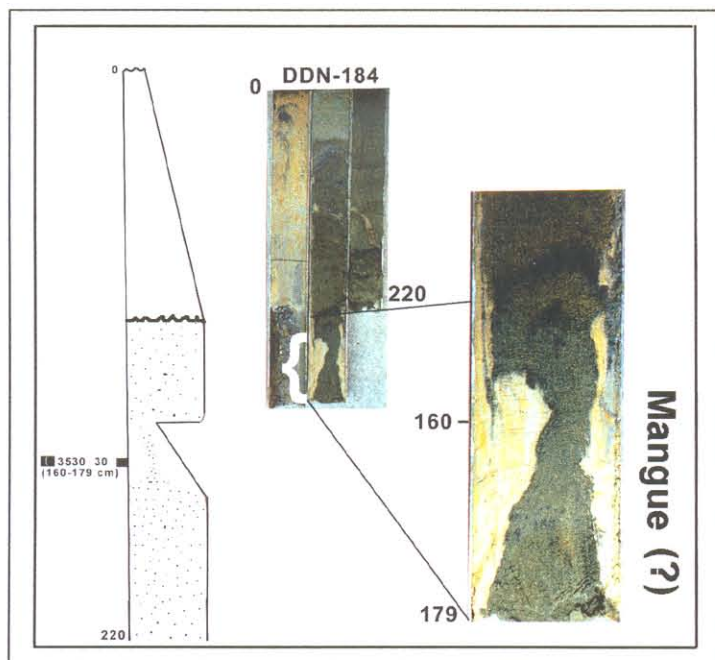
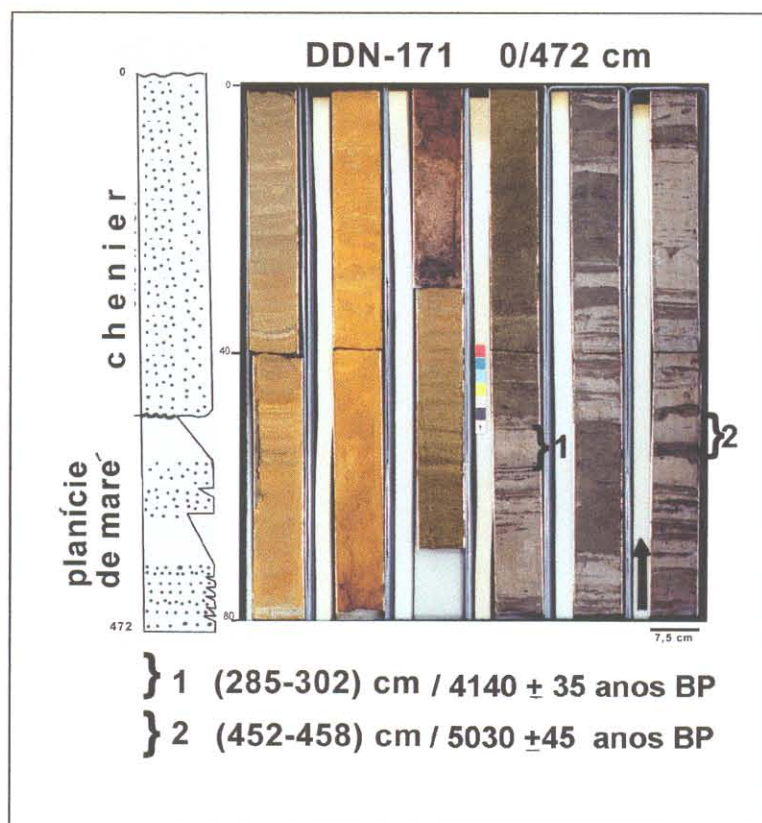


Figura 7.6 d – Testemunho DDN-184, registrando estágio embrionário na formação de “cheniers”, sotopostos por novo momento progradacional lamoso. Rastro macrobentônico.

Figura 7.6 e – Testemunho DDN-171. Os “cheniers” desenvolveram-se sobre sedimentos típicos de planície de maré do cabo Orange. A cor das areias e suas pseudo-laminações devem-se a proximidade do lençol freático.



Ainda na direção NE, o testemunho DDN-183 recuperou 190 cm de sedimentos. Da base para o topo, o intervalo de 190-170 cm é composto por areias fina e média, de coloração marrom, bioturbada, com alguns clastos de argilas, estruturas de carga, e laminações orgânicas presentes (Figura 7.6f). Em 170 cm dá-se o contato brusco com argilas de coloração cinza azulada, rapidamente oxidáveis que persistem até 70 cm, quando um novo contato brusco anuncia a presença de novo pacote arenoso de granulometria fina e média que persiste até o topo. O intervalo entre 90-120 cm produziu idade radiocarbono de 2790 ± 30 anos BP.

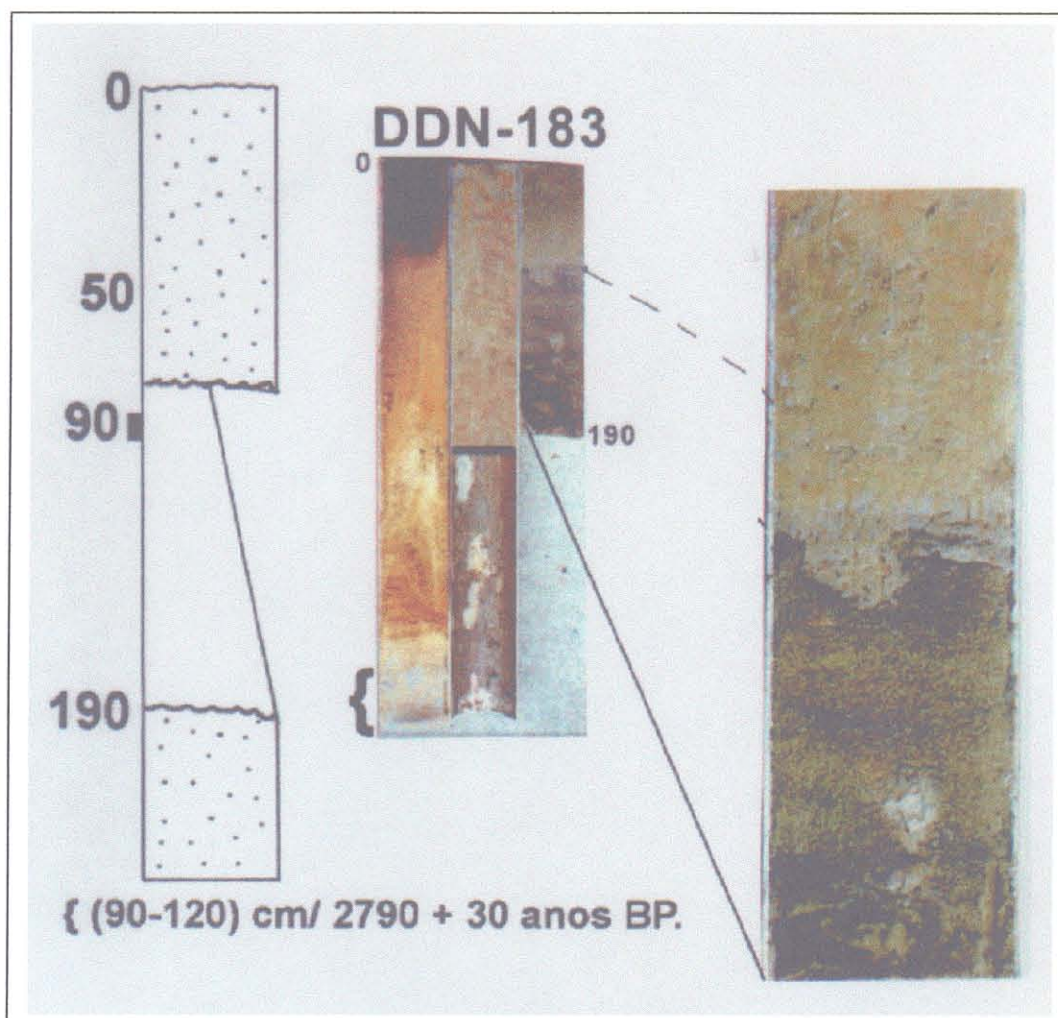


Figura 7.6 f – Testemunho DDN-183. Registro do quarto momento progradacional (P4) na Planície de Cheniers Cunani-Cassiporé.

O testemunho DDN-067 (0-450 cm) foi coletado na margem esquerda do rio Cassiporé e constituiu-se em uma seqüência siltico-argiloso. Da base para o topo foram identificados no intervalo de 456-445 cm o contato brusco com uma camada permeável de areia grossa que permitiu a expansão de gás de odor muito forte, porém, diferente do gás sulfídrico. O gás borbulhou por cerca de 30 minutos quando então o local foi alcançado pela maré enchente. Entre 445 cm e o topo ocorre uma seqüência composta por lâminas milimétricas de silte e argila coloração cinza azulada, inclinadas, características como estratificações heterolíticas (Figura 7.6g).

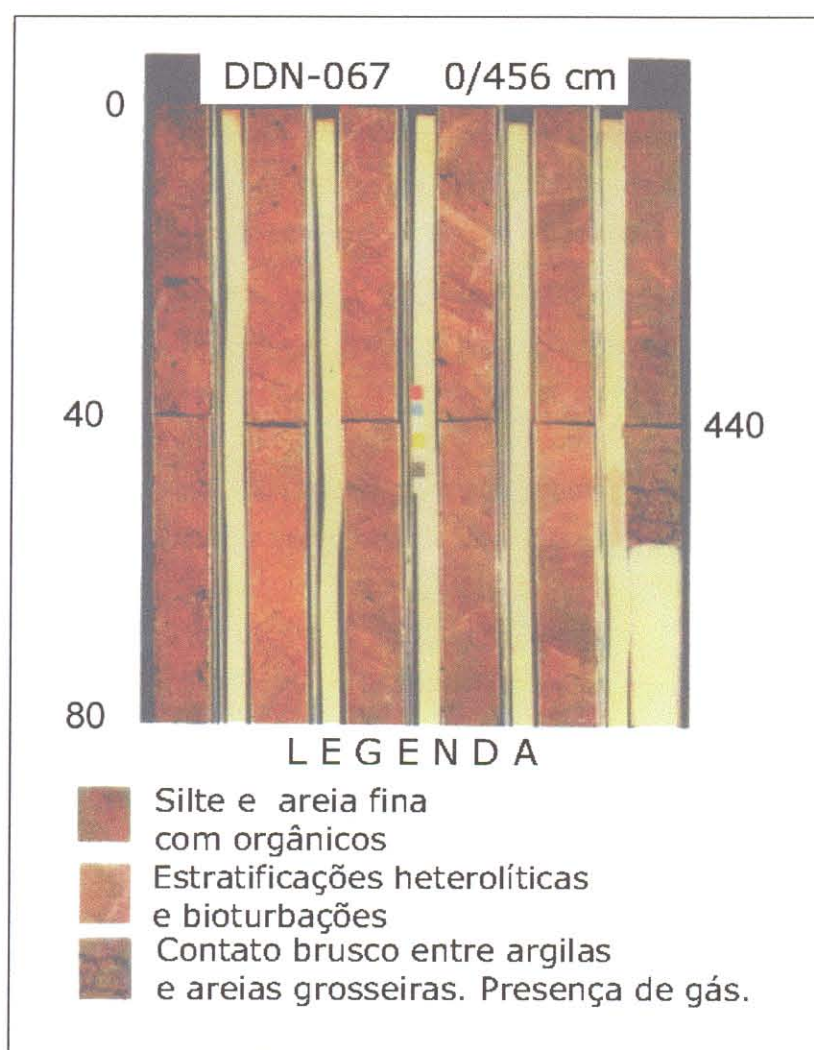


Figura 7.6 g– Testemunho DDN-067. Estratificação heterolíticas sugerem a migração da barra.

Os mangues (Rabelo et al., 1995 e Heiz, 1990) que se posicionam na linha de costa à montante do rio Cunãni mostram-se cobertos por cerca de 80 a 100 cm de areia muito finas bio e fitoturbadas (Figura 7.7c) no testemunho DDN-063 que possui um comprimento total de 461 cm. Esse afogamento dos mangues sugere que a ação das marés pode transportar essas areias por sobre os mangues, ou, que o vento pode também tomar parte nesse processo. A seqüência dos sedimentos permite caracterizá-los como um estágio embrionário da formação de “cheniers”..

A “transect” Estrada do Goiabal (C-C’) (Figura 7.8) possui uma direção ENE-WSW e inicia-se imediatamente após o contato com o Grupo barreiras, na margem esquerda da estrada que liga a Praia do Goiabal ao município de Calçoene. Inicia-se com uma intercalação de sedimentos argilosos e matéria orgânica em vários estágios de decomposição. As argilas são bioturbadas e possui laminações de matéria orgânica, além de concentração de siderita (carbonato de ferro), demonstrando um déficit de oxigênio no ambiente (DDN-018 com 535 cm; DDN-014 com 324 cm e DDN-017 com 310m).

Esse fóssil traço foi também encontrado por Martins et al (1991) no Grupo Barreiras do Estado do Pará. Os sedimentos do Grupo Barreiras foram considerados por Rossetti et al (1989) acumulados durante o Mioceno em ambientes marinhos influenciados pela maré.

A partir do testemunho DDN-013 é possível reconhecer um aumento no conteúdo de areia. Pequenos clastos de turfa podem ser identificados. O testemunho DDN-016B possui 446 cm e mostra da base para o topo uma seqüência argilosa de 86 cm marcando um contato brusco com uma camada decimétrica de turfa, também marcando um contato brusco (160-360 cm) com 200 cm de uma seqüência de sedimentos típicos de ambiente influenciados por maré com laminações argila-areia fina a média com estruturas flaser, convolutas. Os 160 cm do topo representam uma seqüência de areia média cinza oliva (5y 4/1), sem estruturação. O testemunho DDN-018 coletado na “foreshore” mostra laminações argila cinza (N5) e areia média (N4) e

regiões de mistura dos sedimentos pela bioturbação. Laminações flaser, lenticular e wavy bifurcadas estão presentes.

A “transect” Taperebá (D-D’) (Figura 7.9) mostra a configuração das margens do rio Cassiporé, na Vila do Taperebá.

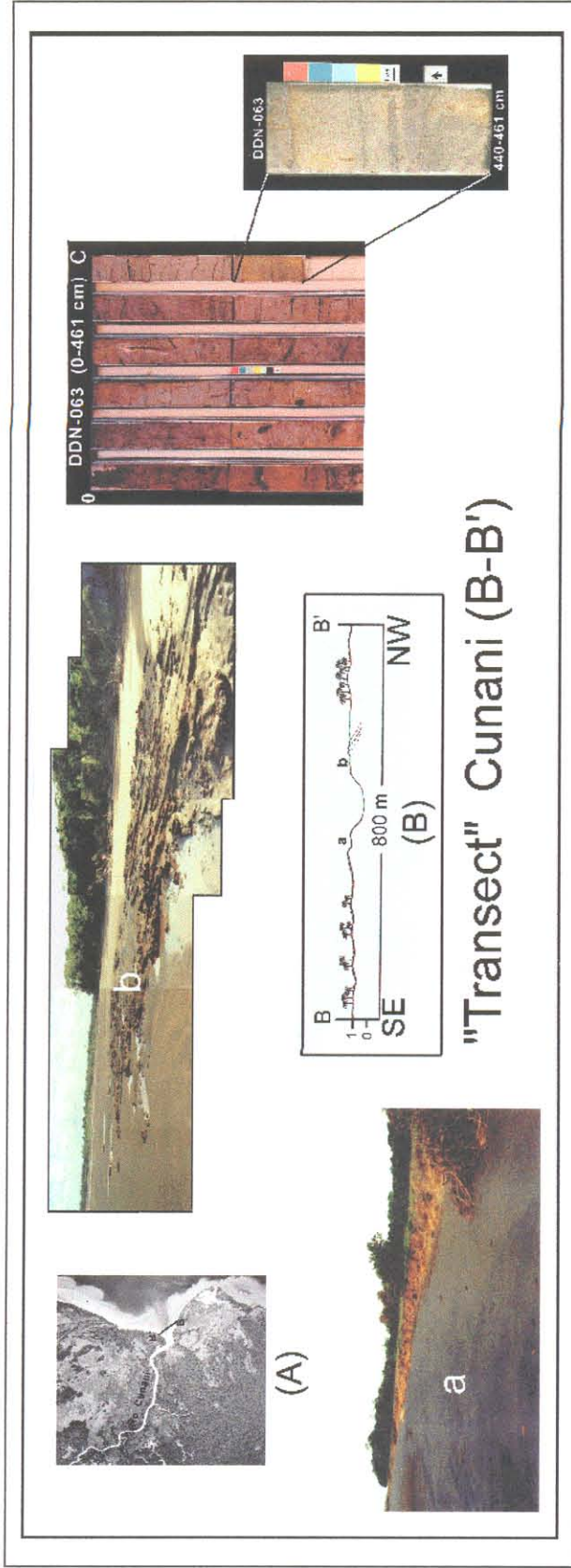


Figura 7.7 – A) Localização da “transects” Cunani (B-B’) Perfil esquemático B-B’. Em a) Corpo arenoso a jusante do rio Cunani; b) Afloramento do Grupo Barreiras, onde foram encontrados fósseis traço de *Ophimorpha nodulosa*; c) testemunho coletado na “backshore”, mostrando o soterramento de sedimentos arenosos pelo manguezal, que por sua vez encontra-se sotoposto as areias dos “cheniers”.

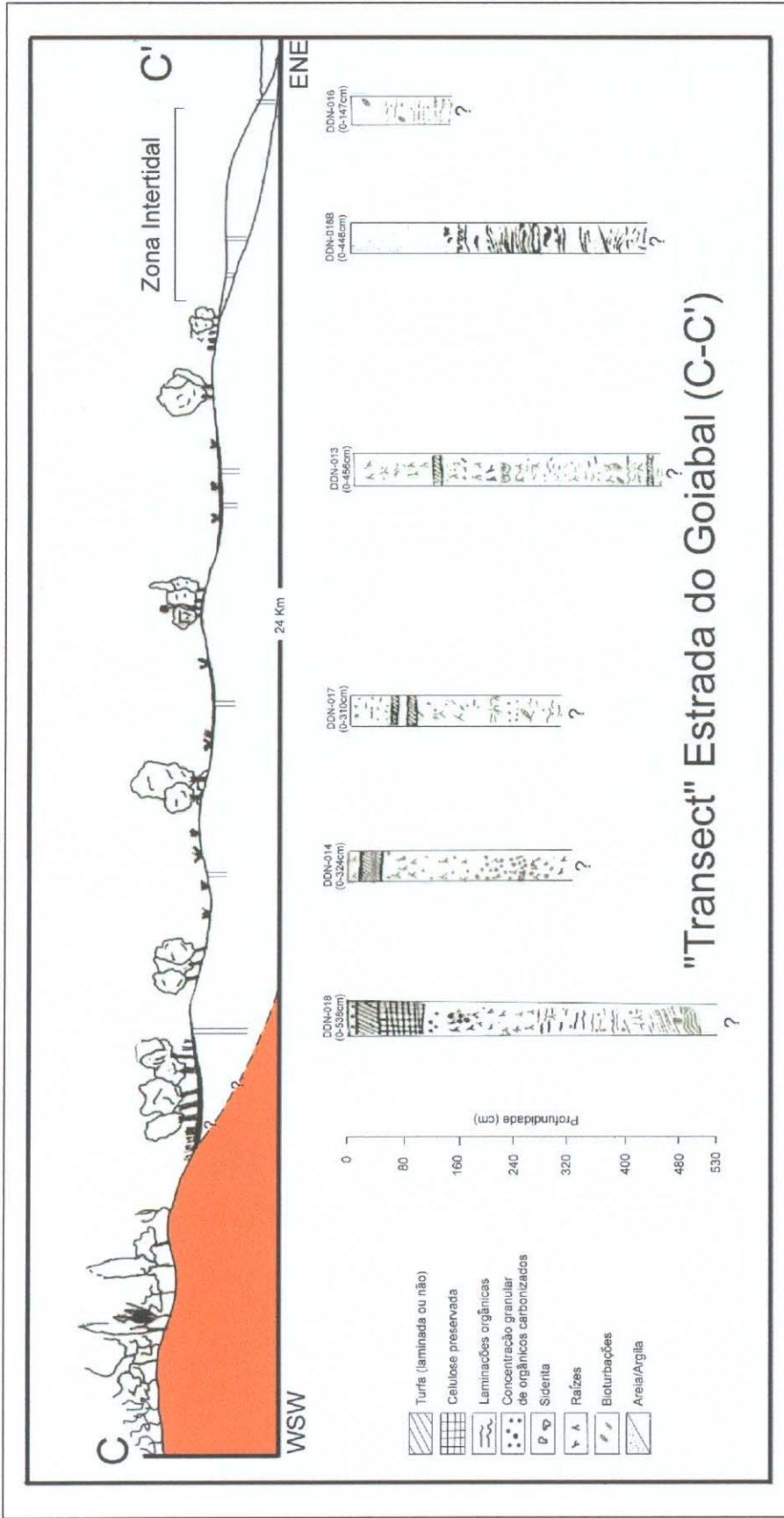


Figura 7.8 – “Transect” Estrada do Goiabal (C-C’), e a localização dos testemunhos coletados os quais mostram um ambiente alagadiço onde a presença de siderita demonstra uma carência em oxigênio, em ambiente composto por argila e matéria orgânica. Em ENE, a porção interstidal caracteriza-se por um sistema de barras dissecadas.

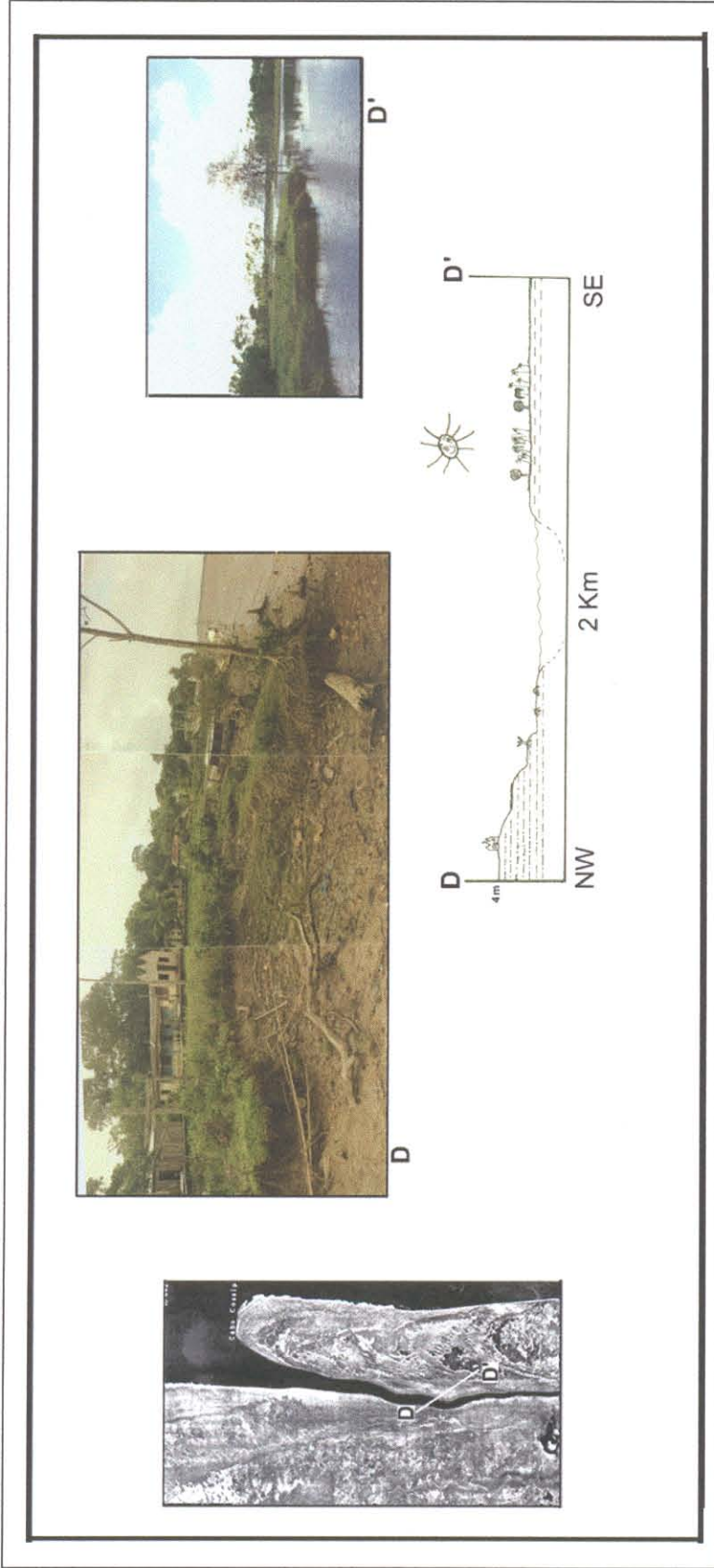


Figura 7.9 – Transect Taperebá (D-D') mostrando diferenças na morfologia das margens do rio Cassiporé.

A margem esquerda do rio Cassiporé (**D**), na Vila do Taperebá mostra terraços construídos pela ação erosiva. A base da seqüência (DDN-179) é composta por laminações paralelas milimétricas e decimétricas, e, laminações convolutas de material lamoso cor cinza azulada clara e areia muito finas (Figura 7.9a). Em direção ao topo essas laminações diminuem e passa a ocorrer a intercalação milimétrica de areia e lama. A presença de pisólitos lateríticos estão registrados apenas 14 cm do topo.

Na margem direita do rio Cassiporé (borda esquerda do cabo Cassiporé-**D'**) não existem terraços expressivos, mesmo em condições de maré baixa (DDN-180). São compostos por argilas maciças de coloração cinza azulada clara, sem estruturação física, bioturbada no topo e extremamente resistente à amostragem (Figura 7.9b).

7.15- MECANISMO DE CONSTRUÇÃO DA PLANÍCIE DE "CHENIERS"

Um dos principais questionamentos à respeito da Planície de Chenier Cunãni-Cassiporé relaciona-se à sua posição na planície costeira, e, dinâmica de sua construção.

A descarga de água doce do Amazonas interagindo com a Corrente Costeira Norte Brasileiro (CCNB) e com os ventos alíseos produzem correntes em direção NW. Nittrouer et al (1986) mostrou que a grande variação da maré semi-diurna (8-11 metros no sul e 2-3 metros na porção norte), produz fortes correntes paralelas a costa.

As frentes de maré (pororocas) são mais intensas nos rios que desembocam no Oceano Atlântico na direção E-W, porém também pode ser observada no Rio Cassiporé, até a localidade de Vila Velha, em épocas de verão. No inverno alcança porções mais distantes rio acima.

Além disso, fenômenos atmosféricos tais como El-Niño e El-Niño Southern Oscillation (ENSO) parecem ter grande influência na região equatorial, provocando períodos secos e chuvosos anômalos.

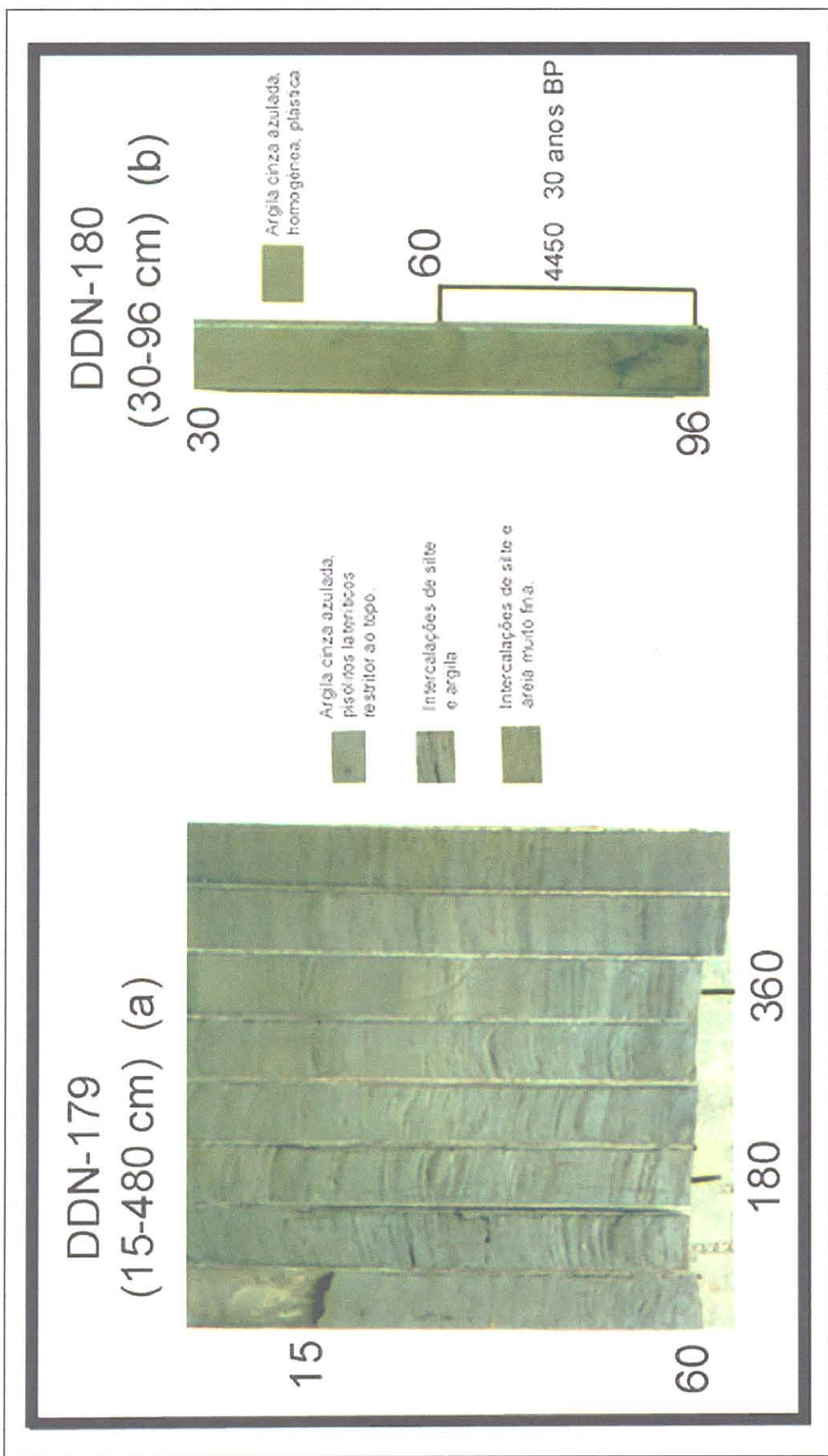


Figura 7.9 a e b – Testemunhos da “Transect” Taperebá (D-D’). a) DDN-179 composto por sedimentos argilosos intercalados com areia muito fina; b) DDN-180, composto por argilas homogêneas e bastante resistente à amostragem.

Entre o Rio Araguari e o sul do Cabo Cassiporé, as lamas erosivas se estendem por cerca de 280km, e sustentam corpos arenosos com cerca de 5 metros de espessura que se desenvolvem 10 a 30 km para norte da desembocadura dos rios e de pequenos canais de maré que fluem para o Oceano Atlântico (Allison et al. 1995a). A partir de 3°30'N, a progradação das planícies lamosas ocorrem sazonalmente. A progradação da shoreface é considerada episódica pelos autores acima citados.

Observações posteriores mostraram que esses corpos arenosos não se restringem à montante das desembocaduras, ocorrendo também à jusante das mesmas, especialmente nas desembocaduras dos rios Calçoene e Cunãni (Figura 7.7).

Durante o inverno (Janeiro-Maio) os ventos alíseos alcançam sua velocidade máxima soprando para NE. No final do inverno, os ventos alíseos sopram de E-SE e são reduzidos por um fator de 3 durante o restante do ano (Nittrouer et al. 1991a).

No final do inverno, ocorre uma variação no suprimento sedimentar e no regime hidrodinâmico dos sistemas fluviais da região. A descarga do Rio Amazonas, durante o verão é aproximadamente 25 a 50% menor que a sua descarga máxima (Oltman, 1968; Meade et al. 1979).

A jusante do rio Cunãni, a existência de planície arenosa classificados por Allison et al. (1995a) como areias acrecionárias ou Zonas de Acumulação Efêmera de Nittrouer et al. (1991a) são incorporadas a linha de costa formando cordões arenosos (Figura 7.7), assim denominados por Allison (1993) devido a ausência de superfícies de washover.

No entanto, as superfícies de washover são reconhecíveis desde os "cheniers" localizados ao norte do rio Calçoene até o Cassiporé (Figura 7;3).

O Rio Cassiporé corta rochas Pré-Cambrianas do Escudo das Guianas em morfologia montanhosa, atravessa platôs terciários em Ariramba e Vila Velha cujos terraços podem alcançar até 8 metros de altura, passando então para uma região plana.

Allison et al. (1995a) estimaram a área da bacia do Rio Cassiporé em 5796 km², descarga líquida de 38×10^9 m³/ano e descarga de sedimentos em $1,2 \times 10^5$ toneladas/ano. Os autores propuseram que a ausência de corpos arenosos na foz do Rio Cassiporé, deve-se ao fato de tratar-se de uma região de gradiente muito baixo na qual estão presentes largas zonas intermaré.

A configuração da Planície de Chenier Cunãni-Cassiporé aliado aos processos geológicos-oceanográficos não permitem a formação dos “cheniers”. Não existe quantidade suficiente de areia disponível à formação dos mesmos, devido a imensa quantidade de sedimentos argilosos provindos do Sistema de Dispersão do Amazonas. Neste contexto, é importante tentar compreender como deu a construção da Planície de “Cheniers” Cunãni-Cassiporé.

A seqüência típica de maré encontrada na base do testemunho DDN-171 (Figura 7.6e) da “transect” A-A’, demonstra a ação de uma dinâmica em uma região onde sedimentos arenosos estavam disponíveis. Os microforaminíferos encontrados demonstram tratar-se de zonas intermaré.

A sazonalidade do aporte sedimentar e a influência das marés é demonstrada por momentos de predominância de sedimentos argilosos intercalados com momentos onde os sedimentos são predominantemente arenosos e, momentos de equilíbrio entre os sedimentos, sob influência da maré.

O posicionamento da Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé e o seu arranjo em relação ao rio Cassiporé sugere que durante o desenvolvimento dos “cheniers” a desembocadura dessa drenagem posicionava-se na altura da Fazenda Liliane funcionando como uma baía aberta, com o nível do mar há pelo menos 3,5 metros acima do nível atual.

Com a diminuição do nível do mar o rio Cassiporé inicia o avanço em áreas expostas pelo evento regressivo marinho, abandonando gradativamente a Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé. Porém, a proximidade da isóbata de 5 metros e a ação das correntes costeiras carreando sedimentos argilosos do rio Amazonas confinam seu curso no sentido N-S.

7.2 - PALEOAMBIENTES FLÚVIO-DELTAÍCOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ.

7.2.1 - Introdução

Tendo em vista que o domínio sul da Planície Costeira do Amapá é pródiga no registro de paleofeições, iremos inicialmente tratá-las descritivamente e posteriormente traçar um quadro evolutivo das mesmas, até a situação atual, usando documentos históricos, e os dados geológicos disponíveis.

As principais paleofeições identificáveis são: paleodesembocadura do Rio Gurijuba; 2) paleodelta do Rio Tartarugal-Macarry; 3) Paleo Rio Tartarugal e, 4) formas anômalas.

7.2.2- Métodos de Investigação

Do ponto de vista metodológico, as paleodrenagens foram seguidas através dos sensores remotos no sentido leste-oeste, procurando-se sempre que possível, ultrapassar o limite da planície costeira. Neste trajeto, foram analisadas as características marcantes das mesmas, tais como meandros, meandros abandonados, aumento ou diminuição da largura de suas paleo planícies de inundação sempre que passíveis de identificação.

7.2.3- Principais Paleofeições

7.2.3.1 - Paleodesembocadura do Rio Gurijuba

O rio Gurijuba, em seu curso atual, nasce nas porções mais elevadas no limite sul da planície costeira, corre no sentido E-W, e, no seu baixo curso, inflete-se no sentido NW-SE. É um rio pequeno e tem a sua desembocadura protegida pela Ilha do Curuá.

O paleo Gurijuba, ao contrário, mostra uma envergadura significativa, e possui preservadas suas pequenas drenagens de primeira ordem. Desenvolvia uma desembocadura em forma de funil, e, possuía na porção interna desse funil (área de estrangulamento), uma ilha de grandes proporções. O seu trajeto é marcado por segmentos retilíneos, e possui seus **levées** naturais vegetados, ao contrário de seu

leito, que é coberto por vegetação rasteira. Mudanças na posição dos **levées** mostra que o processo de avulsão foi atuante (Figura 7.10).

Um aspecto importante é que a área correspondente à antiga desembocadura está desativada, e, conforme a Figura 7.10 ali foi instalada uma pequena povoação, com o estabelecimento de uma fábrica de palmito. A foz do rio Gurijuba é conhecida como Boqueirão do Gurijuba.

7.2.3.2- Paleodelta do Rio Tartarugal-Macarry

Dentre todas as paleofeições existentes, a que mais impressiona é o paleodelta do Rio Tartarugal-Macarry. Essa feição possui cerca de 22 km² de área, e, mantém preservadas as barras fluviais e seus **levées** em uma distância de aproximadamente 20 km rio acima do seu antigo curso (Figura 7.11).

O paleodelta mostra a forma aproximada de um "bird foot", conforme a denominação de Fisher (1969).

A paleodrenagem possui até 1,2 km de largura, **levées** vegetados, enquanto seu leito possui vegetação de Gramineae. É bordejado na extremidade leste por vegetação de manguezal de *Avicennia*, e nas porções mais internas, é bordejado por vegetação do tipo taboca espinhenta, o que torna praticamente impossível o acesso às porções mais internas.

As barras internas mostram uma forma tipo barras em pontal, mostrando preservada inclusive a morfologia resultante do seu padrão de desenvolvimento, ou seja, seu lado convexo mergulha suavemente em direção ao canal (Reineck & Singh, 1986), (Figura 7.11a). Em uma das barras preservadas, é possível identificar, inclusive, pequenas "scroll bars" e as respectivas reentrâncias ("swales") que representam episódios de migração do canal durante uma enchente. No detalhe da Figura 7.11a, as saliências (scrolls) mostram-se vegetadas.



Figura 7.10 - Paleodeseμβocadura do Rio Gurijuba. Na figura é possível identificar: A) Afluentes de primeira ordem, vegetados; B) Antiga ilha localizada na paleodeseμβocadura; C) Planície de inundação, onde já foi instalada pequena fábrica de palmito; D) Atual Rio Gurijuba; E) "Leveés" naturais; F) Deslocamento dos "leveés".

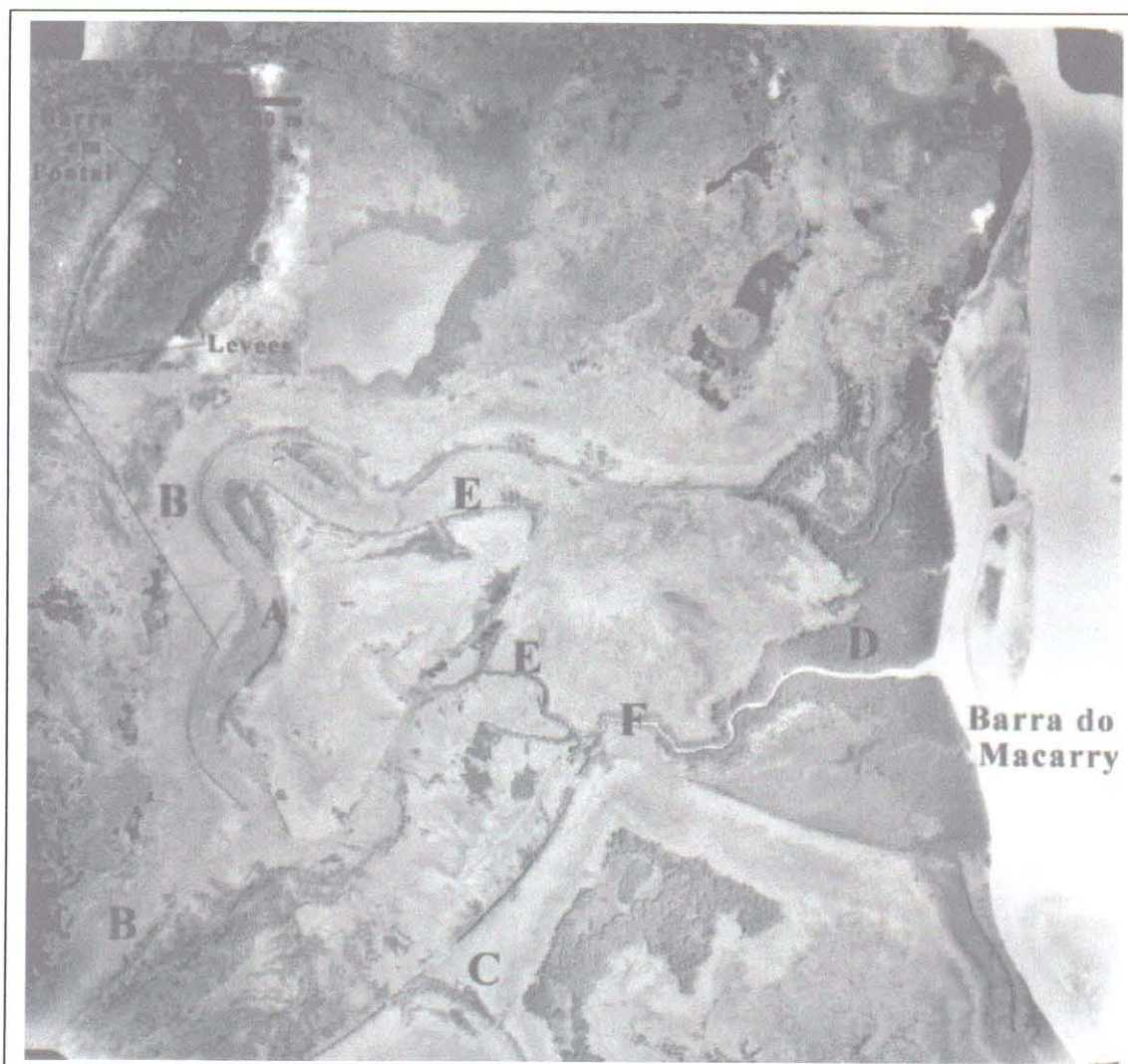


Figura 7.11 - Paleodelta do Rio Tartarugal. A) barras preservadas; B) paleo planície de inundação; C) Tesos do Macarry; D) bosques de *Avicennia*; E) tabocal; F) Igarapé Macarry (atual).

7.2.3.3- Paleo Rio Tartarugal

O paleo Rio Tartarugal , hoje denominado Tartarugal Grande, representou uma drenagem significativa na planície costeira do Estado do Amapá.

A informação de Bento da Fonseca (1728, apud PINTO, 1930), de que o rio Tartarugal (Amandahy) lançava-se ao mar é importante para o estudo evolutivo do domínio sul.

Essa paleodrenagem pode ser seguida através de grande parte da planície costeira através de nítidas cicatrizes ali preservadas (levées, leito e ox-bows). As imagens de radar da folha Cabo Norte (NA-22-ZA) do Projeto Radam e a carta preliminar de radar (NA-22-ZA/MIR-37) mostram informações importantes para a construção desta hipótese.

O primeiro indício está registrado pouco abaixo da confluência dos rios Tartarugal Grande e Tartarugalzinho, mais precisamente, no Lago Duas Bocas, que pode ter sido um “ox-bow” do paleo Rio Tartarugal (Figuras 7.12).

O paleo Rio Tartarugal pode ser seguido por cerca de 30 Km da planície costeira. Possui nos trechos mais preservados uma largura aproximada de 3 Km e mostra para leste, a partir do Lago Duas Bocas, pelo menos três grandes feições meandranter contorcidas, semelhantes a um “looping”. Os levées estão interrompidos, porém preservados (Figura 7.13). A preservação dos levées pode indicar, segundo Deffontaine & Chorovicz (1991), alguma subsidência.

7.2.3.4- Feições Anômalas

Como uma regra geral, as drenagens são elementos extremamente sensíveis as modificações introduzidas no sistema, sejam elas naturais ou antrópicas. No domínio sul da planície costeira do Amapá elas são elementos diagnósticos dessas modificações, muito embora essas modificações não possam ser, pelo menos no momento, perfeitamente compreendidas. Em função dessa impossibilidade, as feições reconhecidas foram denominadas de feições anômalas.

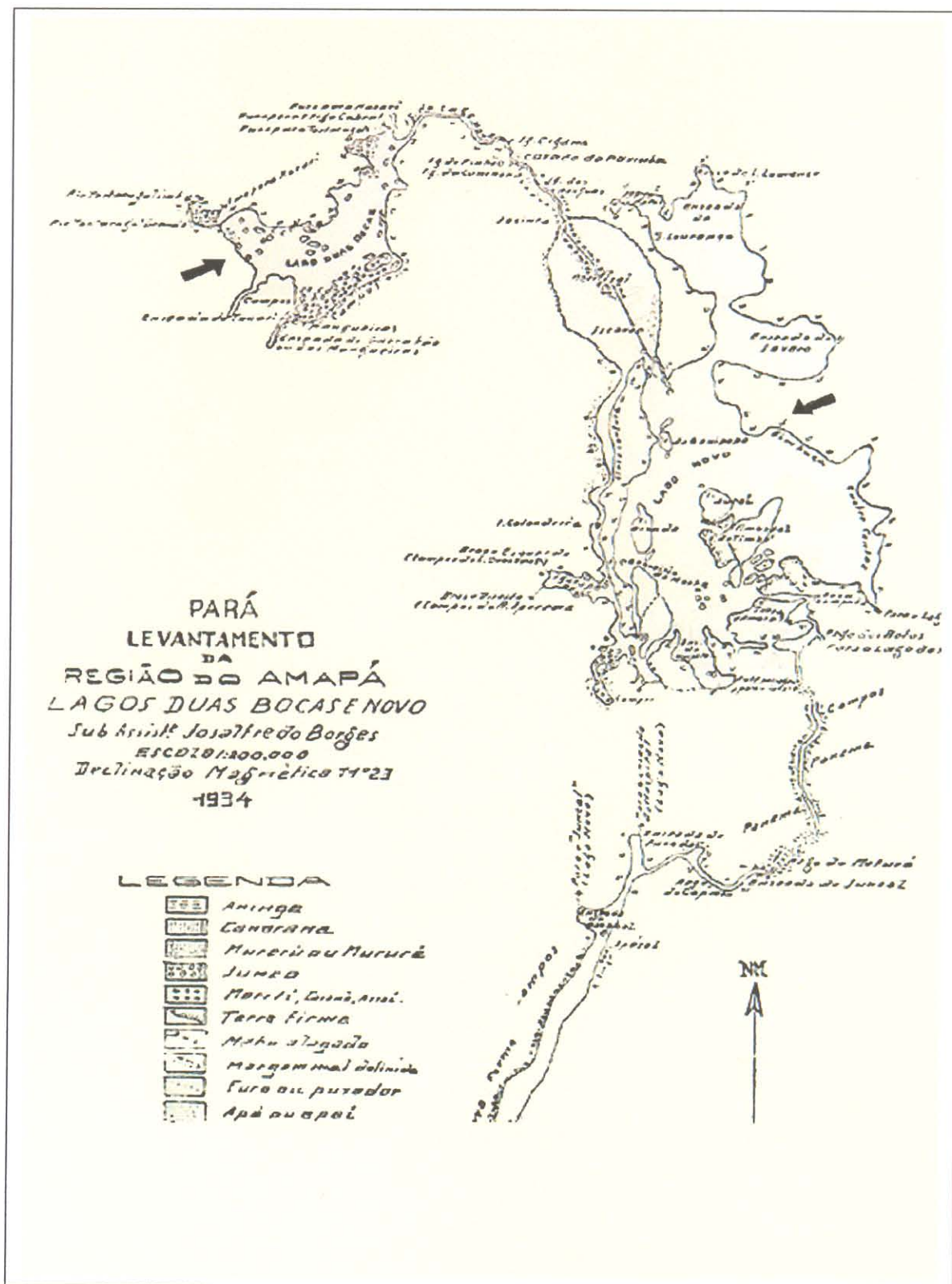


Figura 7.12 - Configuração semelhante a "ox-bows" nos Lagos Duas Bocas e Novo (Borges, 1934).

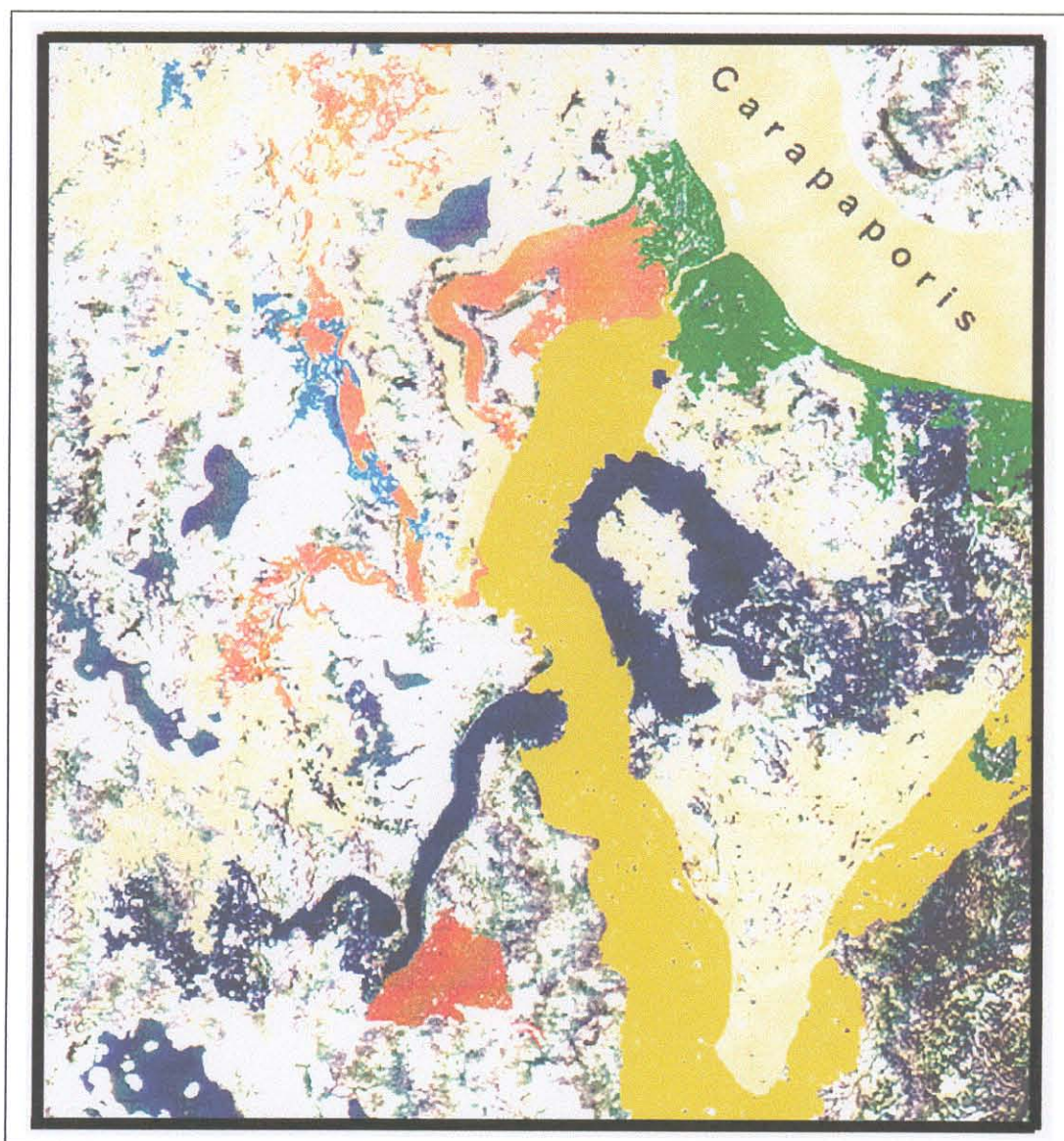


Figura 7.13 - Reconstrução da rede de drenagem no Domínio Sul da planície costeira. Em laranja o paleo Rio Flechal; em azul, o paleo Rio Tartarugal e seu "looping" na porção inferior esquerda figura, em amarelo, a Baía do Macarry; em verde os manguezais.

As feições anômalas são representadas por corpos circulares que possuem um padrão de drenagem radial. A mais importante é aquela encontrada nas nascentes do Rio Sucurijú, as proximidades do Cabo Norte, apesar da existência de outras formas na porção mais interna da planície (Figura 7.14).

A feição anômala do Sucuriju pode ser nitidamente reconhecida tanto na carta imagem de radar quanto na imagem radargramétrica da folha Cabo Norte (NA-22-ZA). Possui forma circular com cerca de 12 Km de diâmetro e uma espécie de apêndice retilíneo que avança continente a dentro, na direção oeste (Figura 7.14). As áreas que bordejam essa feição mostram-se sujeitas à inundação, enquanto que a feição propriamente dita possui uma textura bastante regular

7.2.4 – Mecanismos de Contrução das Paleofeições

As paleofeições do Domínio Sul possuem uma evolução ligada ao processo de desorganização da rede de drenagem do Estado.

O paleo Rio Tartarugal parece estar ligado às mudanças regionais que provocam o seccionamento dos cursos dos rios na direção N-S, interrompendo seus fluxos E-W.

O paleo rio Gurijuba é o resultado do processo de avusão ocorrido quando do adernamento do bloco sul, posterior ao seccionamento N-S das drenagens.

Porém, dentre as paleo feições existentes a que mais impressiona é o paleodelta do Rio Tartarugal-Macarry (Figura 7.11).

Vários questionamentos surgiram durante a análise dessa feição. Entre eles, podemos citar: 1) que tipo de fenômeno ocorreu para que uma feição dessa envergadura tenha sido tão perfeitamente preservada?; 2) quais foram as condições dinâmicas que propiciaram a construção desse paleodelta?

A feição em discussão apresenta um alto grau de preservação. Apesar de não existir uma classificação para graus de preservação de paleofeições, consideramos esse grau elevado em função de que a feição apresenta seus **levées**, suas barras fluviais e as feições morfológicas associadas a drenagem, totalmente preservadas.

Após cerca de 20 km de curso preservado, a feição mostra uma brusca interrupção, não sendo possível rastrear sua continuidade tanto no sentido leste-oeste quanto no sentido norte-sul. Uma interrupção brusca pode ter tido como causa uma

mudança no nível de base da região, o que, no caso, pode ter colocado a área em posição de cotas mais elevadas.

Em função do grau de preservação e das suas dimensões, admitimos que esta feição tenha sido parte do antigo Rio Tartarugal e possivelmente tenha evoluído a partir da combinação dos efeitos da reativação das linhas estruturais que cortam o Estado do Amapá.

Uma outra hipótese a ser levantada é aquela defendida por Driscoll & Karner (1995), que sugeriram um modelo envolvendo deformações flexurais associadas com a carga de sedimentos “offshore” gerando mecanismos que influenciariam principalmente os sistemas costeiros e os baixos cursos dos sistemas fluviais. Através desse modelo, as regiões do “leque do Amazonas” seriam deprimidas pelo peso dos sedimentos, enquanto que as regiões costeiras seriam soerguidas. Este processo, denominado de **intumescência periférica** (peripheral bulge) teria alcançado uma magnitude de cerca de 25-50 metros, o que teria sido suficiente para expor grandes porções da plataforma e provocado substanciais modificações na rede de drenagem existente. Apesar da baixa amplitude da intumescência periférica, ela é importante pois teria causado mudanças no nível de base através da planície costeira, modificando o perfil de equilíbrio da região. Assim, os baixos cursos dos rios seriam as áreas mais afetadas pelo fenômeno, devido a necessidade de adaptar suas áreas para aceitar essas modificações no volume e na distribuição da entrada de sedimentos nas bacias de drenagem.

O tipo de sedimento e as suas propriedades geotécnicas também são fatores importantes. A mudança rápida do nível de base de uma região com sedimentos essencialmente arenosos produziria uma rápida perda de água, em função da alta porosidade das areias, e, por conseguinte, poderia também provocar o desmantelamento das seqüências, principalmente de suas bordas. Isso daria a feição uma preservação relativa.

Já no caso de sedimentos argilosos que possuem uma porosidade muito baixa (tendo em vista sua estrutura placóide e de difícil ruptura), a permeabilidade das

argilas favoreceria um baixo grau de preservação. Isto se deve a presença de água intersticial na estrutura das argilas.

Consideramos que uma paleodrenagem que mantenha tal grau de preservação e envergadura (1,2 Km de largura), era uma drenagem proeminente. Se compararmos essa paleodrenagem com aquelas atualmente ativas na planície costeira do Amapá, constataremos que, com exceção do Rio Araguari, essas últimas não alcançam a largura de 1,2 km a não ser muito próximo de suas desembocaduras.

Com relação a dinâmica necessária à formação de um delta, torna-se necessário algumas considerações. De acordo com Reineck & Singh (1985), os deltas são formados nas desembocaduras dos rios com grandes corpos d'água.

O desenvolvimento de deltas pressupõe um grande suprimento de sedimentos e subsidência na área de deposição. A configuração de um delta é controlada por vários fatores, entre eles a morfologia da costa, configuração da linha de costa, direção e intensidade das ondas vindas do mar, relação do aporte de sedimentos e transporte costeiro, e, variação das marés (Reineck & Singh, 1985).

Fischer (1969) definiu deltas construtivos e deltas destrutivos. Os deltas construtivos estariam associados ao predomínio dos processos fluviais sobre os processos marinhos. Morgan (1970) define que os deltas podem ser controlados pelo regime fluvial, processo costeiros, comportamento estrutural e fatores climáticos, podendo existir processos com maior ou menor influência. Existe uma quantidade enorme de variáveis a serem tomadas em conta na avaliação dos processos de construção de um delta, o que não foi possível neste estudo, tendo em vista questões inerentes à região.

No entanto, a Ilha de Maracá serve como um anteparo para a ação devastadora das marés, apesar do poder erosivo das mesmas serem sentidos também na linha de costa. Essa relativa proteção poderia ter propiciado a construção de um delta através de uma dinâmica menos energética. Conforme pode ser na figura 7.11, a feição mostra um espraiamento da feição deltaica voltada para o sul, o que pode significar que ele tenha se formado durante o adernamento do bloco do Domínio Sul.

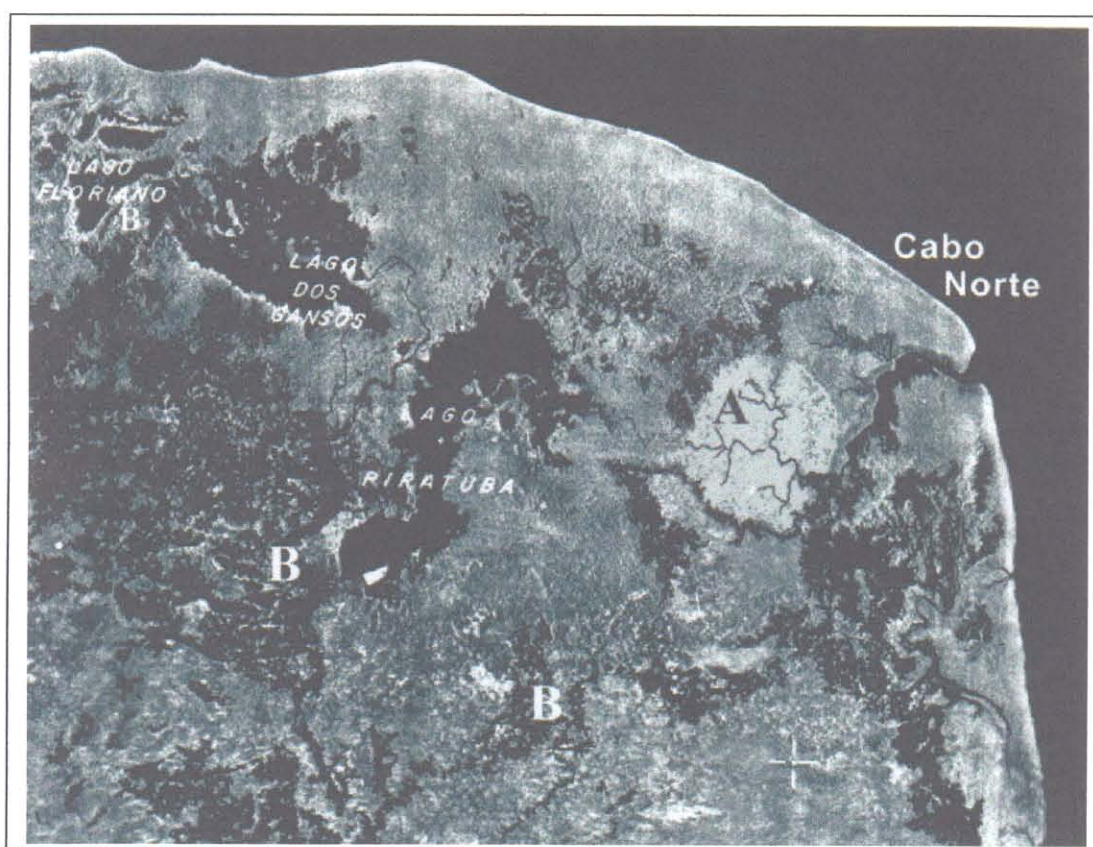


Figura 7.14 - Drenagens reversas e feição anômala no Rio Sucuriju. A) provavelmente um “mud lump” originado pela sedimentação arenosa proveniente do Rio Araguari sobre as lamas costeiras; B) drenagens reversas em fase de colmatção, ativas sazonalmente (NA-22).

Além disso, na planície costeira do Amapá os processo aluviais têm grande importância, na medida em que proporcionam uma alta taxa de sedimentação. Mesmo nos médios cursos de algumas drenagens, os depósitos aluvionares estão presentes. Pode-se ter uma idéia dessa taxa de sedimentação quando da observação da amostra

coletada no Rio Amapá, na localidade de Amapá Grande dos Miras. Ficamos surpresos ao encontrarmos no testemunho DDN-026 – Transect Um Dia no Inferno (H-H') (Figura 7.15) da base para o topo, uma camada de aproximadamente 100 cm de sedimentos siltico argilosos extremamente oxidados, com pisólitos lateríticos pertencentes ao Grupo Barreiras sotopostos por cerca de 1,20 metros de uma mistura composta por quartzo policristalino e cimento utilizado na construção civil. Sobre essa seqüência, depositaram-se cerca de 1,80 metros de sedimentos siltico-arenosos, depositados nos últimos 50 anos. A amostragem foi realizada na margem direita do rio Amapá Grande, num antigo ancoradouro construído para uso da base da Força Aérea americana instalada no município do Amapá. Supondo que este ancoradouro foi desativado em 1945, final da Segunda Guerra, um cálculo grosseiro sugere que cerca de 3,3 cm/ano foram depositados nesse local. Obviamente, essa é uma aproximação, porém, significativa.

A evolução do paleo Rio Tartarugal parece estar ligada à mudanças regionais registradas implicitamente através da carta de Cavalcante (1896), e perfeitamente reconhecíveis nas imagens e carta de radar (Figura 7.16), tal como a Grande Ilha formada pelo seccionamento dos cursos dos rios na direção N-S, interrompendo seus cursos E-W.

O Grupo Barreiras representa o limite oeste da Planície Costeira do Amapá. Seu comportamento regional nos mostra que esses sedimentos sofreram um basculamento no sentido NW-SE, tornando as áreas mais próximas a linha de costa relativamente mais elevadas. Isto propiciou a interrupção do trajeto normal das drenagens, e, criou-se uma área alagada que circundava a parte oeste e sul do bloco basculado. Estando a porção leste do bloco em uma posição relativamente mais elevada, foi possível a preservação da porção remanescente do Rio Tartarugal e seu paleodelta.

A porção oeste, ao contrário, tendo seu fluxo dificultado, passou a funcionar como uma grande zona de sedimentação, com a presença de inúmeros lagos que formam os cinturões lacustres Ocidental e Meridional. A presença dos lagos do

Cinturão Ocidental foi registrada por Alexandrino (1749), através da cartografia do Séquito de Lagos, que ocorria desde o Rio Amapá Grande até o Rio Araguari.

Já a feição anômala encontrada no Cabo Norte pode representar uma atividade diapírica na região, sob a forma de inchaços ou tumores lamosos (mud lumps), os quais, segundo Morgan (1961) e Morgan et al. (1968), emergem freqüentemente às proximidades da foz dos distributários e formam ilhas temporárias. Ainda segundo os autores acima citados, existe uma relação muito estreita entre essa atividade diapírica e a sedimentação nos distributários, sendo que o aparecimento dessas feições coincidem com os eventos de sedimentação rápida durante período de enchentes. São feições progradacionais também encontradas em ambientes deltaicos, migrando em direção ao mar, juntamente com a migração dos deltas.

O rio Sucuriju acolhe na sua margem direita a Vila do Sucuriju, comunidade de cerca de 500 habitantes, os quais sobrevivem da pesca e da retirada de caranguejos dos mangues da região. Os moradores dessa vila relatam que o acesso da água do mar no Lago Piratuba foi interrompida, o que sugere um processo de obstrução do lago. Por outro lado, na reportagem realizada pelo programa Globo Rural (1995) naquela localidade, os moradores do local declaram que de tempos em tempos, é necessário aumentar a altura do assoalho de suas moradias, em função do aumento do alcance das águas das marés.

No entanto, mesmo com essa mudança na altura das moradias o que poderia sugerir um aumento do nível das águas, o mar continua a não alcançar os lagos, o que pode indicar que a feição também possui uma dinâmica ascendente.

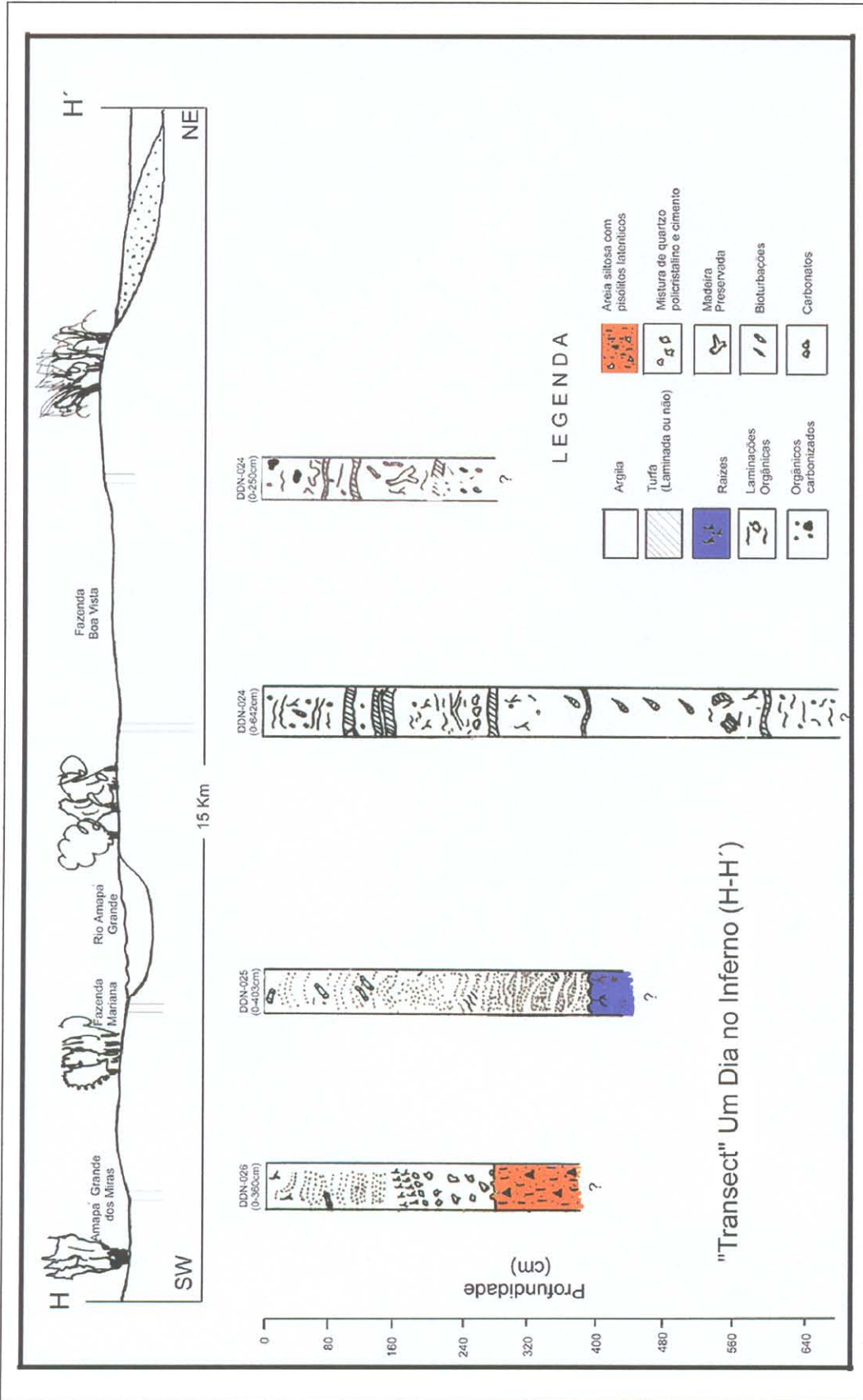


Figura 7.15 – “Transect” Um Dia no Inferno (H-H’), mostrando a importância dos processos aluvionares na Planície Costeira do Amapá.

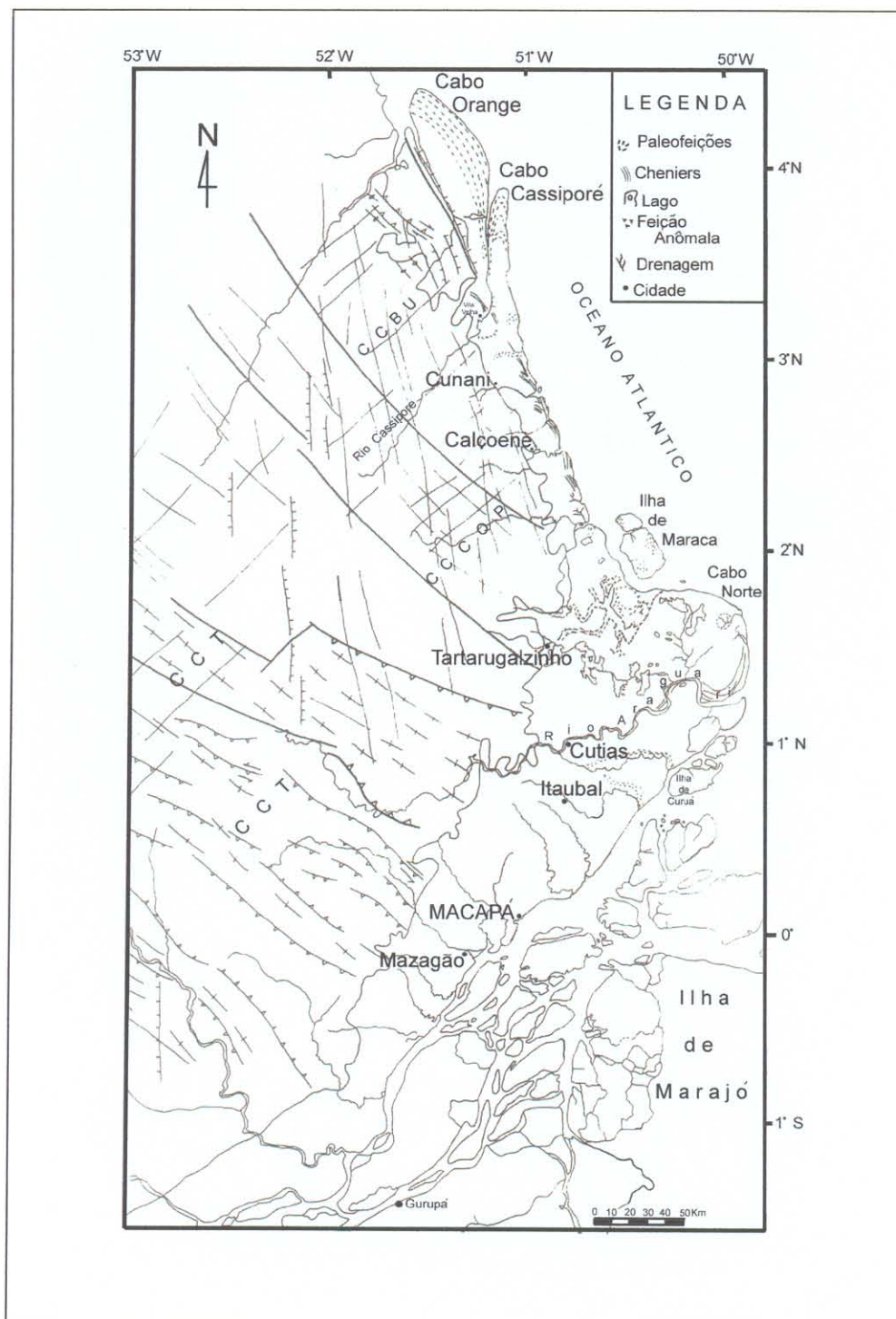


Figura 7.16 – Representação geral da estruturação do Estado do Amapá e das feições morfológicas atuais e antigas encontradas na Planície Costeira do Amapá (Modificada de Lima, 1974).

8 - FEIÇÕES MORFOLÓGICAS ATUAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ

8.1 - INTRODUÇÃO

As feições morfológicas atuais na planície costeira amapaense são aquelas cujos processos geradores são ativos.

Os cabos lamosos, lagos, terraços de abrasão, barras de desembocadura e as planícies arenosas foram as principais feições identificadas.

8.2 - MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

As feições atuais foram investigadas através dos sensores remotos disponíveis; imagens de radar escala 1:250 000 e 1:100 000, fotografias aéreas em escala 1:80 000 de 1972, de propriedade da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil – DHN e sobrevôos realizados nos anos de 1992 e 1993.

Além disso, as feições foram amostradas através do sistema “vibracore”, em cinco “transects” principais, a saber: **“Transect” Taperebá (D-D’)**; **“Transect” Lago Duas Bocas – Rebio Tabaco (E-E’)**; **“Transect” Macarry (F-F’)** e, **“Transect” Lago Duas Bocas – Rio Amapá Grande (G-G’)** e **“Transect” Um Doa no Inferno (H-H’)** (Figura 7.1)

8.3 - CABOS LAMOSOS

Pinto (1930) descreveu os Cabos Orange e Cassiporé como feições em forma de pontas cobertas por manguezais em uma costa baixa e rugosa, com difícil navegação. Boaventura & Narita (1974) definiram essas feições como restingas. São elas: Cabo Orange e Cabo Cassiporé. A primeira localiza-se entre o rios Cassiporé e Uaçá, e a segunda entre o Rio Uaçá e o Oceano Atlântico (Figura 8.1).

Entre os rios Oiapoque e Uaçá uma terceira restinga teria se formado às expensas de processos eminentemente fluviais Boaventura & Narita (1974). Mendes (1994), no entanto, mostrou que a acumulação de sedimentos ocorrentes a partir do

Cabo Cassiporé é representado por uma seqüência argilosa homogênea e laminada, sotoposta por argila fluída, o que contradiz a definição dessas áreas como restingas.

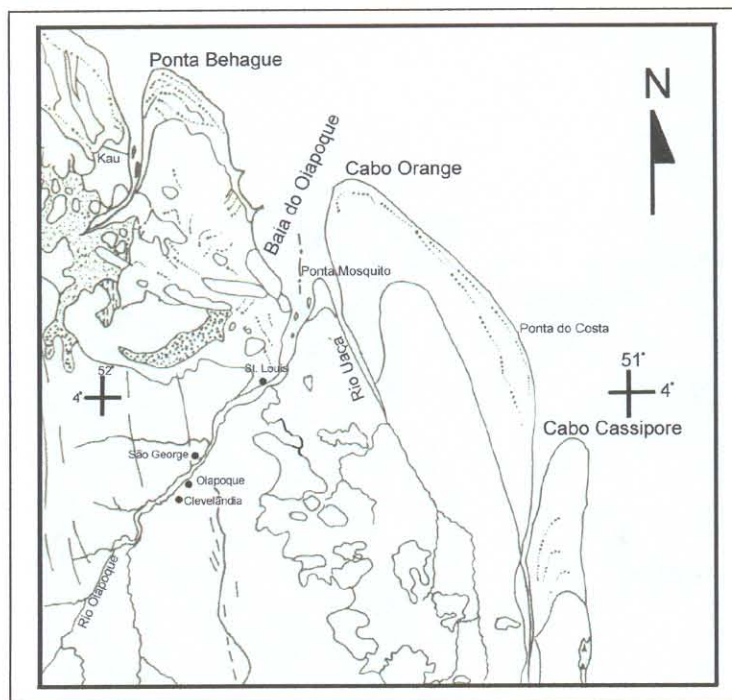


Figura 8.1 – Cabos Cassiporé, Orange e feições confinadas entre o Rio Oiapoque e Uaçá. (Radam, 1974)

A terminologia é de origem espanhola do século XV e indica uma barra (bar) ou barreira (barrier) de natureza arenosa, especialmente quando fecham lagunas costeiras (coastal lagoons). Neste caso a restinga é normalmente interrompida por braços de maré (tidal inlets) que promovem a ligação parcial entre as águas da laguna e do oceano (Larras, 1964, apud Tessler (comunicação escrita). Podem também fechar enseadas ou como um estágio de separação de lagunas do litoral (Suguio, 1992, apud Mendes, 1994).

Na verdade, Mendes (1994) definiu cabos lamosos (mudcapes) e planícies de maré lamosas intertidais de caráter absolutamente originais, tendo em vista a ausência de características diagnósticas de planícies de maré, tampouco de ambientes intertidais típicos.

Boaventura & Narita (1974), baseados na posição dessas feições na Planície Costeira, caracterizam-nas como pertencentes ao último episódio de sedimentação ocorrido antes da Transgressão Flandriana (Holocênica), a qual teria paralisado a construção das restingas.

8.3.1 - O Cabo Orange

Segundo Boaventura & Narita (1974) o Cabo Orange possui uma forma peninsular ligeiramente curvada para NW. O seu limite oeste é dado pelo rio Uaçá, cuja orientação é N paralela ao Lineamento Cassiporé. Essa feição teria se formado a partir do antigo litoral que seria orientado por fratura segundo NNW. Além disso, o processo evolutivo dessa restinga teria originado o rio Uaçá. A presença de depósito em forma de arcos, os quais ocorreriam apenas na foz dessa drenagem, levou os autores a interpretar que o rio Uaçá teria participado apenas das últimas etapas do crescimento da restinga.

No entanto, os sensores remotos analisados mostram que os depósitos em arcos assim denominados por Boaventura & Narita (1974), são na verdade linhas acrecionárias anexadas ao Cabo Orange e fixadas pela vegetação as quais se estendem por toda a margem esquerda do Rio Cassiporé, o que sugere a participação efetiva do Rio Cassiporé no processo de construção dessa feição. O início do registro dessas linhas se dá logo abaixo da Curva do S (Figura 8.2A e 8.2B). A acreção também pode ser evidenciada pela incorporação ao continente, de extensa barra a qual existiu no Rio Cassiporé (Figura 8.2A), também registrada há cerca de 268 anos atrás, na carta de D'anville (1749) (Ver Figura 5.6).

No limite norte da folha NA-22-V-B, é possível identificar que a região acrecionária possui cerca de 15 Km de largura. O limite é marcado por uma área desprovida de vegetação, que mostra uma feição em forma de leque (Figura 8.2F). Esse leque é produto de sedimentação vinda de uma das drenagens ativas durante o inverno e geradas pelo transbordamento do rio Uaçá.

A disposição das linhas acrecionárias mostra que o crescimento do Cabo se deu no sentido de oeste para leste.

Entre o Rio Uaçá e a margem esquerda do Rio Cassiporé, encontra-se o Lago Maruani (Figura 8.2D). Segundo Pinto (1930) esse lago teria comunicação com ambas drenagens. Durante os trabalhos de campo, pudemos perceber que essa ligação existe realmente, e que durante o verão, esse lago é a única fonte de abastecimento de água doce existente na região.

Os depósitos encontrados na porção sul do Cabo Cassiporé são típicos de ambientes dominados por marés, e sobre eles é que se encontra a planície de cheniers Cunãni-Cassiporé, o que significa serem esses depósitos mais antigos que os cheniers.

8.3.2- O Cabo Cassiporé

O Cabo Cassiporé é formado por arcos paralelos, não é do tipo peninsular e segundo Boaventura & Narita (1974) mostra arcos recurvados para E (Figura 8.2), o que evidenciaria uma participação do Rio Cassiporé em seu desenvolvimento, juntamente com as correntes de deriva.

Dois tipos de linhas acrecionárias são reconhecidas no Cabo Cassiporé: 1) linhas retilíneas, localizadas na margem direita do Rio Cassiporé, logo acima da Curva do S (Figura 8.2A); 2) linhas acrecionárias sob a forma de arcos, com ocorrência nas sucessivas posições frontais de crescimento do Cabo, e, fixadas pela vegetação (Figura 8.2B e 8.2E).

Na margem direita do Rio Cassiporé também é possível reconhecer a existência de barras incorporadas ao cabo homônimo (Figura 8.2C).

A Figura 7.9B, representativa do perfil D-D', mostra a nítida segregação dos sedimentos argilosos no Cabo Cassiporé. Essa segregação se dá em função da interação entre o fluxo fluvial e as correntes costeiras que seguem na mesma direção, o que confere a essa feição uma forma alongada.

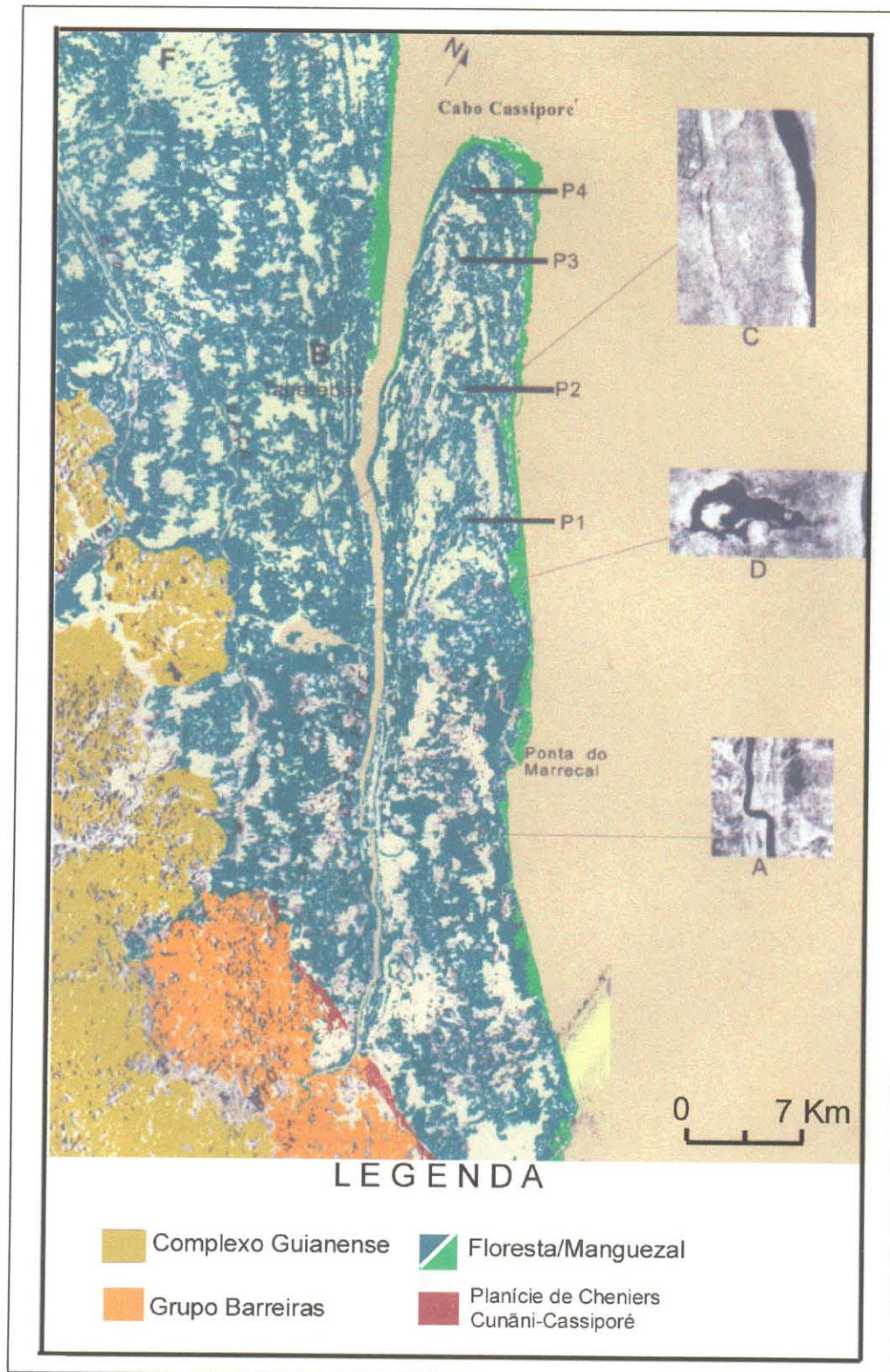


Figura 8.2 - Cabos Cassiporé e Orange (vista parcial). A) Curva do S representa uma abrupta inflexão no curso do Rio Cassiporé; B) Linhas de Acreção; C) Paleo barra já incorporada ao Cabo Orange; D) Lago Maruani; E) P1, P2, P3, P4; E) Eventos Acrecionários na Construção do Cabo Cassiporé; F) Feição em forma de leque representando o fechamento de antiga drenagem.

Os depósitos encontrados na porção média do Cabo Cassiporé são representados por argilas homogêneas, bioturbadas e sem laminações.

Allison (1993) caracterizou o Cabo Cassiporé como um cabo lamoso com 10 km de largura migrando para o norte. Depósitos lamosos com espessuras de 2 a 3 metros se estendem por cerca de 8 km em direção ao mar, recobrando antigas planícies lamosas expostas na maré baixa. As taxas de acumulação atuais, tomadas pelo Pb^{210} é de 2-4 cm/ano, enquanto que o topset/foreset está acrecendo a uma taxa de 57-114 m/ano. Essa acreção é alimentada, segundo o autor, pelos sedimentos finos vindos do Rio Amazonas e em menor volume pelos sedimentos finos e areias vindos do Rio Cassiporé.

A migração desse cabo lamoso produziria uma seqüência de estratos lamosos sobrepostos a um fácies de mangue capeado por estratos de granulação fina depositados em ambiente de supramaré. Allison (1993) considerou que a taxa de crescimento varia com o suprimento sedimentar, porém, argumenta que, com as taxas de acumulação atuais, os 70 Km do Cabo Cassiporé, teriam iniciado sua formação entre 600-1200 anos BP.

8.3.3- Mecanismos de Construção dos Cabos Lamosos

O Cabo Cassiporé é considerado como um dos 16 cabos lamosos existentes na costa nordeste da América do Sul, entre a foz do Rio Amazonas e o Rio Orenoco Brinkman & Pons (1968)

Esses cabos lamosos foram considerados por Brinkman & Pons (1968); Rine (1980); Augustinus (1989) e Allison (1993) como pertencentes a fase Comowine, a qual representaria uma fase acrecionária na planície costeira, desde 1100 anos BP até o presente.

No entanto, datação radiocarbono realizada na porção média do Cabo Cassiporé mostra que essa porção possui uma idade holocênica com 4450 ± 30 anos BP (**OS-7112**), relativa a amostra DDN-180 (60-90cm) (Figura 7.9b), enquanto que as

argilas as quais sustentam os cheniers, localizadas à cerca de 20 Km de distância da linha de costa possuem idade 5030 ± 45 anos BP (**OS-6796**) relativa a amostra DDN-171 (450-458cm) (Figura 7.6e), o que significa que o Cabo Cassiporé foi formado através de mais de um momento progradacional. Assumindo-se que o crescimento tenha se dado tanto na porção frontal quanto na porção lateral do cabo, em contato com o Oceano Atlântico as porções médias desse cabo devem registrar as idades mais antigas.

Um fato importante diz respeito ao comportamento dinâmico dos cabos lamosos ocorrentes na Guiana Francesa e Suriname quando comparado ao comportamento do Cabo Cassiporé. Enquanto os primeiros migram dezenas a centenas de quilômetros em direção a costa e posteriormente migram para offshore, o Cabo Cassiporé possui um comportamento mais estável, sofrendo os processos de acreção, sem no entanto ocorrer migração da feição como um todo.

Ao observarmos a Figura 8.3, podemos verificar que o Cabo Cassiporé já possuiu formas variadas, ora inclinando-se para NW, ora para NE, em pelo menos quatro momentos progradacionais. Uma quinta frente de acreção refere-se a atual planície lamosa que foi estudada em profundidade por Allison (1993).

Esses momentos são aqui denominados de P_1 , P_2 , P_3 , P_4 e P_5 , e iniciam o seu registro cerca de 17 Km (P_1), 30 Km(P_2), 43 Km(P_3), 50 Km(P_4) e 57 Km(P_5) ao norte da Ponta do Marrecal, respectivamente (Figura 8.3). Todas as feições mostram seus ápices vegetados. O aspecto comum a essas feições é a presença de áreas rebaixadas na porção imediatamente anterior a cada frente de arco, funcionando como pequenos lagos durante o inverno (Figura 8.3 e 8.4).

A feição P_3 sugere que a sedimentação se deu de forma mais pronunciada e brusca para NW, enquanto que as outras feições alinham-se mais ou menos na direção NE. Essa feição (P_3) também mostra um ápice mais fechado quando comparado às outras feições, registrando provavelmente uma modificação nos parâmetros hidrodinâmicos e/ou atmosféricos locais (Figura 8.3).

Allison et al. (1996) considerou que as amostras C3V e J6 (Figura 8.3) foram tomadas aproximadamente no mesmo local. Naquela oportunidade, a Seasonal Surface Layer (lamas fluídas) estava ausente, sendo possível então recuperar sedimentos pertencentes a planície lamosa moderna (C3V) e da planície lamosa reliquiar (J6), logo abaixo de um hiato deposicional (Figura 8.3). Os intervalos amostrados foram: C3V (41-91cm) e (303-314cm) e J6 (676-693cm). As idades radiocarbono encontradas foram 2465 ± 208 ; 2872 ± 210 e 4267 ± 406 anos BP, respectivamente.

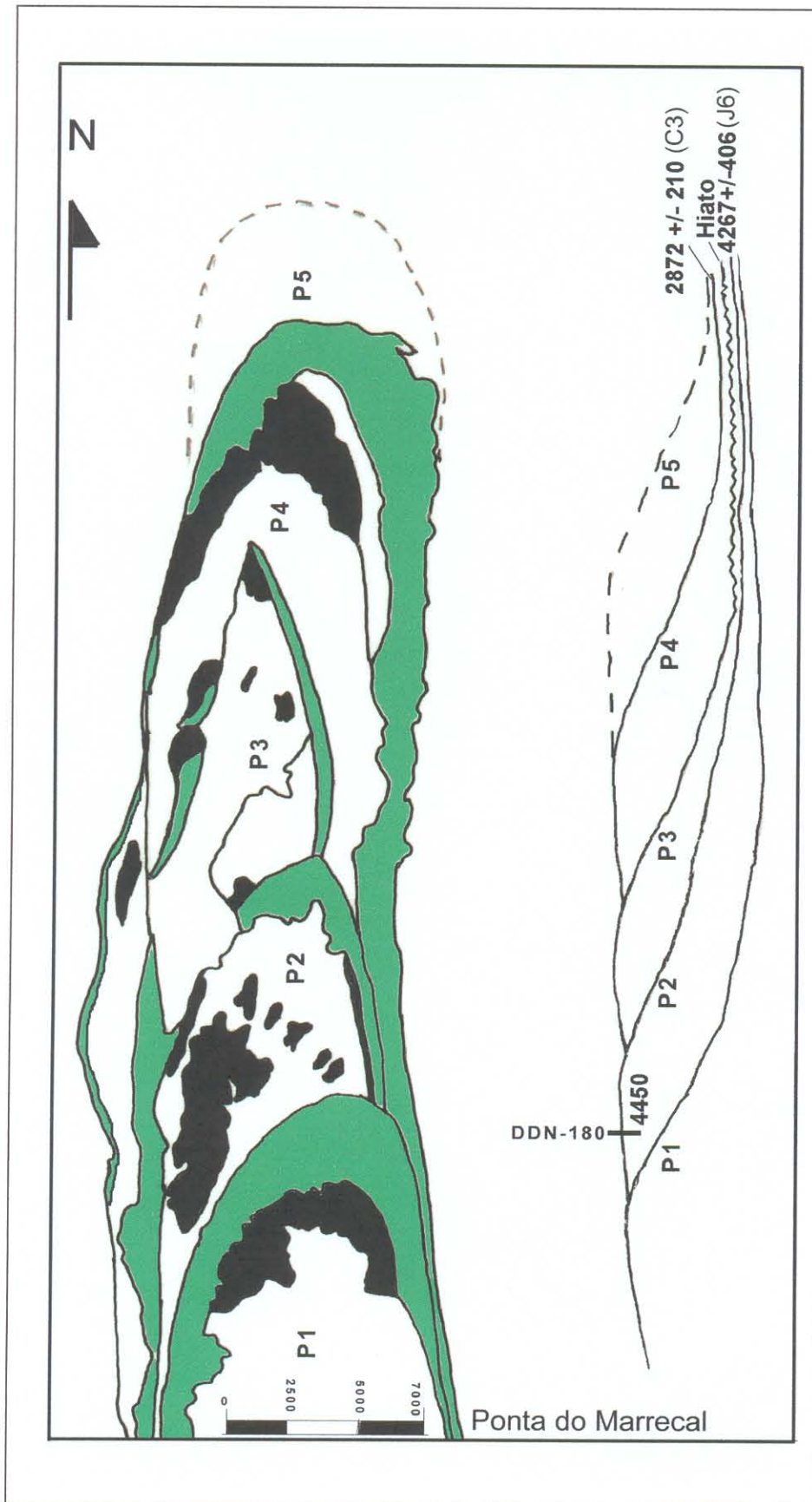


Figura 8.3 - Os diferentes momentos progradacionais responsáveis pela construção do Cabo Cassiporé. P2, a amostra DDN - 180 (60-90 cm) possui idade radiocarbônica 4450 ± 30 anos BP. Idade semelhante foi encontrada na amostra J6 (676-693)cm (4267 ± 406 anos B.P.). A feição P3 pode ser relacionada ao hiato deposicional encontrado em J6. Modificações (diminuição) na hidrodinâmica ou no aporte sedimentar podem ter inibido o desenvolvimento dessa clinofórmula. Outra hipótese refere-se ao tempo de desenvolvimento, que pode ter sido menor.

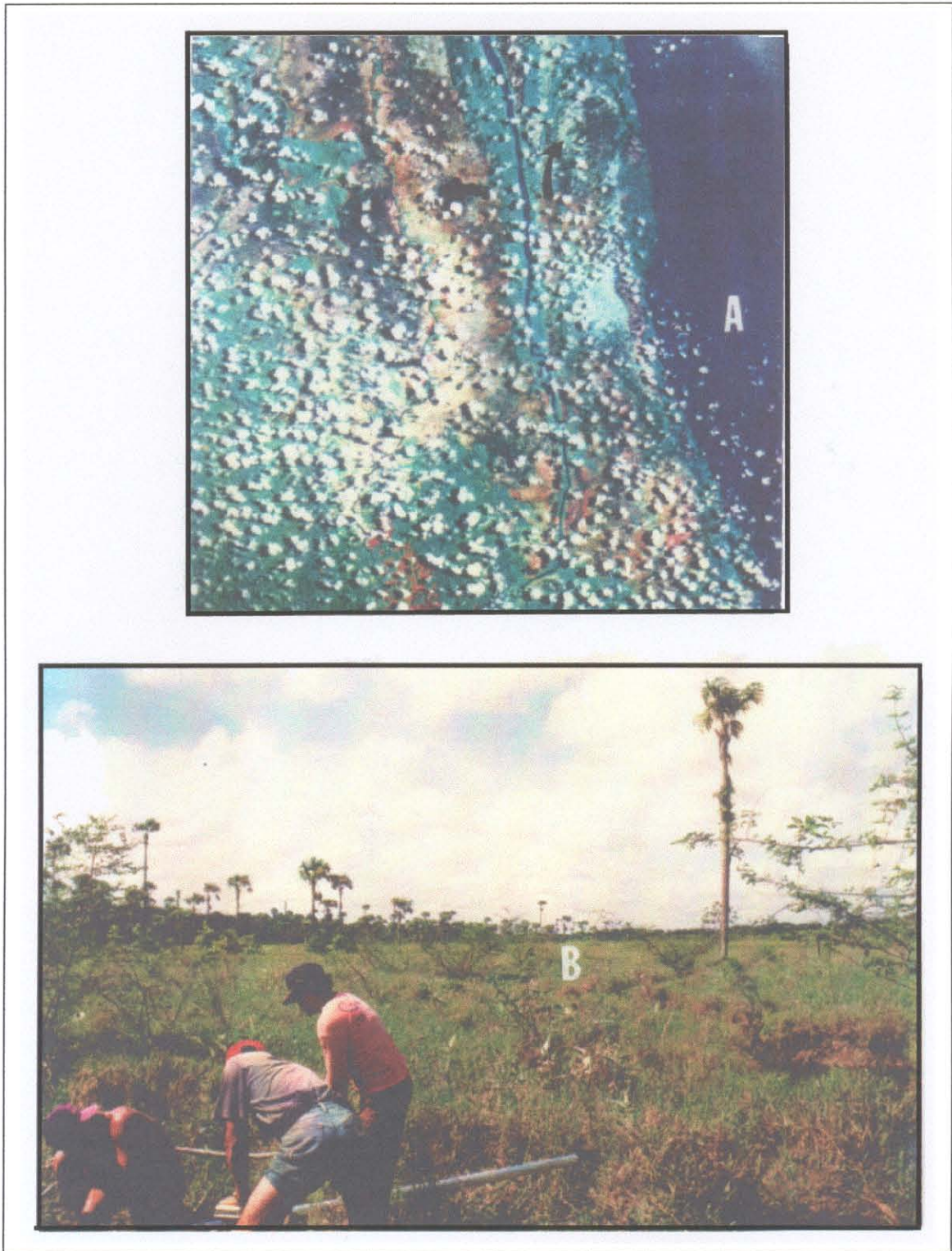


Figura 8.4 – Alternância de vegetação floresta-gramínea no Rio Cassiporé. A) Imagem de satélite Landsat-TM mostrando essa alternância (→), representada pelas totalidades de verde; B) Coleta de amostra na feição P2 em uma das áreas alagadas vegetadas por gramíneas, e que ocorrem às proximidades das linhas de acreção vegetadas (ao fundo).

A amostra DDN-180(60-96cm), (Figura 8.3), foi coletada há cerca de 4 Km da margem direita do Rio Cassiporé em linha reta no interior do Cabo Cassiporé, através do Igarapé Carurú, sobre a feição denominada de P₂. A datação radiocarbono forneceu uma idade de 4450±30 anos BP.

Quando comparamos a amostra DDN-180 com aquelas estudadas por Allison et al. (1996) é possível reconhecer um evento mais antigo (DDN-180) (Figura 7.9b) há menos de 1 metro da superfície de P₂, enquanto que idade semelhante é encontrada a mais de 6,5 metros de profundidade na porção frontal da feição P₅. Esse fato confirma que a deposição das diferentes frentes acrecionárias se dá em estruturação de clinoformas, onde plataformas lamosas de grande extensão se desenvolveram, tal como a que se desenvolve atualmente, com depósitos lamosos de 2-3 metros de espessura e que se estendem por mais de 8 Km em direção ao mar, na porção frontal do Cabo Cassiporé.

Vamos assumir que parte desses 8Km sejam incorporados ao Cabo Cassiporé, e, nova frente lamosa se instale em posição intertidal. Desta forma segregaremos idades mais antigas nas porções interiores do Cabo e também como plataforma reliquiar às novas frentes de acreção.

Assim, cada uma das frentes de acreção representam eventos progradacionais que, se datados fornecerão a idade do(s) evento(s) geradore(s) do Cabo Cassiporé (Figura 8.3).

A feição P₂ representaria o registro do evento progradacional ocorrido em 4450±30 anos BP, (DDN-180), enquanto que P₁ deve representar momento mais antigo. A feição P₄ (relativo as amostras C3V e J6), registra os eventos P₂ e P₄ sendo que na feição P₄, o momento P₂ está representado pela idade de 4267±406, logo abaixo do hiato deposicional identificado por Allison et al. (1996) no testemunho J6. A feição P₃, registrada no Cabo Cassiporé, pode estar ausente devido a erosão ou não deposição, representada pelo hiato à 690cm em J6 (Figura 8.3).

8.4- A REGIÃO DOS LAGOS

A maior concentração de lagos dentro do domínio sul da planície costeira, está localizada entre o Rio Amapá Grande e a região imediatamente ao norte do rio Araguari. Nessa área, podem ser identificadas três subáreas principais de concentração, a saber: A) **Cinturão Lacustre Oriental**; B) **Cinturão Lacustre Meridional** e; C) **Cinturão Lacustre Ocidental** (Figura 8.5).

8.4.1 - Cinturão Lacustre Oriental

O Cinturão Lacustre Oriental compreende os lagos Piratuba, dos Gansos, Floriano ou dos Ventos, com disposição geográfica próxima à linha de costa (Figura 8.5). Possuem as mais variadas formas, e, são, na sua grande maioria, resultantes de processos da colmatação gradativa da área (Figura 8.6). Atuam como bacias de captação da sedimentação fina e dos restos de matéria orgânica que são trazidos do continente, e, também como resultado da dinâmica do Rio Amazonas. O Lago Piratuba é talvez o mais proeminente deles, tendo em vista o estabelecimento da Vila do Sucuriju às suas proximidades. Há menos de um século o mar possuía livre acesso ao Piratuba, bem como aos lagos dos Ventos, Floriano e dos Gansos. Atualmente, esses lagos encontram-se isolados, não havendo o acesso direto das águas do mar aos mesmos.

A feição anômala identificada na nascente do rio Sucurijú (Figura 7.14) parece ter influência determinante nesse processo de obstrução da entrada do mar nessa área.

8.4.2 - Cinturão Lacustre Meridional

Esse cinturão lacustre é formado pelos lagos Duas Bocas, Novo, Comprido, dos Botos ou Lodão, Mutuco e o Comprido de Dentro, assim distribuídos de oeste para leste, respectivamente (Figura 8.5).

Apesar de muitos autores assumirem a hipótese de que os lagos tenham sido formados em antigas depressões, ou lagunas, as quais teriam sido barradas pelas “flechas litorâneas de vasa, e, ocupariam uma área de cerca de 200 km aproximadamente”, a evolução desse cinturão segundo Guerra (1954) está estreitamente ligada à evolução morfológica da área. A análise dos sensores remotos, e, a avaliação dos documentos históricos mostra que esse cinturão pode ocupar meandros de antiga drenagem .



Figura 8.5 - Distribuição dos cinturões lacustres no Domínio Sul da planície costeira do Estado do Amapá. 1) Cinturão Lacustre Oriental; 2) Cinturão Lacustre Meridional; 3) Cinturão Lacustre Ocidental (Carta Imagem Preliminar de radar, 1974).

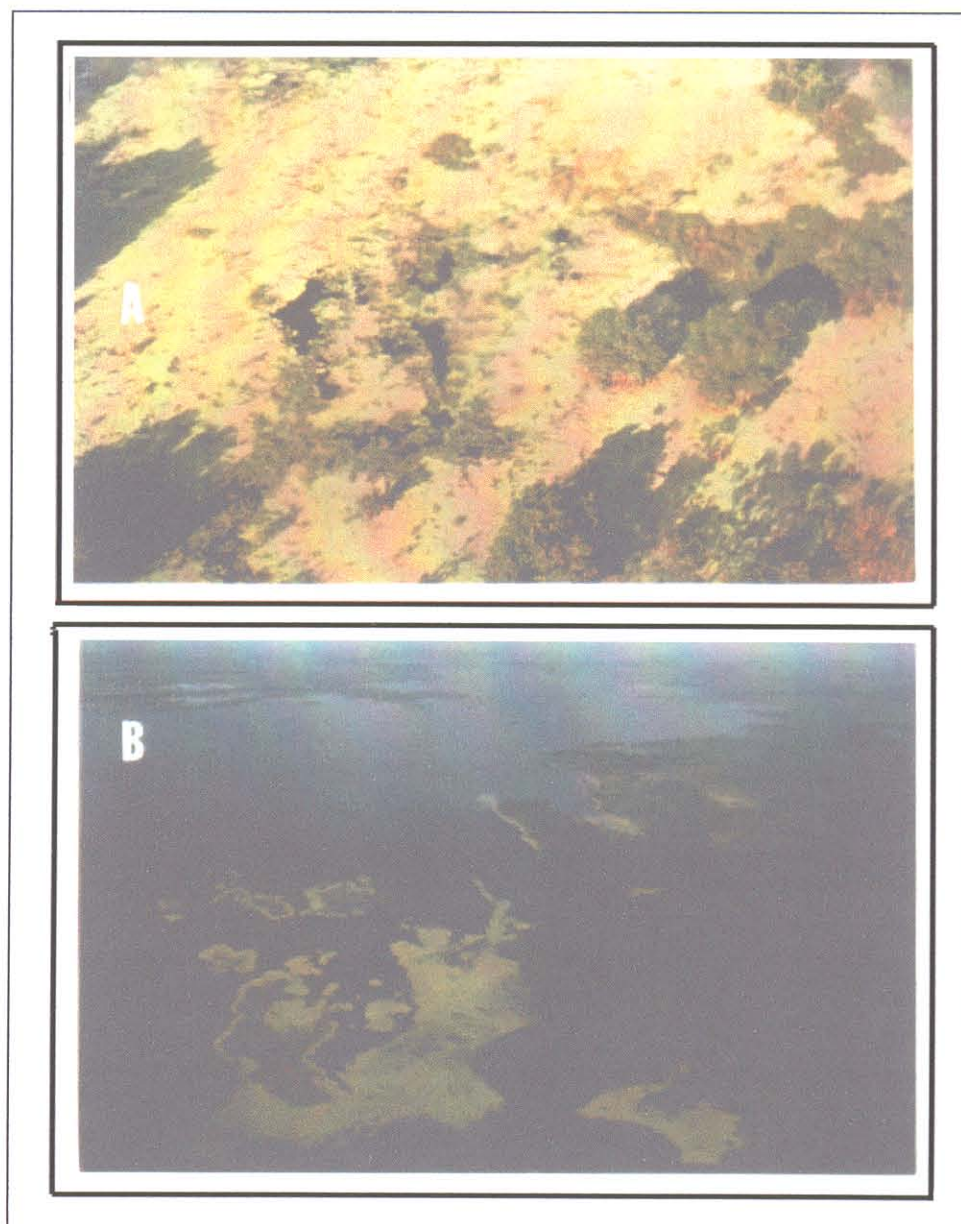


Figura 8.6 - Vista aérea dos lagos do cinturão oriental. A) Lago dos Gansos; B) Lago Piratuba. Observar processo efetivo da colmatação. Fotos: Dr. Gilberto Dias.

Esse cinturão inicia com o Lago Duas Bocas que possuía a denominação de Lago das Três Bocas, tendo em vista possuir ligação através do Rio Cujubim (hoje extinto), Tartarugalzinho e Tartarugal Grande. A mudança de sua denominação no decorrer do tempo, já evidencia as grandes modificações ocorridas, tendo em vista que as duas entradas ocorrem através do Rio Tartarugal Grande após sua confluência com o rio Tartarugalzinho.

Em 1934, o Sub-assistente da Comissão Demarcadora de Limites, Josalfredo Borges realizou um levantamento expedito dos lagos Duas Bocas e Novo. Deste levantamento, é possível verificar que a entrada do rio Tartarugal Grande se dá por uma bifurcação desse mesmo rio, pouco acima do Lago Duas Bocas. Possuía ao norte, saída para os rios Macarry, Vila de Veiga Cabral (atual Ferreira Gomes) e outra saída também através de um canal denominado Igarapé do Lago Novo, que interliga até hoje os dois lagos (Figura 7.12).

Uma das características marcantes do Lago Duas Bocas é a quase ausência de sedimentação fina, típica de lagos. A seqüência sedimentar encontrada no lago é constituída basicamente de sedimentos sílticos arenosos com muitos pisólitos lateríticos, caracterizados como uma fácies dos sedimentos terciários, típicos do Grupo Barreiras. Depósitos de areias grosseiras, com diferentes seqüências de granodecrescência ascendente são aí encontrados, demonstrando a migração de canais. Os canais de acesso ao Lago Duas Bocas são extremamente intrincados, e, apenas os grandes conhecedores da região são hábeis em encontrar o caminho correto.

Os mururés, algas, apeís, canaranas, aningas, miritizais, cariás, florianas e juncos são espécies comuns no lago, e, segundo Borges (1934), indicam uma tendência à colmatção.

O segundo lago do cinturão ocidental é o Lago Novo, que ocupa uma área de cerca de 122 km², e cuja característica principal é a grande ocorrência de enseadas. Além da Enseada de São Lourenço ao norte, Borges (1934) mapeou à leste, as enseadas Simbuca, Quatro Cantos, Regos do Comprido e Jacaré; ao sul, as enseadas do Caranã e Hospital e; a oeste, as enseadas da Pedreira ou Juncal, Cariá e Igarapé (Figura 7.12).

A partir dessa profusão de enseadas, é possível verificar, no levantamento expedito elaborado por Borges (1934), que o Lago Novo assim como o Duas Bocas e Mutuco ocupam, na verdade, meandros do paleo Rio Tartarugal, como um "ox-bow",

(Figura 7.12 e 8.7). Através do Igarapé do Lago Novo, alcança-se os lagos Comprido, dos Botos ou Lodão, Mutuco e Comprido de Dentro.

À medida em que nos deslocamos para leste, ocorre um aumento da sedimentação dentro dos lagos, até chegarmos ao Lago Comprido de Dentro, que é, na verdade, um grande depósito de matéria orgânica, e, que representa uma das áreas de obstrução do sistema. O acúmulo de matéria orgânica em vários estágios de decomposição alcança mais de 8m na sua extremidade leste. Nesta extremidade existe um canal denominado Varador do Tabaco, que durante o inverno permite um acesso mais fácil ao Rio Araguari. Na época de verão, esse acesso é mantido pelos responsáveis pela Reserva Biológica do Lago Piratuba, tendo em vista a obstrução rápida dos mesmos. Apesar disso, é possível perceber que esse canal é um dos sangradouros da região dos lagos, mostrando que existe um desnível topográfico entre a região dos lagos e o Rio Araguari (Figura 8.8), e que existe um fluxo de água considerável vinda dos lagos até o rio Araguari.



Figura 8.7 - O Cinturão Lacustre Meridional. A forma dos lagos Duas Bocas, Novo, Comprido e Mutuco, sugere seu desenvolvimento sob antigos meandros (↗). Como resultado do adernamento do bloco sul, feições assemelham-se (em planta) à leques ou deltas internos (↘) (NA-22).

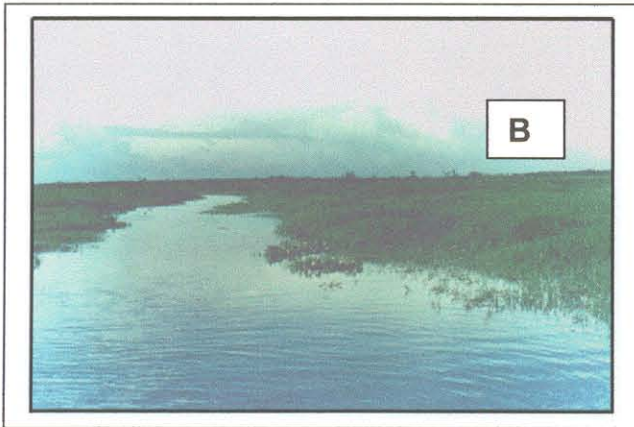
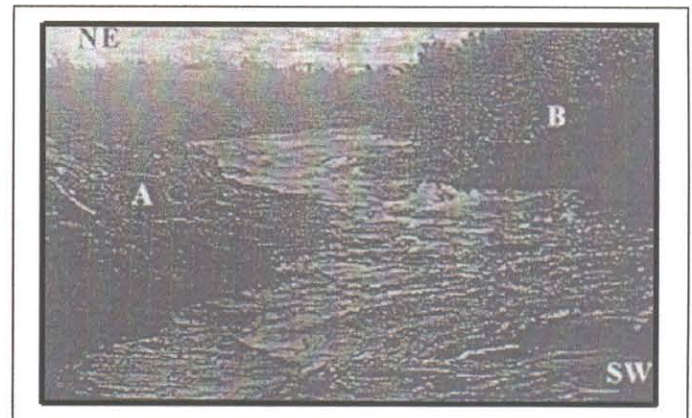


Figura 8.8 – Dois pontos do canal de ligação entre o Lago Comprido de Dentro e o Rio Araguari. A) depósitos de matéria orgânica; B) vegetação arbustiva.



A Região dos Lagos, segundo Guerra (1954), sofre um processo de colmatção progressiva, por tratar-se de *“uma área típica de zona de baixada inundável, na qual a drenagem difícil constitui um problema à economia da mesma”*. Segundo esse autor, o escoamento através dos rios Flechal e Macarry é dificultado anualmente, em função da *“sedimentação progressiva na foz desses rios, barrando o escoamento normal das águas no inverno”* numa referência clara ao processo de colmatção.

8.4.3.- Cinturão Lacustre Ocidental

Na direção N-S, a antiga cartografia, elaborada em 1923 pela Comissão Brasileira Demarcadora de Limites, chefiada pelo Capitão de Mar e Guerra Braz Dias de Aguiar, mostra a existência, a partir do lago então até denominado Três Bocas, os lagos Cujubim, Andiroba, Redondo, Breu, Grande, Curuché. Posteriormente, foram

cartografados pelo Projeto RADAM (1974), os lagos Pracuúba e Lago Grande e uma infinidade de pequenos lagos sem denominação constante na literatura.

Esse cinturão de lagos mostra uma característica comum: os rios que os alimentam fluem na direção aproximada E-W, e, sua bacia de captação possui sedimentos extremamente oxidados, com a presença de pisólitos lateríticos.

O Lago Pracuúba, representado na “Transect” Lago Duas Bocas – Rio Amapá Grande (G-G’) é alimentado pelos rios Flechal e Macarry. Esse lago possui o registro da maior sedimentação lacustre da área, representado pelo testemunho DDN-032 (Figura 8.9) com cerca de 380 cm de sedimentação fina, e de matéria orgânica que repousa sobre uma seqüência lamosa de cerca de 50 cm. Abaixo dessa seqüência ocorrem sedimentos intemperizados, com marcas de raízes indicando que esses sedimentos basais sofreram exposição aérea.

O Lago Grande representa um remanescente do LAC MARA. Sua ligação com o mar pode ser notada pela presença de um paleocanal denominado Paleo Garrote (Figura 8.10).

Segundo os moradores mais antigos do município do Amapá, o Paleo Garrote era ativo até 60 anos atrás. No campo, pôde ser identificado por uma faixa de cerca de 250 metros de largura coberto por vegetação rasteira. Lateralmente, o paleocanal é limitado por vegetação de mangue, especialmente *Avicennia*.

Perfis sísmicos obtidos no Canal do Varador ou Carapaporis mostram a existência de “levées” submersos, além da presença de barras, comprovando a existência da paleodrenagem que se desenvolvia em direção à Ilha de Maracá (Figura 8.10). Esta figura mostra que o Lago Grande pode ser um remanescente do paleo Rio Garrote.

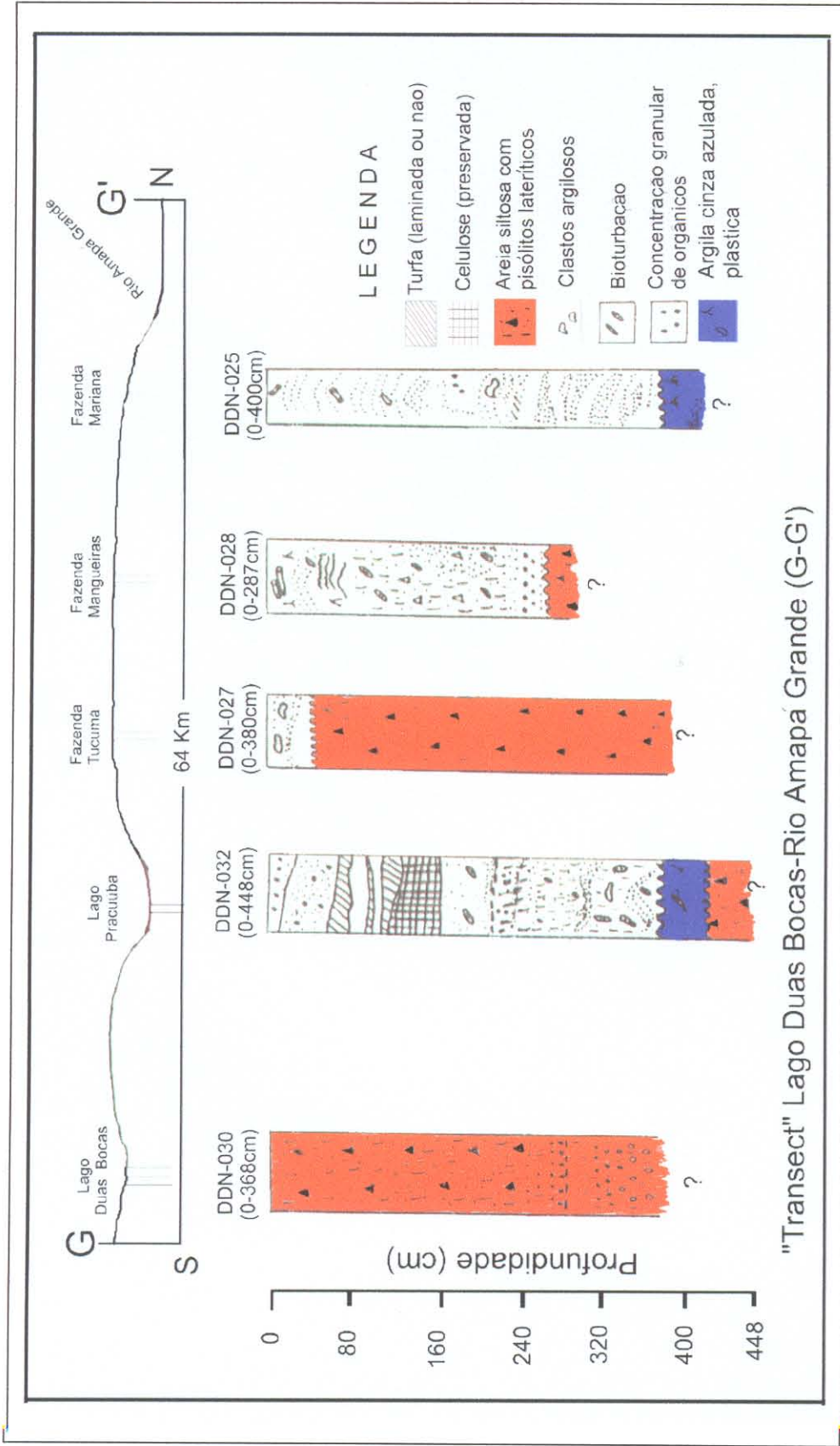


Figura 8.9 – “Transect” Lago Duas Bocas – Rio Amapá Grande (G-G’). Observar testemunho DDN-032 representando a maior espessura de sedimentação lacustre da região correspondente ao Cinturão Lacustre Ocidental.

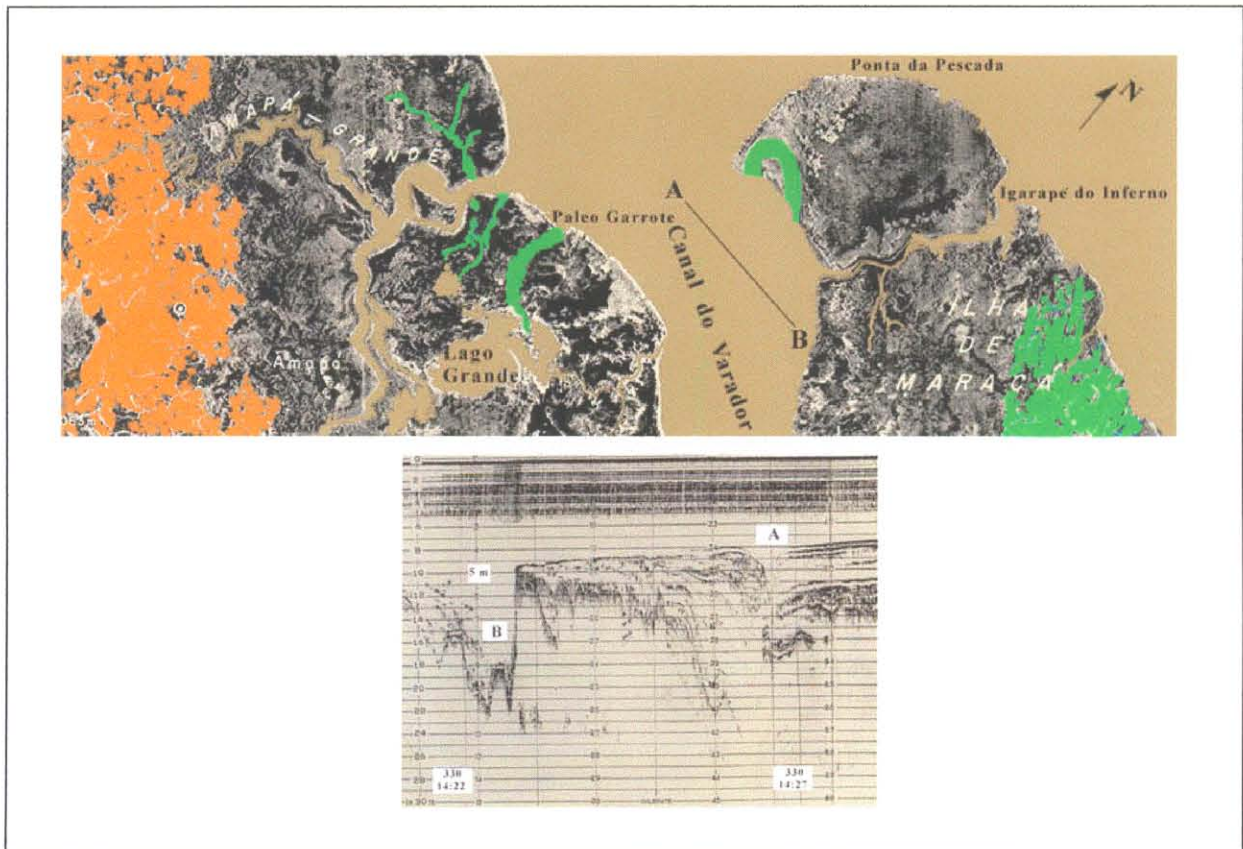


Figura 8.10 - Confluência dos rios Amapá Grande (NW) e Flechal (N-S). Em verde, as paleodrenagens do setor. Localização do perfil sísmico.(A-B).

8.4.4- Mecanismos de Construção

A região dos lagos tem sua formação vinculada diretamente ao abandono das drenagens após a sua desorganização. O basculamento do bloco do Domínio Sul promoveu a criação de espaço que permitiu a acumulação de água formado as áreas alagadas e sedimentos (Figura 8.11).

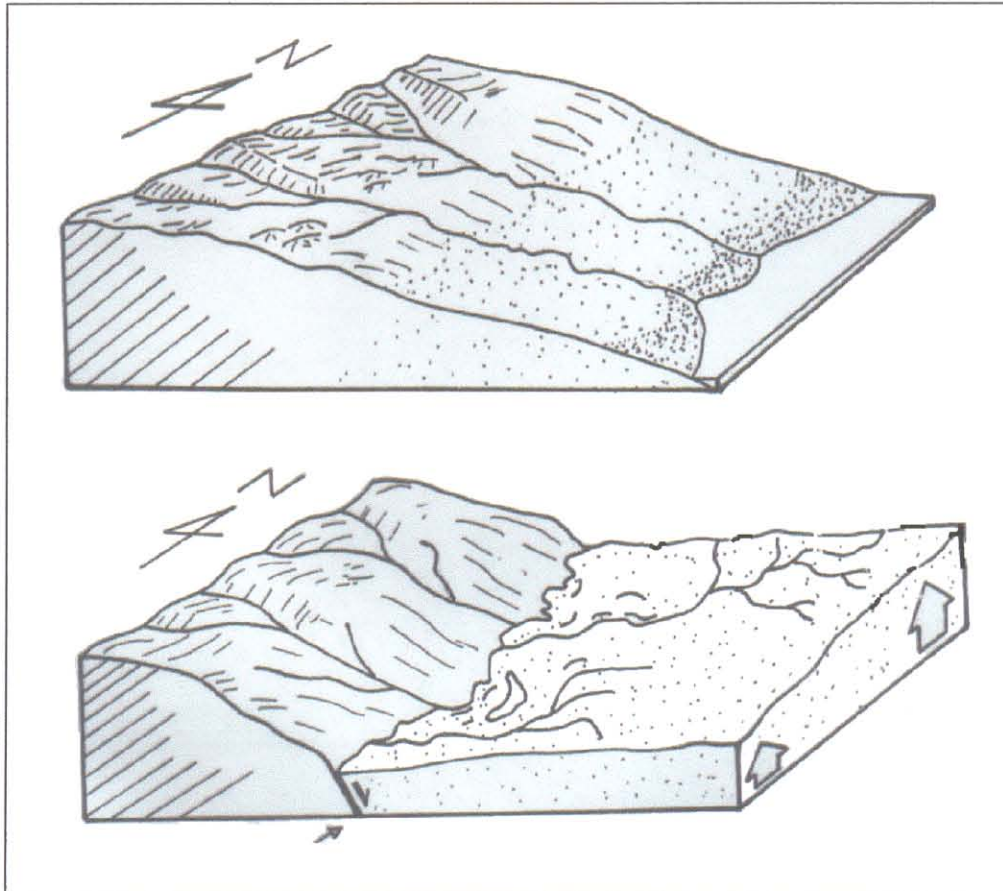


Figura 8.11 – Blocos diagrama esquemático demonstrando o mecanismo de construção da Região dos Lagos.

Como consequência desse novo gradiente, muitas drenagens passaram a fluir em direção ao novo declive. Na porção do Lago Novo, por exemplo, é possível reconhecer através dos sensores remotos, a presença de uma feição que, em planta, assemelha-se a um delta (Figura 8.7) ou um leque interior, provavelmente resultado desse novo fluxo (N para S).

A porção oeste, ao contrário, tendo o fluxo de suas drenagens interrompido, passou a funcionar como uma grande zona de sedimentação, com a presença dos lagos do Cinturão Ocidental foi registrada por Alexandrino (1749), através da cartografia do Séquito de Lagos, que ocorria desde o rio Amapá Grande até o rio Araguari.

A sedimentação progressiva vem favorecendo os processos de agradiação devido a dificuldade de escoamento de água e sedimentos aluvionares que ali se concentram.

8.5 - OUTRAS FEIÇÕES MORFOLÓGICAS

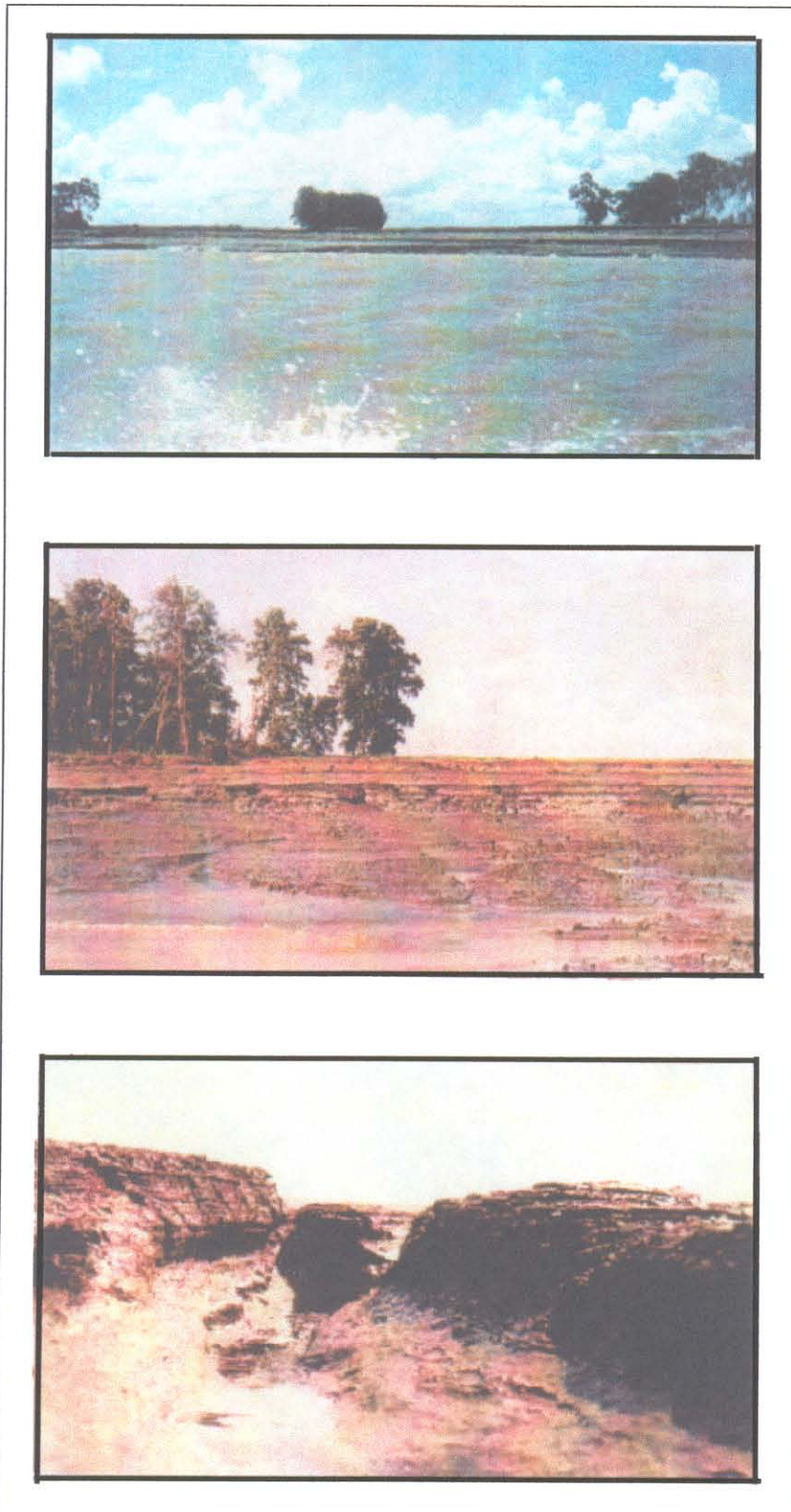
8.5.1 - Terraços de Abrasão

Os terraços de abrasão são feições morfológicas associadas às regiões erosivas, quer sejam elas influenciadas pelos processos fluviais ou marinhos.

Na Planície Costeira do Amapá, as plataformas de abrasão estão representadas por terraços expostos na baixa mar. Segundo Mendes (1994) esses terraços expõem uma seqüência sedimentar argilosa de grande extensão e correlacionável por toda a área.

Os terraços de abrasão no domínio sul da planície possuem distribuição preferencial nas zonas onde a ação das marés se faz sentir com maior intensidade. As marés extremas de sizígia, juntamente com o fenômeno da pororoca, são os agentes erosivos mais poderosos. Assim, tanto na Ilha de Maracá, quanto na porção costeira adjacente, ocorrem os terraços de abrasão. Os mais proeminentes são encontrados desde a desembocadura do Rio Amapá Grande, até o sul do Rio Araguari, passando pelo paleo Garrote e, incluindo-se a Ilha de Maracá (Figura 8.12).

Os sedimentos que compõem os terraços foram descritos por Mendes (1994) e referem-se a sedimentos argilosos com lâminas milimétricas de silte e/ou matéria orgânica nos terraços de desembocadura do Rio Amapá Grande; e, argilas em diferentes estágios de consolidação para a porção oeste da Ilha de Maracá.



A) Terraço de abrasão localizado na margem esquerda do Rio Amapá Grande. Os terraços são esculpidos nos sedimentos siltico-argilosos.

B) Terraço de abrasão localizado às proximidades do Paleo Garrote (área sem vegetação).

C) Terraços construídos na porção interna à desembocadura do Igarapé Macarry.

Figura 8.12 - Terraços de abrasão no domínio sul da planície costeira do Amapá.

Os terraços da desembocadura do Igarapé Macarry são compostos por sedimentos siltico-arenosos muito finos. A presença de turfa é mais abundante no limite dos terraços com os sedimentos mais antigos, onde ocorre cerca de 2 metros de laminações milimétricas de silte fino intercaladas com turfas.

Nas zonas de supramaré, os bosques de *Avicennia* são a vegetação predominante, representando o atual limite do alcance da maré.

Os terraços de abrasão identificados no Domínio Norte da planície costeira são o produto dos processos erosivos.

No Rio Cassiporé os terraços de abrasão estão representados principalmente na sua margem esquerda, onde pelo menos três terraços (Figura 7.9d) são reconhecidos na Vila do Taperebá. A presença dessas feições também é reconhecida rio acima (Fazendas Liliane e Dora), porém o número de terraços diminui, bem como sua altura e forma, tornando-se menos acentuados.

A presença de troncos de dimensões variadas no terraço inferior da Vila do Taperebá mostra que a erosão já promoveu a derrubada de grande extensão das margens, onde a vegetação era de porte relativamente grande (Figura 7.9d).

A dinâmica das marés é determinante na construção dessas feições nas porções internas das drenagens. No Rio Cassiporé a entrada das marés parece não ocorrer da mesma forma que nos rios que desembocam no sentido leste.

Estudos realizados por Geyer et al. (1996) mostraram que as marés na plataforma do Amazonas são fortemente influenciadas pelas marés oceânicas profundas. Os autores consideraram a resposta da plataforma do Amazonas às marés semi-diurnas de "offshore" bastante complexa, devido a topografia da foz e da plataforma continental. A componente M_2 geralmente se propaga em direção ao continente cruzando a plataforma e entrando nos rios Amazonas e Pará. À partir do Cabo Norte até o Rio Cassiporé, no entanto, existe uma grande diferença na estrutura M_2 da maré, que chega quase de forma retilínea e orientadas segundo a topografia local (Geyer et al. (1996).

Na região do Cabo Cassiporé é onde a quebra da plataforma está mais próxima do continente e as lamas fluidas costeiras amortecem a ação das ondas.

Na desembocadura do Rio Cassiporé, a maré chega de forma inclinada, incidindo na sua margem esquerda, que é onde ocorrem os terraços de abrasão. Apesar do aumento da distância em relação a foz do rio, a diminuição da largura do mesmo rio acima faz com que a chegada da maré seja um evento marcante, em função de seu poder erosivo e velocidade de seu fluxo (Figura 8.13).

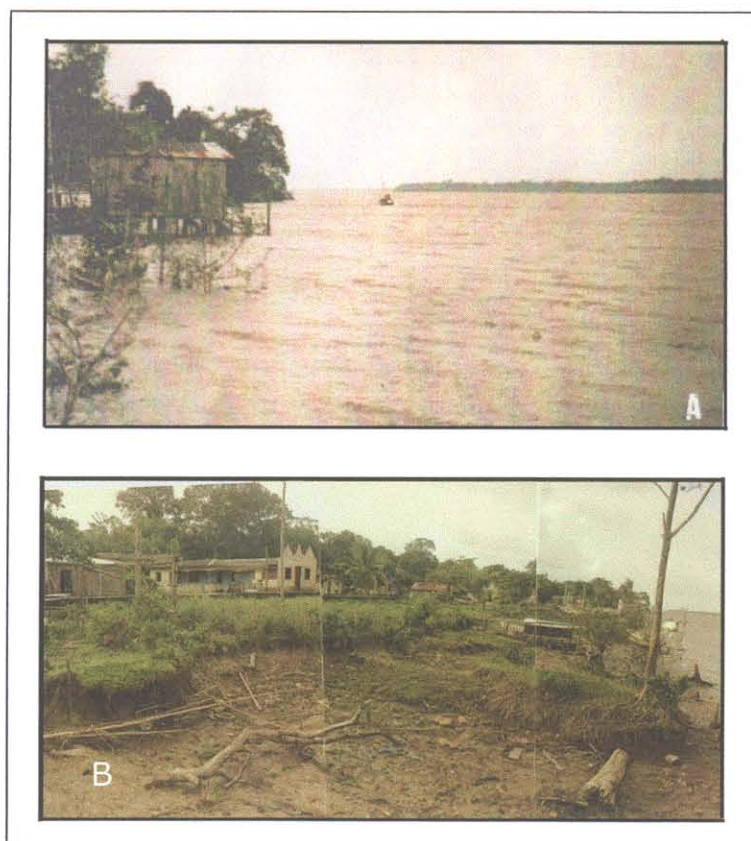


Figura 8.13 - A) A chegada da maré no Rio Cassiporé incidindo diretamente sobre a margem esquerda do rio homônimo. Fotografia obtida em 1/4 de preamar; B) A mesma área em baixa-mar. Fotografias: Afonso Quaresma.

A medida que nos deslocamos rio acima, já nas localidades de Vila Velha e Ariramba, o Rio Cassiporé passa a ter seu curso confinado entre sedimentos do Grupo Barreiras, onde são encontrados terraços com cerca de 6-8 metros de altura, com corte reto, sem a morfologia escalonada daqueles encontrados na foz do Rio Cassiporé (Figura 8.14).

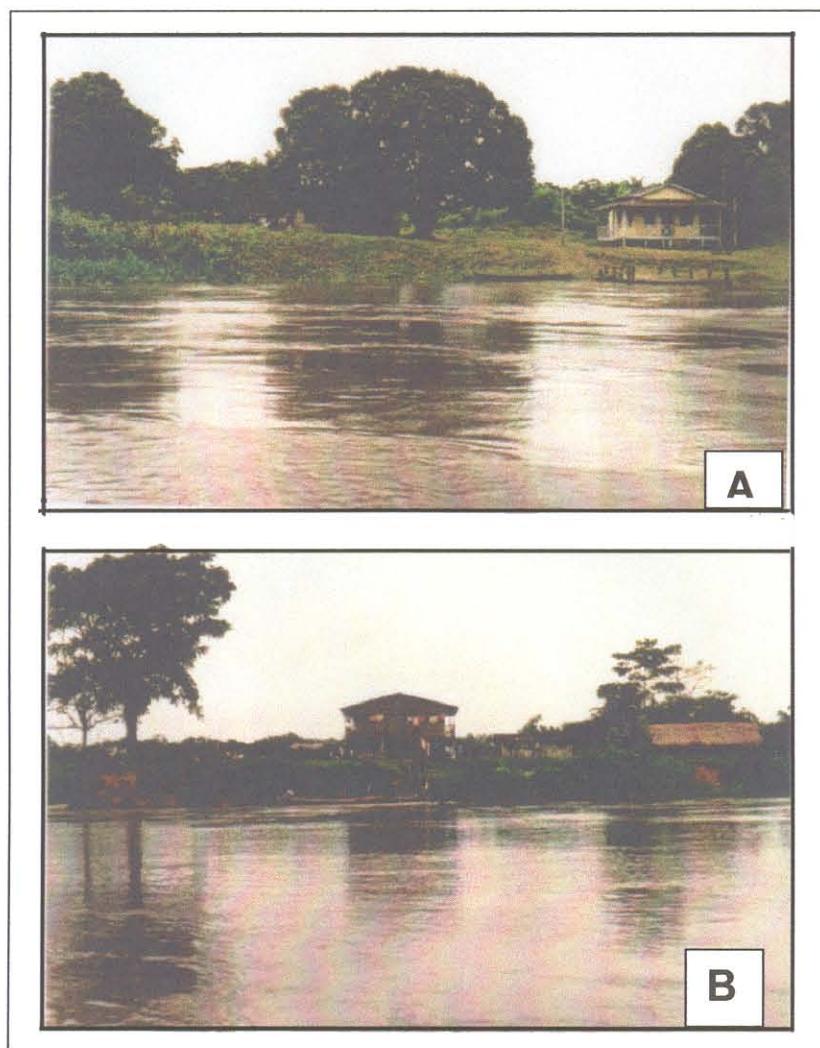


Figura 8.14 - Os terraços do Grupo Barreiras no Rio Cassiporé. Fotografias obtidas durante o inverno de 1996. A) Vila Velha, na margem esquerda, terraços com 6 metros de altura praticamente submersos; B) Ariramba, margem direita, os terraços alcançam 8 metros de altura.

Na margem direita do Rio Cassiporé (borda interna do Cabo), não existe o mesmo terraceamento da margem oposta, e, por grandes extensões, são acompanhados por uma linha de mata ciliar, com uma mistura de espécies incluindo buritis, açazeiros, macaqueiras, cajueiros e mamoeiros, enquanto que na porção interna do Cabo, a vegetação é tipicamente de gramíneas (Figura 8.4b). As feições P_1 , P_2 , P_3 e P_4 , mostram uma alternância entre mata ciliar e gramínea, em toda a largura do Cabo Cassiporé (Figura 8.4 a e b).

Na linha de costa adjacente aos rios Cunãni e Calçoene os terraços são praticamente inexpressivos, com cerca de 50cm de altura. A montante da desembocadura do rio Calçoene esses terraços são marcados por uma superfície endurecida e oxidada. Em alguns canais de maré que fluem para o Oceano Atlântico, também é possível identificá-los por longas distâncias (Figura 8.15).

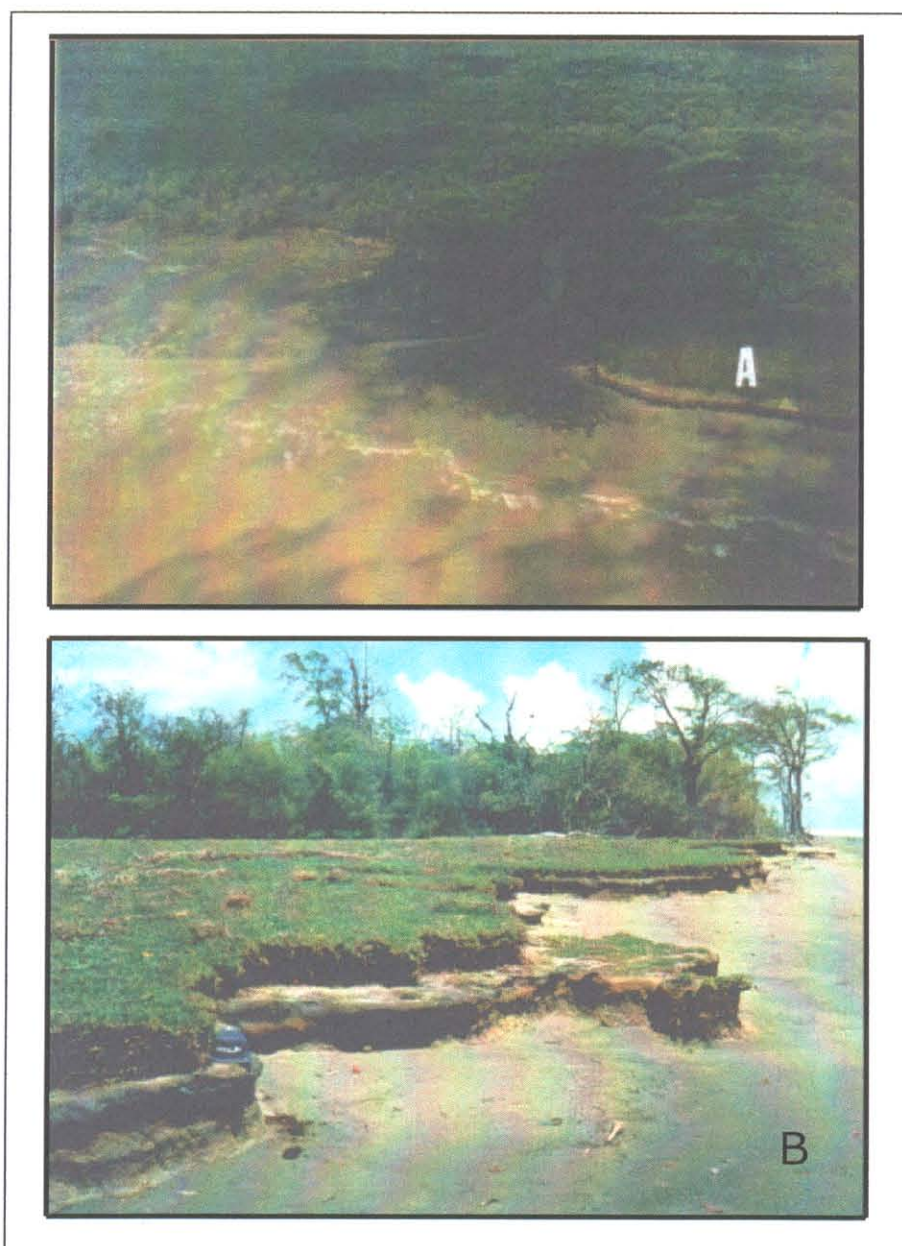


Figura 8.15 - Terraços baixos, marcados por uma superfície endurecida e intemperizada. Em A) Igarapé Mayé, próximo à Cova da Onça. Observar a ação diferenciada das marés, erodindo a porção à jusante do Igarapé; B) Terraço inexpressivo na Praia do Goiabal-Calçoene. Fotografias D^{ra}. Maria T. Prost 1992.

O rio Cunãni possui uma morfologia muito baixa, até alcançar os sedimentos do Grupo Barreiras, há menos de 10Km de distância da linha de costa. A partir daí, o curso do rio Cunãni está confinado entre os terraços do Grupo Barreiras (Figura 8.16).

Guerra (1954) reportou a existência de pelo menos três terraços do Grupo Barreiras na região de Vila Esperança, para os quais o autor apontou uma gênese relacionada a antigos níveis do mar na região.



Figura 8.16 - O Grupo Barreiras na margem direita do Rio Cunãni, às proximidades de Vila Esperança. (Fotografia: D^{ra}. Maria T. Prost, 1992).

8.5.2- Barras de Desembocadura

A Barra do Macarry é um extenso corpo síltico-arenoso localizado na desembocadura do Igarapé Macarry, formando com a margem sul da desembocadura, uma baía de cerca de 30 km² de área. Durante o trabalho de campo aguardamos cerca de 6 horas e 30 minutos até que a virada da maré ocorresse, e, para nosso espanto, após ultrapassada a Barra do Macarry, a baía foi tomada pelas águas em apenas 11 minutos, quando então, foi possível seguir nosso destino (Figura 8.17).

Essa feição morfológica possui exemplos magníficos de estruturas típicas de ambientes influenciados por marés (barras arenosas, planícies de maré, etc.) tais como laminações convolutas, “climbing ripples”, e laminações plano paralelas (Figura 8.17).

Reineck & Singh (1985), mostra que ainda existem muitas controvérsias a respeito da formação das laminações convolutas as quais possuem um registro de excelente preservação na Barra do Macarry.

8.5.3 - Planícies Arenosas

As planícies arenosas são feições morfológicas formadas exclusivamente nas desembocaduras dos rios que desenvolvem os seus estuários no sentido E-W da planície costeira, desaguando no Oceano Atlântico.

No Domínio Norte, os rios Calçoene e Cunãni desenvolvem essas feições devido ao suprimento arenoso proveniente dessas drenagens. Essas planícies arenosas foram tidas como Zonas de Acumulação Efêmera (Nittrouer et al. 1991b), tendo em vista a sua remoção durante o verão, quando o suprimento de sedimentos finos diminui drasticamente.

A jusante da desembocadura do rio Cunãni essas planícies são limitadas por pequenos terraços de abrasão, compostos de sedimentos arenosos sobrepostos a sedimentos lamosos. Toda a seqüência apresenta-se intensamente fitoturbadas e vegetadas por gramíneas, enquanto que a região interna adjacente aos terraços são vegetadas por linhas de buritizais e outras espécies de menor porte (Figura 8.18).

A Figura 8.18 mostra a morfologia dessas planícies as quais podem ser incorporadas ao continente, apesar de seu caráter de efemeridade.

Ao contrário do Domínio Sul, onde as lamas consolidadas mais antigas estão expostas as proximidades do continente, no rio Cunãni essas lamas estão expostas nas porções mais baixas da zona subtidal.



Figura 8.17 – Laminações convolutas e paralelas presentes na barra localizada na desembocadura do Igarapé Macarry. Silte e argila são os sedimentos dominantes

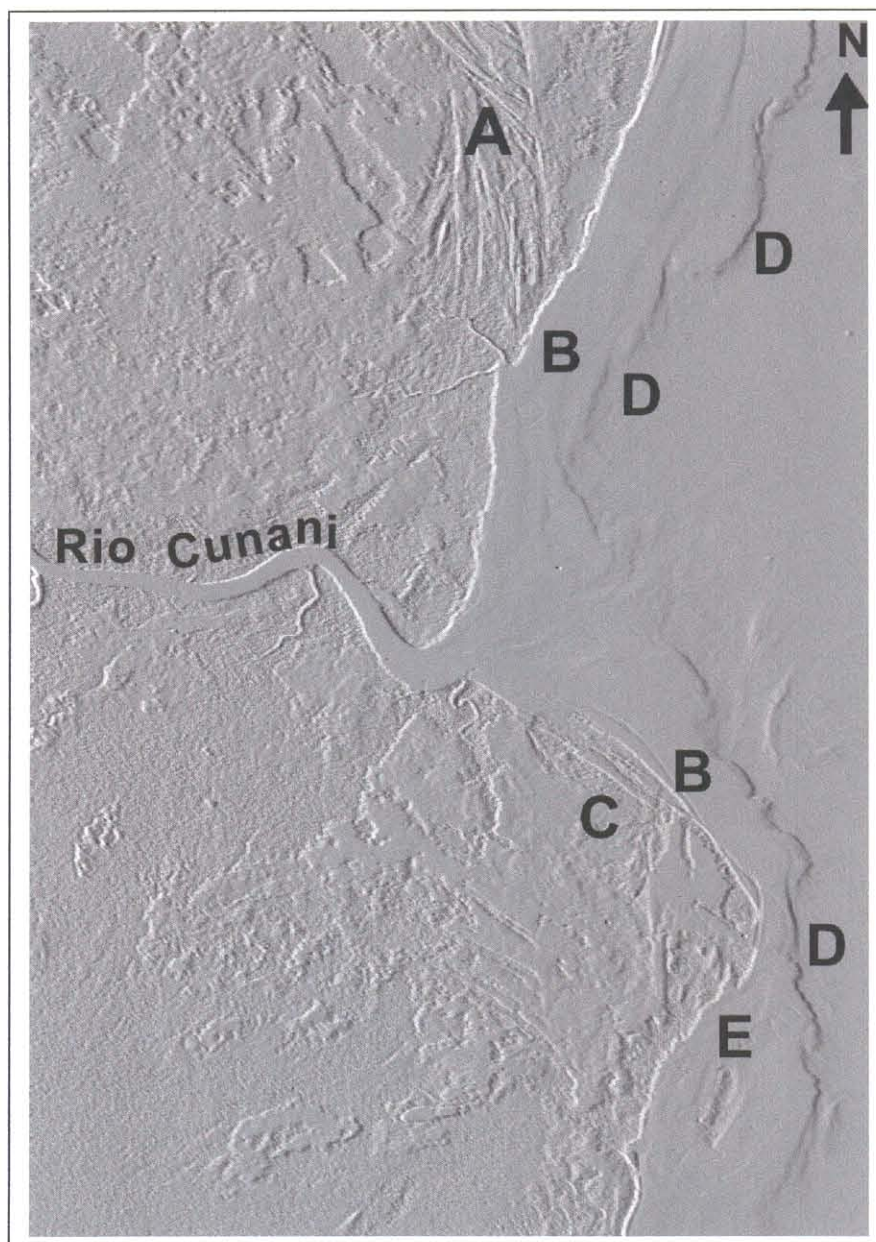


Figura 8.18 - Planície arenosa na desembocadura do Rio Cunani. A porção a jusante da desembocadura pode representar um estágio embrionário na formação de cheniers. Na figura utilizamos a filtragem através de uma matriz de relevo invertido (emboss). Em A) As cristas vegetadas dos cheniers aparecem como áreas baixas enquanto que os interbancos aparecem como um relevo positivo; B) A planície arenosa em contato com os manguezais também são representadas por um relevo positivo; C) planícies arenosas já incorporadas ao continente; D) o limite da zona subtidal aparece como um terraço quando na verdade trata-se de uma área rebaixada; E) O Monte Mayé (hoje extinto) aparece como uma depressão.

Allison (1993) indicou idades radiocarbono para essas lamas consolidadas em 500-750 anos BP, o que indica uma idade mais jovem para as planícies arenosas.

A planície arenosa presente na desembocadura do rio Calçoene possui cerca de 2-3 metros de espessura e pode alcançar uma extensão de até 15Km, repousando discordantemente sobre uma seqüência típica de manguezais, demonstrando a ocorrência de período erosivo anterior a deposição dos sedimentos arenosos (Allison, 1993).

A espessura desses sedimentos diminui em direção a zona subtidal, o que confere a essa planície arenosa a forma de uma cunha (Ver próximas seções).

Na desembocadura do rio Calçoene, a planície arenosa possui uma maior extensão e morfologicamente assemelha-se a um sistema de barras dissecadas por canais de maré (Figura 8.19).

Como uma consequência desse novo gradiente, muitas drenagens passaram a fluir de norte para sul. Na porção leste do Lago Novo, é possível reconhecer através dos sensores remotos, a presença de uma feição que, em planta assemelha-se a um delta (Figura 7.16).

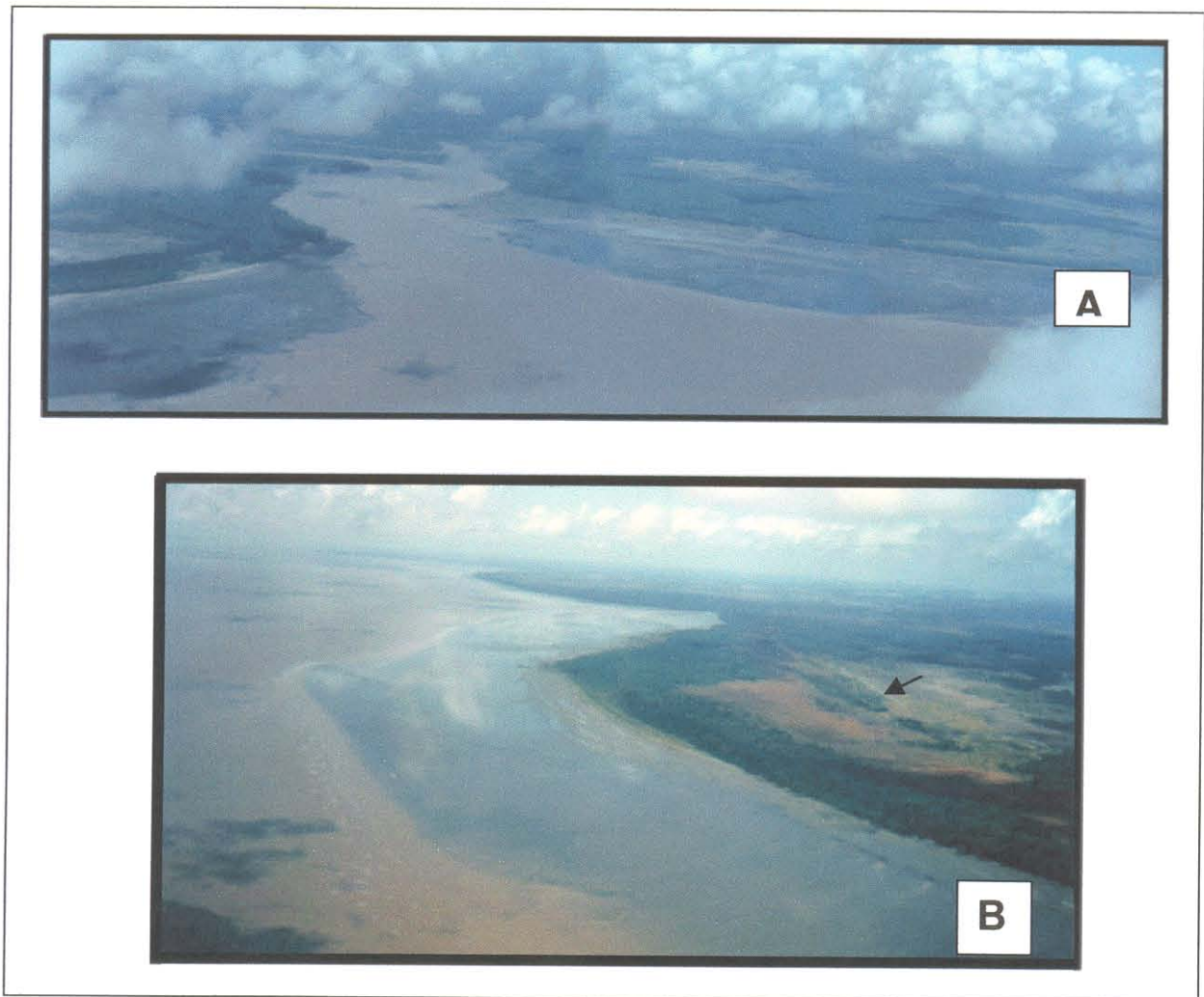


Figura 8.19 - Vista panorâmica da planície arenosa a montante do Rio Calçoene. A) Praia do Goiabal mostrando a dissecação da planície arenosa; B) A planície arenosa na Baía do Igarapé Areia Branca. A denominação “Areia Branca” se deve a ocorrência de **“areinha branquinha e muito fininha que escapa dos dedos do pé”** (Sr. Almerindo). Nessa baía registra-se a ocorrência de cheniers (➡). Fotos: Maria T. Prost.

9- A EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ E AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR

9.1- INTRODUÇÃO

O nível do mar é uma das superfícies mais importantes do globo e foi considerada como fixa durante os tempos Pré-Quaternários (Souza Filho, 1993).

A posição do nível do mar muda em função de modificações do nível da crosta terrestre (tectonismo e isostasia) enquanto que as modificações reais da posição do nível do mar é dada pela eustasia. Segundo Martin et al. (1982), medimos na verdade mudanças relativas do nível do mar. Segundo Fairbridge, 1961 apud Martin et al. (1986) a eustasia foi originalmente definida e utilizada como mudanças globais do nível do mar.

Mörner (1976) redefiniu o conceito de eustasia introduzindo o conceito de variação paleogeoidal ou eustasia geoidal. Assim, a eustasia passou a ser definida como variações do nível do oceano, independente das suas causas.

Segundo Mörner (1976) os níveis dos continentes são controlados por: movimentos tectônicos horizontais e verticais que afetam a crosta, sendo de curta ou longa duração; glacio-eustasia, hidro-eustasia, erosão continental, transgressões e regressões sobre a plataforma e deformação no geóide continental.

As variações do nível dos oceanos são controladas pela modificação no volume das bacias oceânicas (tectono-eustasia); variação do volume das águas oceânicas em função das glaciações e deglaciações (glacio-eustasia) e; deformação da superfície dos oceanos causadas pelo geóide (geóide-eustasia).

As variações do nível do mar podem ser de escala local, regional ou global e seu ciclo é definido como o intervalo de descida e subida do nível relativo do mar, que consiste de uma elevação gradual, um período de mar estacionário e uma descida rápida (Souza Filho, 1993).

9.2- AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NAS PLANÍCIES COSTEIRAS BRASILEIRAS DURANTE O QUATERNÁRIO

Na região norte brasileira as oscilações do nível do mar foram registradas especialmente na plataforma continental Milliman et al., (1979; Pomerancblum & Costa, (1972); Santos, (1972); Kowsmann & Costa, (1979); Pujos & Odin, (1986); Vital, (1988); Wong, (1989); Prost & Lointier, (1991); El-Robrini et al. (1992); El-Robrini & Souza Filho (1993, 1994).

Vários estudos (geológicos e geofísicos) foram desenvolvidos ao longo das plataformas continentais do Pará-Maranhão, Amazonas e Guiana Francesa, os quais permitiram a identificação de eventos ocorridos durante a Transgressão Pleistocênica distribuídos em pelo menos cinco fases e/ou paleoníveis marinhos.

Tabela 1- Eventos ocorridos durante a Transgressão Pleistocênica.

	Máximo	Paleoníveis e Depósitos e/ou Feições Associadas
20.700-14.400 (Fase Regressiva)	18.000	-140m. Sedimentação terrígena "offshore" -8 e -100m. Barreira recifal (Caribe e norte da América do Sul).
14.400-12.000 (Fase Transgressiva)		-80m. Paleo rias (paleodrenagens ligadas a sistemas estuarinos ou deltáicos).
12.000- 9.500 (Pulso Transgressivo)		-40/-50 m. Depósitos de ilmenita na Plataforma da Guiana Francesa. Paleo-golfo do Rio Gurupi na Plataforma do Pará Maranhão.
9.500-7.500 (Final da Transgressão Pleistocênica)	8000	-25 m na Guiana Francesa; -20 m na Plataforma Norte Brasileira
8.000 (?) (Transgressão Holocênica)		???

As flutuações do nível do mar durante o Quaternário foram melhor identificadas no litoral nordeste brasileiro (Campos, 1976; Bittencourt et al. 1981; Barbosa et al. 1986; Silva, 1991; Dominguez et al. 1992), no sudeste (Correa et al. 1980; Martin & Suguio, 1989; Martin et al. 1993), e, no litoral da região sul (Villwock et al. 1986; Villwock, 1987; Correa et al. 1992).

Segundo Bittencourt et al. apud Suguio et al. (1982); Martin et al. apud Dominguez et al. (1992), Suguio et al. (1985), foram identificados no litoral brasileiro três importantes níveis marinhos mais altos que o atual. O nível marinho mais alto e mais antigo do Quaternário está representado pelas linhas de falésias existentes nos Estados da Bahia e Sergipe esculpidas sobre os sedimentos do Grupo Barreiras e foi denominada de **Transgressão Mais Antiga**, seguida por uma fase regressiva caracterizada por sedimentação continental. Na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul corresponde ao início da construção da Barreira Multi-Complexa e do Sistema Laguna Patos-Mirim (Tomazelli et al. 1989).

Há cerca de 120.000 AP., ocorreu uma nova fase transgressiva denominada de **Transgressão Cananéia** no litoral paulista, e, **Penúltima Transgressão** nos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas que alcançou cerca de 8 ± 2 m acima do nível médio do mar atual. O **Nível de Mar Alto Holocênico** é o mais recente e possui estudos mais profundos.

Suguio et al. (1985), construiu curvas de variações do nível relativo do mar para vários setores litorâneos brasileiros nos últimos 7.000 anos. A partir dessas curvas, foram identificados, durante o Holoceno, três fases transgressivas principais, associadas a três fases regressivas correspondentes, representando as antigas posições do nível do mar (Tabela 2). O nível do mar atual foi, segundo o autor, ultrapassado pela primeira vez a cerca de 6500-7000 anos BP, e que após o seu pico máximo (5100 anos B.P) seguiu-se uma queda generalizada, interrompida por duas rápidas oscilações do nível do mar. Em cada uma delas, o nível do mar caiu abaixo do nível presente, seguido por uma elevação abrupta, aproximando-se de sua posição anterior (Dominguez et al. 1992).

Tabela 2- Fases Transgressivas e Regressivas holocênicas, segundo Suguio et al. (1885)

Fase Transgressiva	Fase Regressiva	h acima do NMMA (Nível Médio do Mar Atual)
7.500-5.100	5.100-3.800	4-5
3.800-3.500	3.500-2.700	3
2.700-2.500	2.500- até o presente	2,5

A planície costeira holocênica da Guiana Francesa é composta por uma planície de chenier. Esses sedimentos pertencem a Série Demerara que é composta por três diferentes fases (Tabela 3). Os depósitos encontrados são sedimentos marinhos e flúvio marinhos finos, separados entre si por cordões arenosos (Prost , 1991).

Tabela 3- As três diferentes fases da evolução holocênica na Guiana Francesa, (Prost & Lointier, 1991).

Série	Fases	Sedimentos
DEMERARA	COMOWINE 2000-até o presente	Argilas marinhas salinas com ou sem mosqueamento
	MOLESON 3500-2000 anos BP	Argilas marinhas pouco salinizadas, amarelo amarronzadas e cinza azuladas
	WANICA * 6000 ± 3500 anos BP	
	MARA 8000-6000 anos BP	Argilas heterogêneas com matéria orgânica e camadas arenosas.

* Fase Wanica- Não reconhecida na Guiana Francesa, mas encontrada no Suriname.

9.3- AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA NORTE DO BRASIL

No Brasil não existem evidências glaciais no Quaternário, porém, várias oscilações do nível do mar foram registradas, principalmente na plataforma continental (Kowsmann & Costa, 1979; El-Robrini et al., 1992).

Durante o Quaternário, mais especificamente durante o Pleistoceno, vários períodos glaciais e interglaciais foram reconhecidos, os quais foram responsáveis pelas regressões e transgressões marinhas.

Souza Filho (1993) estabeleceu à partir da análise de perfis batimétricos obtidos por REMAC (1979) para a plataforma norte brasileira 3 paleoníveis marinhos à 20, -40 e -80 m.

A isóbata de 20 m, localizada à cerca de 20 Km da costa possui um traçado semelhante ao atual, sendo que as irregularidades ali encontradas foram consideradas como registro de antigos sistemas costeiros (Souza Filho, 1993). A isóbata de -40 m limita a plataforma interna. Possui registro abundante de paleocanais o que sugere um sistema estuarino pretérito. A isóbata de -80 m representaria uma paleocosta sinuosa e marcada por endentações, as quais foram consideradas por Nittrouer et al. (1986) como relacionadas a canais fluviais.

Torres (1997) reconheceu na Foz do Rio Amazonas idades pleistocênicas nas argilas antigas aflorantes no Canal do Norte do Rio Amazonas. Esses sedimentos representam segundo o autor, um evento progracional em época onde o nível do mar encontrava-se à cerca de 80 m abaixo do nível atual, que corresponderia a 300 Km de distância da atual linha de costa.

Na região Bragantina (NE do Pará), Silva (1996), sugere, através de uma sucessão cronológica de eventos transgressivos e regressivos, sem levar em conta posição temporal, que a evolução do sistema deposicional está ligada a transgressão relativa ocorrida há 6000 anos BP, responsável por esculpir as falésias mortas na Fm. Barreiras, indicação, segundo o autor, de paleolinha de costa.

9.4- AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA COSTA DO AMAPÁ

Até o presente estudo, algumas idéias foram elaboradas levando em consideração as características da planície costeira do Amapá. O afogamento generalizado, foi sempre defendido como o evento dominante na construção dessa planície costeira. No entanto, a tectônica teve um papel fundamental nessa construção, facilitando ou não, através do modelamento do terreno, as incursões marinhas.

Apesar da ocorrência de incursões marinhas durante o Holoceno, o registro desses momentos transgressivos e regressivos não foi uniforme ao longo da costa. A configuração morfo-estrutural da região foi determinante para que esses momentos fossem melhor registrados no Domínio Norte da planície costeira, através das planícies de cheniers ali desenvolvidas e que representam uma antiga posição da linha de costa.

O Domínio Sul da planície costeira, no entanto, apesar de não registrar a presença desses cordões (podem já ter sido erodidos!), possui outras feições importantes, representadas por uma extensa paleorede de drenagem. Os registros da presença do mar na área está presente, porém muito restrita na área de alcance do presente estudo.

9.4.1- Domínio Norte

O Cabo Cassiporé e a Planície de Chenier Cunãni-Cassiporé possuem uma evolução bastante inter-relacionada.

A mudança na direção de fluxo do Rio Cassiporé parece ter sido determinante no desenvolvimento do domínio norte. Essa modificação, registrada pelos sensores remotos e pela carta de intensidade magnética configura o extremo norte do Estado do Amapá como uma região deprimida, desde idades pré-holocênicas.

Durante o primeiro momento regressivo da Transgressão Holocênica, o Rio Cassiporé estabelece-se definitivamente no seu novo curso, dissecando a planície de maré desenvolvida até então no Cabo Orange. É por sobre essa planície de maré com estruturas de colapso, laminações convolutas, estruturas de carga e laminações que se desenvolveram os primeiros cheniers da Planície de Chenier Cunãni-Cassiporé

Pelo menos 4 momentos progradacionais foram reconhecidos na formação da região, sendo que apenas durante o segundo deles estabeleceram-se os cheniers conforme sua configuração atual.

Esses momentos estão relacionados à disposição das lamias acrecionárias com idades de 5.030 ± 45 , 4140 ± 35 ; 3530 ± 30 e 2790 ± 30 anos BP.

A base do chenier mais antigo é marcada por uma superfície erosiva na profundidade aproximada de 2,8 metros, quando então se dá a extensiva deposição de areias. Esses sedimentos possuem granulometria fina a média e abrigam microforaminíferos característicos de regiões intermaré (*Quinqueloculina*, *Triloculina* e *Pyrgo*). Esses sedimentos arenosos mostram-se intensamente intemperizados (Figura 76e). Nesse intervalo de profundidade entre 2,8 e 3,0 metros uma parada na progradação lamosa à cerca de 4140 ± 35 anos BP. A datação deste momento pode ser correlacionado ao evento P₂ do Cabo Cassiporé com idade de 4450 ± 30 anos BP.

O terceiro momento progradacional datado foi recuperado em testemunho coletado entre 1,6 e 1,8 metros de profundidade. A idade radiocarbono obtida foi de 3530 ± 30 anos BP onde é possível reconhecer-se rastro macrobentônico (Figura 76d). Superfícies erosivas estão presentes a 1,2 metros, separando as argilas das areias, representando processo de progradação por sobre cheniers embrionários.

O quarto momento progradacional foi datado no testemunho DDN-183, no intervalo de 0,9 a 1,2 metros de profundidade, e está posicionado entre 2 superfícies erosivas localizadas a 0,9 e 1,7 metros. A idade radiocarbono determinada foi de 2790 ± 30 anos BP (Figura 76f).

A falta de dados altimétricos na região, não permitem fazer correlações com os dados obtidos por Torres (1997), porém idades holocênicas semelhantes foram obtidas pelo autor para sedimentos da foz do Amazonas.

A correlação com os sedimentos do Cabo Cassiporé no entanto, parece ser compatíveis com aquelas idades encontradas por Allison et al (1995b) nas regiões intertidais.

O testemunho A3/1 datado por Allison et al. (1995b) deve representar o evento P_1 . O testemunho amostrado obteve idade de 5284 ± 264 anos BP e foi coletado a 9 m de profundidade, enquanto que na planície de cheniers, a idade correlacionável ao evento P_1 é de 5030 ± 45 anos BP (OS-6796) e foi coletada no testemunho DDN-171 (450-458 cm) de profundidade e representa a idade da planície de maré do Cabo Orange.

O evento P_2 (4540 ± 30 anos BP) também parece ter correlação com o evento mais antigo na formação dos cheniers (DDN-171-285-302 cm) com idade 4140 ± 35 anos BP.

O momento P_3 não foi identificado nas datações de Allison et al. (1995), mas pode estar relacionado ao hiato deposicional ocorrente a cerca de 7 m de profundidade. Na planície de cheniers o evento P_3 possui idade radiocarbono de 3530 ± 30 anos BP.

O evento P_4 pode estar representado nos testemunhos J6/C3V, no intervalo de 300-314 cm com idade de 2872 ± 210 anos BP, o que corresponde ao evento progradacional encontrado na planície de chenier (DDN-183), no intervalo de 90-120 cm, com idade radiocarbono de 2790 ± 30 anos BP (Figura 7.6f).

O registro de nível de mar mais alto no setor norte também é encontrado ao norte do Rio Cunãni. Isto pode ser visto na Figura 9.1 que representa a interpretação de fotografia aérea.

Dois níveis de mar alto podem ser observados. No primeiro nível de mar alto (NMA_1) ocorre o afogamento do Rio Seco. No período regressivo subsequente, o Rio Seco, em processo de reorganização desenvolve “chute-bars” e “neck cut-off” incompletos.

O segundo nível de mar alto, representado pelo NMA_2 permitiu a formação de cheniers recurvados, tendo em vista que o Rio Seco, em processo de avulsão, funcionou como uma grande desembocadura (Figura 9.1).

Como pôde ser visto anteriormente, após a parada dos eventos P_3 e P_4 não houve o desenvolvimento de cheniers. Na verdade, esse desenvolvimento foi embrionário, tendo em vista que com o crescimento dos cabos lamosos, a única fonte de sedimentos arenosos foram os próprios cheniers, e provavelmente deve-se a isto as características dos grãos, bastante retrabalhados.

9.4.2- Domínio Sul

No Domínio Sul, as idades radiométricas mostram que a Baía do Macarry recebia as águas marinhas em um ambiente raso. Isto dado pela presença de sedimentos totalmente bioturbados por *polychaetas*, com idade de 1730 ± 25 anos BP, no testemunho DDN-187 (380-407 cm) (Figura 9.2) coletado em um canal antigo e desativado sobre os quais depositaram-se sedimentos típicos de planícies de maré, com a presença de estruturas de colapso (Figura 9.2). O topo desse testemunho mostra sedimentos lamosos, bioturbados depositaram-se sedimentos argilosos, atualmente sob exposição subaérea, representadas na "Transect" Macarry (F-F'), (Figura 9.3).

Já o testemunho DDN-186 (40-66 cm), coletado sobre os levées denominados Teso do Macarry obtiveram idade radiocarbono de 2910 ± 30 anos BP.

Nesse domínio, a Planície Costeira do Amapá mostrou uma perfeita coincidência entre a carta de Cavalcante (1896) e as paleodrenagens encontradas na Carta NA-22-V-B. Essa constatação mostra que esse domínio é na verdade uma região imatura, ainda em desenvolvimento, e, sofrendo importante processo de agradação.

Tabela 4- As fases da evolução holocênica na Guiana Francesa, Suriname e Amapá

Série	Fases	Sedimentos na Guiana Francesa	Sedimentos no Amapá
DEMERARA	COMOWINE 2000-até o presente	Argilas marinhas salinas com ou sem mosqueamento	Argilas cinza escuro, bioturbadas.
	MOLESON 3500-2000 anos BP	Argilas marinhas pouco salinizadas, amarelo amarronzadas e cinza azuladas	Argilas cinza azulada clara e amarronzadas, facilmente oxidáveis.
	WANICA * 6000 ± 3500 anos BP		Argilas cinza azuladas, homogêneas e plásticas.
	MARA 8000-6000 anos BP	Argilas heterogêneas com matéria orgânica e camadas arenosas.	

* Fase Wanica- Não reconhecida na Guiana Francesa, mas encontrada no Suriname.

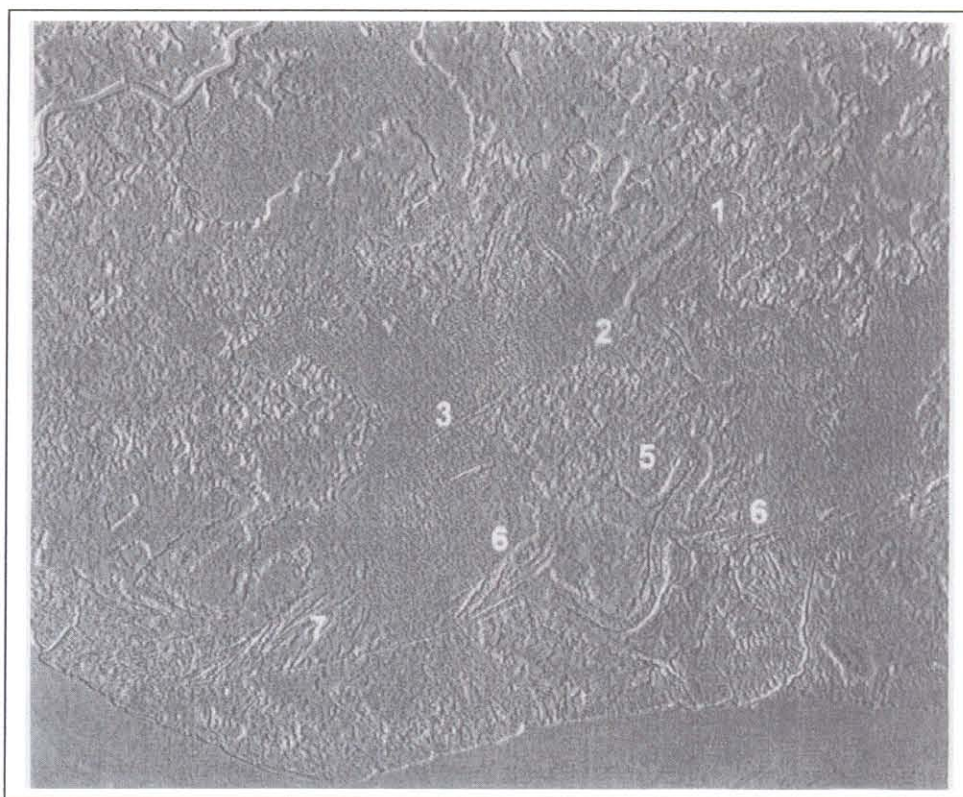


Figura 9.1 - Rio Seco - Paleodrenagem existente ao norte do Rio Cunãni. Em 1) o leito do rio; 2) avulsão da paleodrenagem; 3)NMA₁ (Nível de Mar Alto 1); 5) "chute-bar" e "neck-cut-off" incompletos; 6) NMA₂ (Nível de Mar Alto 2), o Rio Seco funcionou nesse local como uma grande desembocadura, desenvolvendo cheniers (7)."

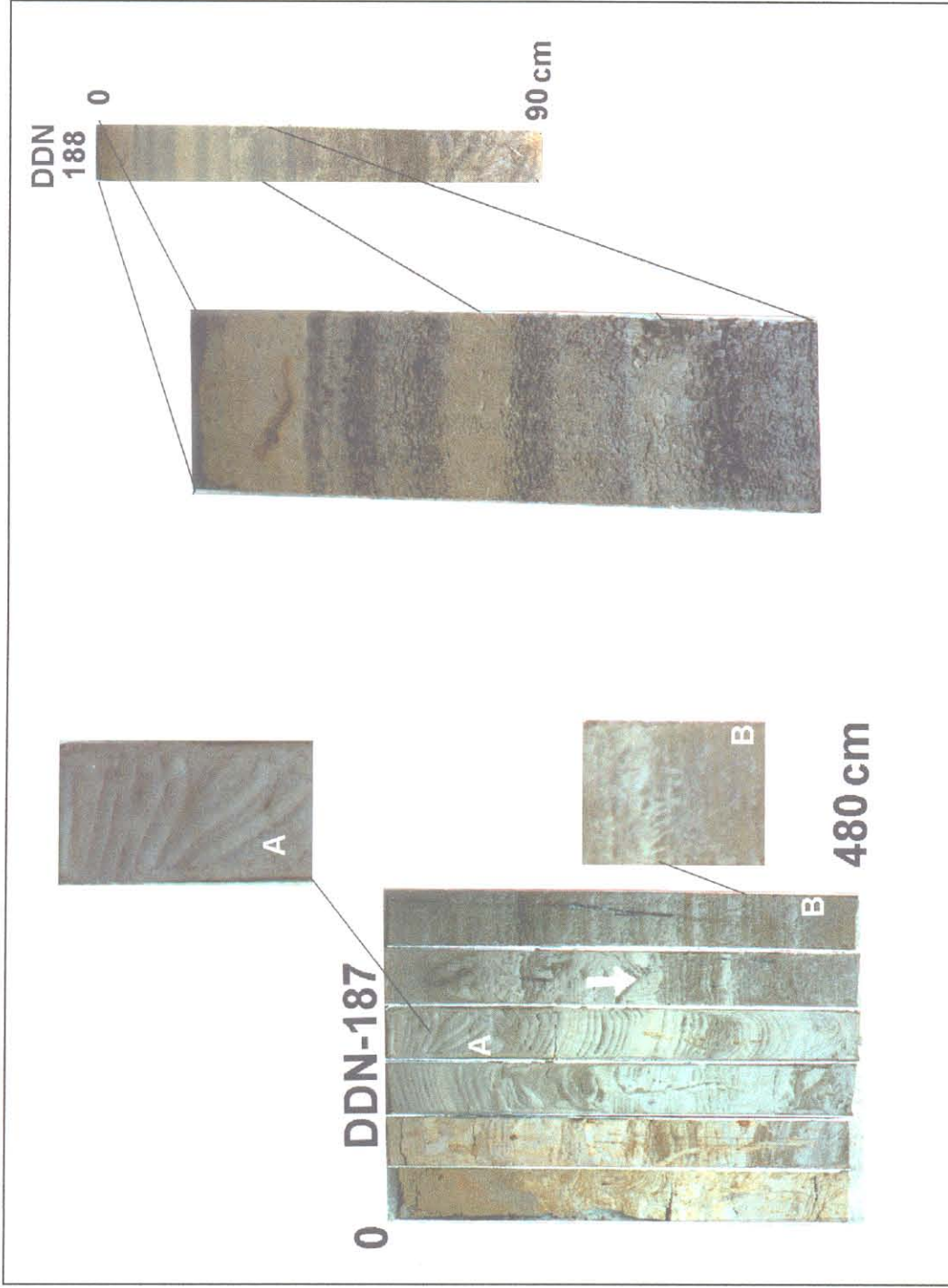


Figura 9.2. - Testemunhos DDN-187 e 188 localizados na região do Ig. Macary. O primeiro registra idade de 1730 ± 25 anos BP, (380-407cm). Em A) Estrutura de colapso; B) Destruição da laminação por *Polychaetas*. O testemunho DDN-188 registra o limite dos bosques de *Avicennia*.

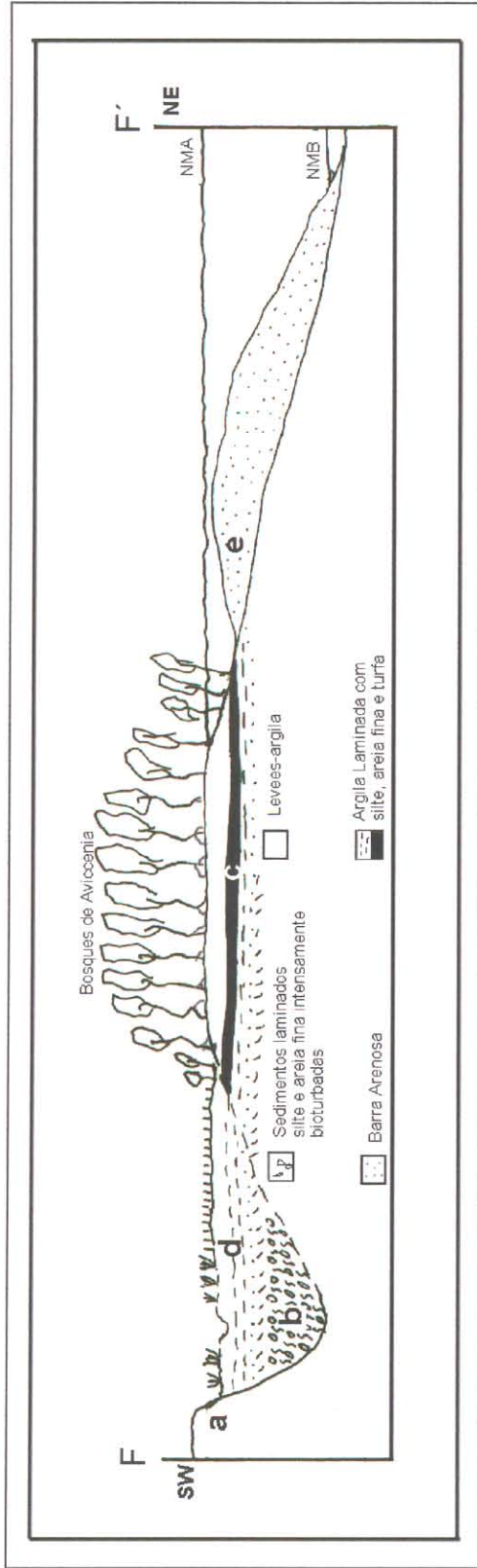


Figura 9.3 -"Transect" Macarry (F-F'). Em a) Sedimentos argilosos; b) sedimentos bioturbados por *polychaetas* (DDN-187); c) turfas laminadas (DDN-188); d) continentalização da sedimentação; e) Barra arenosa.

10 - CONCLUSÕES

A região costeira do Amapá pode ser considerada como uma área sujeita à várias condições limite. A sua posição equatorial, situada entre duas margens continentais de comportamentos opostos e, submetida às conjunções impostas pela Zona de Convergência Intertropical e o Sistema de Dispersão Amazônico sugere que são inúmeros os fatores os quais interferem na sua evolução.

As características fisiográficas e morfológicas da planície costeira do Amapá são definidas pelo arcabouço estrutural da região. Por tratar-se de uma região de relevo muito baixo e sujeito a influência do Sistema de Dispersão Amazônico, torna-se difícil encontrar evidências diretas da neotectônica. As drenagens, entretanto, são indicadores indiretos, na Planície Costeira do Amapá.

Consideramos duas fases de desenvolvimento dessa planície, a saber: **A) Fase Pré-Holocênica**- aquela relacionada aos processos de organização estrutural do relevo da região; **B) Fase Holocênica**: é representada pela reorganização progressiva da rede de drenagem da planície costeira onde os processos aluviais e os períodos de nível de mar mais elevado concorreram para o remodelamento superficial da planície.

Os registros dessa estruturação no Domínio Norte estão representados pela presença de feições anômalas e drenagens reversas localizadas desde o sul do Rio Cunãni até o sul do Cabo Cassiporé. No Domínio Sul estão melhor preservados através de uma paleo rede de drenagem perfeitamente identificável em mosaicos de radar e comprovada através de documentos históricos, e, bastante diferenciada da rede de drenagem atual.

O principal efeito dessa estruturação no Domínio Sul da planície costeira foi o adernamento do bloco representado pela região imediatamente ao norte do Rio Araguari até o Rio Amapá Grande, provavelmente como um reflexo do Lineamento Cassiporé (N-S). O adernamento se deu no sentido NW-SE, com caimento para SW, o que provocou a desorganização da rede de drenagem pretérita e a criação de espaço para a instalação do Cinturão Lacustre Ocidental na porção oeste do bloco, facilitando a chegada dos aluviões e a progressiva agradação da área.

para a instalação do Cinturão Lacustre Ocidental na porção oeste do bloco, facilitando a chegada dos aluviões e a progressiva agradação da área.

Na porção oriental do bloco, ao contrário, relativamente soerguido, deu-se a obstrução do sistema como um todo, permitindo a instalação do Cinturão Lacustre Oriental, onde é comum a reversão das drenagens que passam a fluir continente adentro, enquanto que a linha de costa sofre os efeitos erosivos por oferecer uma maior área à ação das marés e correntes.

A porção meridional do bloco abriga os lagos do Cinturão Lacustre Meridional, formados sobre antigas drenagens. Em função do difícil escoamento do sistema, mostra a proliferação de áreas alagadas, sofre os processos de colmatação, além de permitir a construção das feições acrecionárias da desembocadura do Rio Araguari.

Os mecanismos geradores desses processos estão ligados aos parâmetros oceanográficos físicos (marés e correntes) e atmosféricos (ventos) atuantes na Plataforma do Amazonas, com claro reflexo na linha de costa e à aqueles morfoestruturais, determinados pelo arcabouço tectônico, favorecendo os processos erosivos e deposicionais, conforme sua posição relativa ao nível de base regional.

A erosão é um processo natural e materializa-se pela ocorrência de grandes áreas dissecadas pela ação das marés que avançam pelos estuários, pela ação fluvial e pela pororoca. Ações antrópicas diretas e indiretas concorrem para a aceleração dos processos erosivos.

A avulsão é o processo erosivo mais significativo. Na Planície Costeira do Amapá, considera-se que a avulsão foi bastante favorecida pelos reflexos da atividade tectônica, principalmente nos baixos cursos fluviais.

Dentre os processos deposicionais, a acreção e a colmatação são os mais importantes. Na linha de costa amapaense, a acreção tem ampla distribuição, seja ela relacionada aos depósitos lamosos que conformam o Cabo Cassiporé, quanto daqueles depósitos arenosos costeiros, efêmeros ou não, eventualmente incorporados à região costeira. A colmatação ocorre principalmente nas áreas rebaixadas pelo adernamento do bloco correspondente ao Domínio Sul e torna-se gradativamente

A posição relativa do nível do mar durante o Holoceno teve papel fundamental na evolução da Planície Costeira do Amapá. Seu registro está representado pela **Planície de Cheniers Calçoene** e **Planície de Cheniers Cunãni-Cassiporé**, as quais estão intimamente relacionados a evolução do Cabo Cassiporé.

Na Planície Costeira do Amapá foi possível identificar a ocorrência de duas planícies de “cheniers”, cujas datações radiocarbono e características sedimentológicas permitem localizá-las no tempo geológico como pertencentes aos eventos ocorridos durante a Transgressão Holocênica.

Seus sedimentos foram caracterizados como da Série Demerara, semelhantes aos sedimentos ocorrentes na Guiana Francesa (Moleson e Comowine) e no Suriname Fase Wanica, caracterizados pelos quatro momentos progradacionais reconhecidos nos Cabos Orange e Cassiporé (Domínio Norte) e também nos sedimentos datados no Igarapé Macarry, no Domínio Sul do Estado.

O Rio Araguari possui o seu cinturão meandrante posicionando em um nível relativamente mais baixo que o do Cinturão Meridional. Esse rio vêm sofrendo afogamento em sua desembocadura. Os sedimentos siltico-arenosos ali encontrados estão sendo depositados muito próximo de sua foz. A presença de estruturas semelhantes a “mud lumps” encontradas no Rio Sucuriju corroboram essa idéia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDRINO, P. 1749. **Mapa da desembocadura do Rio Amazonas**. Doação nº 256. Acervo do Museu Paraense Emílio Goeldi.

ALLISON, M. A. 1993. **Mechanisms of Coastal Progradation and Muddy Strata Formation Adjacent to the Amazon River**. New York, State University of New York. Marine Science Research Center. 322p. Tese (Doutorado) - Marine Science Research Center, SUNY, 1993.

microte →
ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; FARIA JR., L.E.C.; SILVEIRA, O.F.M.; MENDES, A.C. 1996. Sources and sinks of sediment to the Amazon margin: the Amapá coast. **Geo-Marine Letters**, 16(1): 36-40.

ALLISON, M.; NITTROUER, C.A.; FARIA JR, L.E.C. 1995a. Rates and mechanics of shoreface progradation and retreat downdrift of the Amazon river mouth. **Marine Geology**, 125:373-392.

ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; KINEKE, G.C.-1995b- Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon river. **Marine Geology** 125:303-328.

ANTHONY, E.J. 1989. Chenier plain development in northern Sierra Leone, West Africa. In: PGEF. Augustinus (Ed). Cheniers and Chenier Plain. **Marine Geology** 90:297-309.

ASSUNÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, 97: 11889-11903.

AUGUSTINUS, P.G.E.F. 1989. Chenier and chenier plains: a general introduction. **Marine Geology**, 90(4):219-229.

- AUGUSTINUS, P.G.E.F. 1980. Actual development of the chenier coast of Suriname **South America. Sed. Geology**. 26:91-113.
- AZEVEDO, J. 1858- **Mapa da desembocadura do rio Amazonas**. Acêrvo do Museu Paraense Emílio Goeldi.
- BARBOSA, L.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUES, J.M.L.; MARTIN, L. 1986. Geologia do Quaternário Costeiro do Estado do Alagoas. In: DANTAS, A. **Mapa geológico do Estado do Alagoas**. Brasília, DEM/DNPM. Escala 1:250.000.
- BEARDSLEY, R.C; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W.R.; LENTZ, S.I.; CASTRO, B.M.; CACHIONE, D.; CARNEIRO, N. 1995. The semi-diurnal tides on the Amazon shelf. **Journal of Geophysical Research**, 100:2283-2319.
- BEMERGUI, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua correlação com o arcabouço tectono-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, **3**: 75-97.
- BENETT, R.H.; BRYANT, W.R.; KELLER, G.H. 1981. Clay fabric of selected submarine sediments; Fundamental properties and models: **Journal of Sedimentary Petrology**: 51:217-238.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y.A. 1981. Dados preliminares sobre a evolução do delta do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário; influência das variações do nível do mar: In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., Rio de Janeiro, 1981. **Atas**. Rio de Janeiro, SBG. p. 49-68.

- BOAVENTURA, F.M.C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia da Folha NA/NB-22-Macapá. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha NA/NB-22-Macapá**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro (Levantamento dos Recursos Naturais, 6).
- BORGES, J. 1934. **Lagos Duas Bocas e Novo** -Amapá. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Departamento Nacional da Produção Mineral. 23p. Boletim, 87.
- BOUMA, A.H. 1969. **Methods for the study of sedimentary structures**: New York. John Wiley. 458p.
- BOWMAN, S. 1990. **Radiocarbon Dating**. Great Britain, British Museum. 64p. (Interpreting the past series).
- BRAGA, T. 1918. **Noções de Chorografia**. Belém, Instituto Histórico e Geographico do Pará (incluindo mapa do Estado do Pará).
- BRAZ de AGUIAR, 1923. **Carta Geográfica do Território Federal do Amapá**. Belém, Comissão Demarcadora de Limites (Acêrvo Mapoteca #855a).
- BRINKMAN & PONS. 1968. A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas. **Soil Survey 4**. Soil Survey Institute. Wageninagem. The Netherlands.
- BROMLEY, R.G. 1994. **Trace fossils**: biology and taphonomy. Unwin Hyman, London. 280p.

- CAMPOS, H. 1976. **Estudos das variações C13/C112 e O18/O16 em ambientes de formação de rochas de praia na ilha de Itaparica, Bahia.** Salvador, Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. 55p. Tese (Mestrado em Geologia)-Curso de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFBA, 1976.
- CAMPOS, J.N.P. & TEIXEIRA, L.B. 1988. Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG/Núcleo Norte, V.5, P. 2161-2172.
- CAVALCANTE, M.F.A.B. 1896. Commission brésilienne d'exploration du Haut Araguay. Mapa Geográfico. Acervo do Museu de Mineralogia do Centro de Geociências/UFPA.
- CORREA, I.C.S.; BAITELLI, R.; KETZER, J.M.; MARTINS, R. 1992. Translação horizontal e vertical do nível do mar sobre a plataforma continental do Rio Grande do Sul nos últimos 17.500 anos B.P.. *In:* CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3., Belo Horizonte, 1992. **Anais.** Belo Horizonte, ABEQUA. p. 11-25.
- CORREA, I.C.S.; PONZI, V.R.A.; TRINDADE, L.A.F. 1980. Níveis marinhos quaternários da Plataforma Continental do Rio de Janeiro. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú-SC. 1980. **Anais.** Camboriú, SBG. v.2, p. 578-587.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. *In:* COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (ed.). 1997. Contribuições a Geologia da Amazônia. Belém, FINEP/SBG-Núcleo Norte. p.15-90.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. 1995. Arcabouço tectônico Mesozóico-Cenozóico da região da calha do rio Amazonas. **Geociências**, 14(2): 77-103.

- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991. Tectônica mesozóico-cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro (SP), 1991. **Anais**. Rio Claro (SP), SBG/Núcleo de São Paulo, P. 108-109.
- COSTA, J.B.J.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUY, Y. 1990. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-Núcleo Norte. p.166-178.
- COSTA, L.T. da R. 1996. **Sedimentação Holocênica no Estuário do Rio Araguari-AP**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Tese (Mestrado em Geologia). 148p.
- COURDET, L.; FRAPPA, M.; VIGUIER, C. ; ARIAS, R. 1995. Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin of Bolivia. **Tectonophysycs**, 243: 277-292.
- CPRM. 1978. **Carta de Intensidade Magnética- Folha Rio Negro- NA-22-V-B**. Escala 1:250 000.
- CUNHA, F.M.B. 1991. Morfologia e tectonismo do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG. p.193-211.
- CUNHA, F.M.B. 1988. Controle Tectônico-Estrutural na Hidrografia do Alto Amazonas. In : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. P. 2267-2277.
- DALRIMPLE, R.W. 1992. **Tidal Depositional Systems**. In: WALKER, RG & JAMES, N.P. Facies Models: Response to Sea Level Changes. Ontario. Geological Association of Canada. P.195-218.

- DALRIMPLE, R. W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. .1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**. 62(6):1130-1146.
- D'ANVILLE. 1749. Carte de La Guiane Française on du Gouvernement de Caiene . Revista Recherche Archeologique de Petit Sant.
- DAVIES, J.L. 1973. **Geophysical variation in coastal development**. New York, Hafner. 204p.
- DEFFONTAINES & CHOROVICZ. 1991. **Principles of drainage analysis from multisource data**: application to the structural analysis of the Zaire Basin. 22:1015-1018.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. ; MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, **80**: 213-232.
- DRISCOLL, N.W. & KARNER, G.D.1995. Flexural Deformation due to Amazon fan loading-a feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. **Geology**, 22:1015-1018.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1994. Evidências de Paleo-litorais na Plataforma Continental do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Anais**. Belém, SBG, p.144-146.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. Evidence of Quaternary sea levels on the Northern Continental Shelf. In: SIMPÓSIO AMASSEDS, Niterói, 1993. **Resumos**. Niterói, UFF. p. 16.

- EL-ROBRINI, E.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, C.A.; SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr, L.E.C. & MENDES, A.C. -1992- Registro das oscilações do nível do mar na plataforma continental norte do Brasil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1992, Manaus. **Resumos**. Manaus, INQUA, 1992. 73-75.
- FARIAS JR., L.E.C.; VITAL, H.; SILVEIRA, O.F.M.; MENDES, A.C.1990. Geological evolution of Maracá Island, Amapa Coast, and its relation with the sea level change in the north of Brazil. AGU FALL Meeting. San Francisco. **Abstracts**. p.99.
- FIGUEIREDO JR, A.G.1990. **Normas de controle de qualidade para o processamento de testemunhos inconsolidados**. Projeto Sedimentos de Talude. Contrato PETROBRÁS/UFF. N° 3-570-794-0-90. 27p.
- FISCHER , R. 1969. Delta Systems in the exploration of oil and gas. **Bul. Economic Geology**. University of Texas. Austin. 78p.
- FOLK & WARD. 1954. Brazos river bar: A study in the significance of grain size distribution of sandstone. **Journal of Geology**, 70 (6):737-753.
- FRASER, G.S. 1989. **Clastic Depositional Sequences: Processes of Evolution and Principles of Interpretation**. New Jersey, Prentice-Hall. 459p.
- GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C; LENTZ, S.J.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; JOHNS, W.E.; CASTRO, B.M.; SOARES, I.J. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, 16(5/6):575-616.
- GIBBS, R.J. 1970. Circulation in the amazon River estuary and adjacent Atlantic ocean. **Journal of Marine Research**, 28:113-123.

- GILLOT, J.E. 1969. Study of the fabric of fine grained sediments with the scanning electron microscope: **Jour. Sed. Petrology**, V.39, p.90-105.
- GOULD, H.R. & McFARLAN, E. 1959. Geological history of the chenier plain southwestern Louisiana. **Gulf Coast Association Geologic Society Transactions**, 9:161-272.
- GUERRA, A.C. 1954. Estudos Geográficos do Território Federal do Amapá. Rio de Janeiro, IBGE- Conselho Nac. de Geografia. Biblioteca Geográfica Brasileira. 366p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SE DO BRASIL.*, 1, Belo Horizonte, 1990. **Anais**. Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. nº 11: 1-31.
- HEIZ, R. 1990 . **Manguezais do Brasil**. São Paulo, EDUSP. 54p.
- HOWARD, J.D. & REINECK , H.E. 1972. Georgia coastal region, Sapello island. USA: Sedimentology and biology. IV Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. **Senckenbergiana marit.** 4:81-123.
- IBGE. 1994. **Amazônia Legal**: Zoneamento das potencialidades e dos recursos naturais. Rio de Janeiro, IBGE/SUDAM.
- KOWSMAN, R.O. & COSTA, N.P. de A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. *In: PETROBRÁS. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*. Rio de Janeiro. CENPES/DINTEP. 55p. (PROJETO REMAC, 9).

KUEHL, S.; NITTROUER, C.A.; DeMASTER, D.J. 1988. Microfabric study of fine- grained sediments: observations from the Amazon subaqueous delta. **Journal of Sedimentary Petrology**, 58: 12-23.

LANESKY, D.E.; LOGAN, B.W.; BROWN, R.G.; HINE, A.C. 1979. A new approach to portable vibracoring underwater and on land. **Journal Sedimentary Petrology**, 48: 654-657.

LEÃO, M.H.B. **Morfologia de fundo do Lago Novo, Amapá**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Em preparação. Tese de Mestrado

LEOPOLD , L.B. & WOLMAN, M.G. 1960. River meanders. **Bulletin of the Geological Society of America**, New York, 71 (5): 769-794.

LIBBY, W.F. 1970. **Radiocarbon dating**. Illinois, University of Chicago.

LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.L.; ARAÚJO, H.J.T. 1991. Sistematização da geologia do estado do Amapá In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-Núcleo Norte. p.322-335.

LIMA, M.I. 1989. Metodologia de Interpretação Radar Geológica. In: SIMPÓSIO LATINO AMERICANO DE PERCEPCION REMOTO, 4, Argentina, Bariloche, **Intiyunlu**. p.629-639.

LIMA, M.I. 1988. Lineamentos estruturais na seqüência cenozóica Solimões e suas relações com o Craton Amazônico e a Bacia do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG, V. 6, P. 2396-2406.

→ local correto

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R. M. G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, ^a S.; BASEI, M. ^a S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G. G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha NA/NB-22-Macapá**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da Terra. Rio de Janeiro. Capítulo I, P.1-120 (Levantamento dos Recursos Naturais, 6).

MARTIN, L.; MÖRNER, N. A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. 1986. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Boletim IG-USP. Publicação Especial, 4: 1-161.

MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M; SUGUYO, K. 1982. Reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Publicação Especial. Comissão Técnico-Científica do Quaternário-SBG. São Paulo. 154p.

MARTIN, L. SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica dos "deltas" brasileiros. **Boletim do IG-USP**, SP. publ, 15: 86p.

MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1989. Excursion route along the brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY, São Paulo, 1989. **Guia de Excursão**, São Paulo, INQUA. 136p. (Special publication , 2).

MARTINS, J.M.G.; QUADROS, M. L. DO E. S.; SOUSA JR., C.M. de; BEZERRA, V. 1992. Considerações sobre a ocorrência de OPHIOMORPHA em sedimentos do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará, Brasil. **Anais 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. V.2. p.497. SBG.

- MEADE, R.H., DUNNE, T.; RICHEY, J.E.; SANTO, U. D. M; SALATI, E. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in lower Amazon River of Brazil. **Science**, 228:488-490.
- MEADE, R.H., NORDIN, C.F.; CURTIS, W.R.; RODRIGUES, F.M.C.; DOVALE, C.M. ; EDMOND, J.M. 1979. Sediment loads in the Amazon River. **Nature** 178:161-163.
- 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. 274p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- MERCIER, J.L.; SEBRIER, M.; LAVENU, A.; CABRERA, J.; BELLIER, O.; DUMONT, J.F.; MACHARE, J. 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone on Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. **Journal of Geophysical Research**, 97: 11945-11982.
- MILLIMAN, J.D.; SUMMERHAYES, C.P.; BARRETTO, H.T. 1979. Quaternary sedimentation on the Amazon Continental Margin: a model. **Geological Society of America Bulletin**. 86:610-614.
- MIR-37. 1974- Carta Imagem Preliminar de Radar NA-22-Z-A- Cabo Norte. Escala 1:250 000.
- MORGAN, J.P. 1961. Mud lumps at the mouth of Mississippi river. In: Genesis and Paleontology of the Mississippi River mudlumps. Louisiana Dept. Conservation. **Geol. Bull.** 35 p.

- MORGAN, J.P.1970. **Deltaic sedimentation**: modern and ancient. Tulsa. Soc. Econ. Paleontology Miner. Special Publi. pp.132.
- MORGAN, COLLEMAN; GAGLIANO. 1968. Mudlumps: diapiric structures in Mississippi river delta sediments. In: Diapirism and Diapirs (Eds. J. Braunstein & G.D. O'Brien). Tulsa. Mem. **Am. Ass. Petrol. Geol.**; 8: 115-161.
- MÖRNER, N-A. 1976. Present El Niño-Enso Events and past super-ENSO events effects of changes in the earth's rate of rotation.In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM PALEO ENSO RECORDS. Lima, 1992. **Extended Abstracts**. Lima, ORSTOM-CONCYTEC. p.201-206.
- NITTROUER, C.A.; DE MASTER, D.J.; FIGUEIREDO, A.G.; RINE, J.M.1991a. Amasseds: an investigations of a complex coastal environment. **Oceanography**, 4: 3-7.
- NITTROUER, C.A.; KUEHL, SA.; DEMASTER, D.J.; KOWSMANN, R.O. 1986. The deltaic nature of Amazon continental shelf. **Journal Society of America Bulletin**, 97:444-458.
- NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; FIGUEIREDO, A.G.; ALLISON, M.A.; SOMMERFIELD, C.R.; RINE, J.M.; GARIA JR, L.E.C.; SILVEIRA, O.F.M. 1996. The geological record preserved by Amazon shelf sedimentation. **Continental Shelf Research**, 16(5/6):817-841.
- NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; RINE, J.M.; FIGUEIREDO, A.G.; FARIA JR.; L.E.C.; DIAS, G.T.M.; SILVA, M.A.M.; ALLISON, M.A.; PACIONI, T.D.; SEGALL, M.P.; UNDERKOFFER, E.C.; BORGES, H.V.; SILVEIRA, O.F. 1991b. Sedimentology and stratigraphy of the Amazon Continental Shelf. **Oceanography**, 4:33-38.

- NITTROUER, C.A.; STERNBERG, R.W.; CARPENTER, R.; BENNETT, J.T. 1979. The use of ^{210}Pb geochronology as a sedimentological toll: application to the Washington continental shelf. **Marine Geology**, 31:297-316.
- NITTROUER, C.A. et al. 1985. Some questions and answer about the accumulation of fine-grained sediment in Continental Margin environments. **Geo-marine Letters**, 4:211-213.
- NOVELLI, Y.S. & MOLLERO, G.C. 1988. **Expedição nacional aos manguezais do Amapá - Ilha de Maracá**. São Paulo, IO/USP. 99p. (Rel. Tec.).
- OLTMAN, R.E. 1968. **Reconnaissance investigation of discharge and water quality of the Amazon River**. US. Geological Survey. Circular 552. Washington D.C. 16p.
- OTVOS, E.G. & PRICE, W.A. 1979. Problems of cheniers genesis and terminology: an overview. **Marine Geology**, 31:251-263.
- PINTO, J.O. 1930. **Hydrographia do Amazonas e seus afluentes**. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. v.1.
- POMERANCBUM, M. & COSTA, M.P.A . 1972. Integração de Informações sobre os minerais pesados na plataforma continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, PA. SBG. V 2. P. 179-186.
- POTTER, P.E.; MAYANARD, J.B.; & PRYOR, W.A. 1980. **Sedimentology of shale**. New York. Springer Verlag, 303 p.
- PRICE, W.A. 1955. Environment and formation of chenier plain. **Quaternarie**, 2:55-86.

- PROST, M.T. 1989. Coastal dynamics and chenier sands in French Guyana. **Marine Geology**, 90:259-267.
- PROST, M.T. 1991. As costas da Guyana Francesa e do norte do Brasil: Semelhanças e diferenças. Centre Orstom. Série Geomorfologia e Sedimentologia. 59p.
- PROST, M.T. & LOINTIER, M. 1991. Sedimentology and stratigraphy of theholocene formations of the French Guyana Coastal Plain. **Procceding of the IGCP Project 201 mérida (Venezuela) meeting**:55-83.
- PUJOS & ODIN. 1986. La sedimentation au Quqternaire Terminal sur la plateforme continental de la Guiane Française. **Oceanologica Acta**, 9(4): 363-382.
- QUADROS, M.L.E.S.; SILVA FILHO, E.P.; REIS, M.R.; SCANDOLARA, J.E. 1996. Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém 1996. **Anais...** Belém, SBG/Núcleo Norte, P. 242-245.
- RABELO, B. V.; CHAGAS, M.A.; SOUZA, C.B.; ÁVILA, J. E. S. 1995. Evidências naturais ligadas à distribuição de tipos dominantes de manguezais do Amapá. In: WORKSHOP ECOLAB, 3., Belém, 1995. **Resumo Expandido**. Belém, MPEG. p-25-27.
- RADAM .1974. **Folha NA/NB.22-Macapá**: Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação, Uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM (Levantamento dos Recursos Naturais, 6)
- READING, H.G. 1985. **Sedimentary environments and facies**. Austrália, Blackwell Scientific. 615p.

- REINECK, H.E. 1975. **Depositional Sedimentary environments**. New York, Springer Verlag. 1st. Edition. 439p.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1986. **Depositional Sedimentary environments**. New York, Springer Verlag. Second Edition. 1st Reprint. 551p.
- REMAC. 1979. Geomorfologia da Margem Continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p.53-88.
- RHODES, E.G. 1982. Depositional models for a chenier plain. Gulf of Carpentaria. Australia. **Sedimentology**, 29: 201-221.
- RINE, J.M. 1980. **Depositional environments and Holocene reconstruction of an argillaceous mud belt - Surinam, South America**. Flórida, University of Miami. 222p. Tesis (Doctor Philosophy Dissertation) - University of Miami, 1980.
- ROCK-COLOR CHART COMITTE. 1984. **Rock-Color Chart**. Netherlands, Huyskes-Enschade.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GOES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, 1:25-74. Série Ciências da Terra.
- RUSSELL, R.J. & HOWE, H.Y. 1930. Cheniers of Southwestern Louisiana. **Geogr. Rev.**, 25: 449-461.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretações preliminares. **Geonomus**, 1(1): 1-15.

- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, 25(3): 151-164.
- SANTOS, M. E.M. 1972. Paleogeografia do Quaternário Superior da plataforma continental norte brasileira. In: CONG. BRAS. GEOL., 26. Belém, 1972. **Anais**. São Paulo, SBG, v.2, p. 267-88.
- SANTOS, V.F. 1994. **Análise Textural e Mineralógica dos Sedimentos Arenosos do Baixo Curso do Rio Araguari, Cabo Norte, Amapá**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 67p. Trabalho de Conclusão de Curso - Curso de Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C.1971. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: CONG. BRAS. GEOL., 25., São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG, v.3, p.189-202.
- SCHUMM, S. A. 1977. **The Fluvial System**. New York. Willey & Sons. 338p.
- SILVA, C.G. 1991. **Holocene stratigraphy and evolution of the Acu River Delta, Rio Grande do Norte State. Northeastern Brazil**. Duck, Duck University. 400p. Tese (Doutorado em Geologia)- Department of Geology, 1991.
- SILVA, M.S. 1996. **Morfoestratigrafia e Evolução Holocênica da Planície Costeira de Salinópolis, NE do Estado do Pará**. Tese (Mestrado em Geologia). Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 1996. 145p.
- SILVA, S.R.P.; MACIEL, R.R.; SEVERINO, M.C.G. 1990. Cenozoic tectonics of amazon Mouth Basin.

- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. **Notícias Geomórficas**, 16(32): 71-104.
- SOMMERFIELD, C.; NITTRouer, C.A.; FIGUEIREDO, A.G. 1995. Stratigraphic evidence of changes in Amazon Shelf sedimentation during the late Holocene. **Marine Geology**. 125: 351-371
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1993. **Oscilações do Nível do Mar na Plataforma Continental do Amazonas**. TCC. Belém. UFPA. Centro de Geociências. 60p.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. Em preparação. **Stratigraphic sequences, morphostratigraphy and facies models associated with sea level changes during holocene**: an example in the Bragança Coastal Plain (Northeast of Pará), Brazil.
- SMITH, N.D.; CROSS, T.A.; DUFFICY, J.P.; CLOUGH, S. 1989. Anatomy of an avulsion. **Sedimentology**, 36:1-23.
- STOW, D.A.V. 1979. Distinguishing between fine-grained turbidities and contourites of the Nova Scotia deep water margin. **Sedimentology**, 26: 371-187.
- SUGUIO, K. ; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do Nível Relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas implicações na Sedimentação Costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 15(4):273-286.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1982. Evolução do "delta" do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. In: Suguio, K.; Meis, M.R.M. de; Tessler, M.G. **Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil**: 93-116, Rio de Janeiro.

- SUMMERFIELD, M.A. 1993. **Global Geomorphology: an introduction to the studies of landforms**. New York, Longmann Scientific. 537p.
- TOMAZELLI, J.L.; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A. 1989. Aspectos da Geomorfologia Costeira da Região de Osório-Tramandaí. Rio Grande do Sul.
- TORRES, A.M. 1997. **Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil**. Kiel, und Museum Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Geologisch-Palaontologisches Institut. 145p. Tese (PhD Geologie) - Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Geologisch-Palaontologisches Institut, Universität Kiel, 1997.
- VAN DORR II, J.N; PARK, JR. C.F.; PAIVA, G. 1960. The Manganese deposits of the Serra do Navio District, Territory of Amapá, Brazil. **Bull. U.S. Geol. Survey**, Washington, 964- A. 45p.
- VILLWOCK, J.A. 1987. Processos costeiros e a formação da costa sul e sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, Cananéia-SP, 1987. **Anais**. Cananéia-SP, SBG. p. 380-398.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, J.L.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, I (Ed). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, A.A. Balkema Publishers. v.4, p. 79-97.

- VITAL, H. 1996. **Sedimentology of the lowermost Amazon (Rio Xingu-Macapá) and the "Estreitos de Breves", Brazil.** Kiel, und Museum Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Geologisch-Palaontologisches Institut. 189p. Tese (PhD Geologie)-Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Geologisch-Palaontologisches Institut, Universität Kiel, 1997.
- VITAL, H. 1988. **Estudo do geossistema do Lago Arari, Ilha de Marajó-Pará.** Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 106p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação. Centro de Geociências, UFPA, 1988.
- VITAL, H. & SILVEIRA, O.F.M. 1990. Submersed holocenic levels evidences on the Igarapé do Inferno mouth (Maracá Island), Brazil. **AGU Fall Meeting.** p.127.
- WONG, T.E. 1989. Quaternary Stratigraphy of Suriname. In: PROST, M.T. 1992. **Évolution des littoraux de Guyane et de la Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire.** Paris, ORSTOM. P. 203-230.
- ZEE. 1988. **Primeira Aproximação do Zoneamento Ecológico Econômico do Estado do Amapá.** Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá. 258p.