



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MUDANÇAS DA VEGETAÇÃO NA ILHA DE MARAJÓ
DURANTE O HOLOCENO SUPERIOR**

Dissertação apresentada por:

THANAN WALESZA PEQUENO RODRIGUES

**BELÉM
2009**

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

R696m Rodrigues, Thanan Walesza Pequeno
Mudanças da vegetação na ilha de Marajó durante o
Holoceno Superior / Thanan Walesza Pequeno Rodrigues;
orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen. – 2009
xi, 84 f. : il.

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

1. Palinologia. 2. Dinâmica de manguezais. 3. Reflectância.
4. Espectrofotométrica. 5. Quaternário. 6. Datação por
Radiocarbono. 7. Marajó, Ilha do (Pa). I. Universidade Federal
do Pará. II. Cohen, Marcelo Cancela Lisboa, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.: 561.13098115



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

MUDANÇAS DA VEGETAÇÃO NA ILHA DE MARAJÓ DURANTE O HOLOCENO SUPERIOR

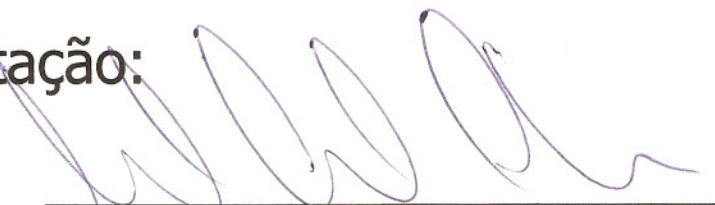
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

THANAN WALESZA PEQUENO RODRIGUES

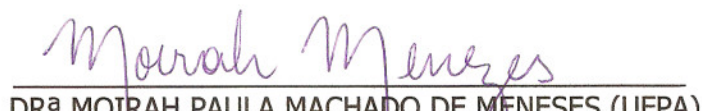
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **15/06 /2009**

Comitê de Dissertação:



DR. MARCELO CANCELA LISBOA COHEN (UFPA)
(Orientador)



DR^a MOIRAH PAULA MACHADO DE MENESES (UFPA)
(Membro)



DR^a MARIA INÊS RAMOS FEIJÓ (MPEG)
(Membro)

Belém

Dedico a Deus, Ser Supremo,
meus pais Waldete e Salatiel, meu porto seguro,
e meus irmãos Waleska, Walesson e Rejane, fonte de inspiração

AGRADECIMENTOS

Agradeço antes de qualquer coisa a meu Deus todo poderoso, que sempre me guiou nessa caminhada pessoal e profissional.

Aos meus pais pela compreensão, conforto, amor e conselhos repassados durante essa e todas as fase de minha vida.

Aos meus irmãos Waleska, Walesson e Rejane, que sempre participaram de forma positiva no meu dia-a-dia.

Aos meus tios queridos Cristina, Walmir, Waldomir e Heloisa, que sempre me incentivaram a investir e prosseguir nos meus objetivos profissionais.

Ao Disraeli pelos conselhos repassados, os bons momentos vivenciados, a companhia compartilhada durante e depois do mestrado.

Aos amigos conquistados durante os anos de estudo: Jadson, Ulisses, Marcelo, Elaine e Mariano, que de uma forma ou de outra participaram e ainda participam do meu círculo de amizade e apesar de tê-los conhecidos durante um período necessariamente curto, pude vivenciar momentos prazerosos e divertidos com eles.

Ao meu orientador Dr Marcelo Cohen, pela oportunidade que me deu e os conhecimentos repassados.

A Dra Svetlana Medeanic, professora de palinologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, a qual, espontaneamente e gentilmente, me orientou e repassou informações a respeito da palinologia e outros conceitos antes desconhecidos por mim.

A bióloga Clarisse Smith pela companhia e orientação no Laboratório de Dinâmica Costeira – LADIC nas etapas práticas do processamento das laminas de polens.

Ao CNPq e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica pela bolsa concedida.

SUMÁRIO

	DEDICATÓRIA	iv
	AGRADECIMENTOS	v
	RESUMO	1
	ABSTRACT	3
1	INTRODUÇÃO	5
2	OBJETIVOS	8
2.1	OBJETIVOS GERAIS.....	8
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	8
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
3.1	ESTUDOS PALINOLÓGICOS.....	8
3.2	VEGETAÇÃO DURANTE O QUATERNÁRIO.....	10
3.4	OSCILAÇÃO DO NÍVEL DO MAR.....	12
3.5	CLIMA DURANTE O QUATERNÁRIO.....	14
4	ÁREA DE ESTUDO	17
4.1	LOCALIZAÇÃO.....	17
4.2	CLIMA.....	19
4.3	HIDROGRAFIA.....	19
4.4	GEOLOGIA.....	20
4.4.1	Considerações geológicas do Lago Arari	22
4.5	GEOMORFOLOGIA.....	27
4.6	VEGETAÇÃO.....	29
4.6.1	Campos	31
4.6.2	Manguezais	32
4.6.3	Floresta de várzea	33
4.6.4	Floresta Tropical Pluvial	34
4.6.5	Floresta de Terra Firme	34
4.7	SOLO.....	34

5	MATERIAIS E MÉTODOS	35
5.1	UTILIZAÇÃO DE IMAGENS DE SATÉLITE.....	35
5.2	AQUISIÇÃO DAS AMOSTRAS.....	36
5.2.1	Logística	36
5.2.2	Coleta do sedimento	38
5.3	DESCRIÇÃO FÍSICA DO TESTEMUNHO.....	39
5.3.1	Textura	39
5.3.2	Raio-x	41
5.4	DATAÇÃO RADIOCARBONO.....	42
5.5	TRATAMENTO DAS AMOSTRAS.....	44
5.5.1	Utilização do <i>Lycopodium clavatum</i>	44
5.5.2	Fase 1 (HCl)	44
5.5.3	Fase 2 (HF)	45
5.5.4	Fase 3 (AAG)	46
5.5.5	Fase 4 (ACETÓLISE)	46
5.6	PREPARAÇÃO DAS LAMINAS.....	47
5.7	IDENTIFICAÇÃO E CONTAGEM DOS POLENS.....	47
5.8	COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA $\delta^{13}C$, CARBONO (ORGÂNICO E TOTAL) E NITROGÊNIO.....	48
5.9	FOTOMICROGRAFIA.....	48
5.10	ELABORAÇÃO DOS DIAGRAMAS POLINICOS.....	49
5.11	ESPECTROFOTOMETRIA.....	49
6	RESULTADOS	49
6.1	DESCRIÇÃO TEXTURAL E ESTRUTURAL DO SEDIMENTO.....	49
6.2	DATAÇÕES POR RADIOCARBONO (AMS).....	51
6.3	DESCRIÇÃO DO REGISTRO POLÍNICO.....	51
6.3.1	Testemunho do Lago Arari	51
6.3.2	Testemunho da Planície Herbácea	55
6.4	DADOS DE REFLECTÂNCIA.....	60
6.5	RELAÇÃO CARBONO/NITROGÊNIO (C/N).....	60

7.0	DISCUSSÃO	61
7.1	VALORES DO $\delta^{13}\text{C}$	61
7.2	DINAMICA DA VEGETAÇÃO NA PORÇÃO LESTE DA ILHA DE MARAJÓ DURANTE O HOLOCENO TARDIO.....	64
8.0	CONCLUSÃO	67
	REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA	69

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01	Mapa de localização da área de estudo.....	18
Figura 02	Mapa hidrográfico da ilha de Marajó.....	20
Figura 03	Cenário tectônico simplificado do norte do Brasil com ênfase no Rifte do Marajó.....	21
Figura 04	Características geomorfológicas presentes na porção leste do Lago Arari.....	24
Figura 05	Seqüência estratigráfica da ilha de Marajó.....	25
Figura 06a	Meandros e formas sinuosas da porção leste da ilha de Marajó..	26
Figura 06b	Meandros e formas sinuosas da porção leste da ilha de Marajó..	26
Figura 07	Mapa Geomorfológico.....	28
Figura 08	SRTM da ilha de Marajó evidenciando a altimetria do terreno.....	28
Figura 09	Perfil topográfico com base em dados SRTM-----	29
Figura 10	Mapa de vegetação.....	30
Figura 11	Campos.....	32
Figura 12	Manguezais.....	33
Figura 13	Composição florestal evidenciando as palmeiras.....	33
Figura 14	Mapa de solo.....	35
Figura 15	Meios de transporte utilizados para chegar aos locais de coleta.	37
Figura 16	Mapa evidenciando as rotas de avião e carro.....	38
Figura 17	Mapa contendo a localização geográfica das amostras PA e PH1 e PH2.....	39
Figura 18	Sedimento do ponto A.....	40
Figura 19	Raio-x da amostra do ponto A.....	41
Figura 20	Esquema evidenciando a formação do ¹⁴ C na atmosfera.....	43
Figura 21	Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus.....	48
Figura 22	Visualização das laminações extraídas do raio-x.....	50
Figura 23	Diagrama polínico do Lago Arari.....	54
Figura 24	Diagrama de polens do testemunho PH1.....	56
Figura 25	Diagrama de polens do testemunho PH2.....	57
Figura 26	Polens da família Poaceae.....	58

Figura 27	Polens da família Rubiaceae.....	58
Figura 28	Polens da família Rhizophoraceae (<i>Rhizophora mangle</i>).....	58
Figura 29	Polens da família Arecaceae	59
Figura 30	Valores de C/N e de $\delta^{13}C$ das fontes de matéria orgânica em sedimentos lacustres e marinhos.....	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 01	Principais unidades vegetacionais na área de estudo.....	30
Tabela 02	Informações de aquisição das imagens.....	36
Tabela 03	Litologia do testemunho PA.....	50
Tabela 04	Idades radiocarbônicas (AMS) e valores de $\delta^{13}\text{C}$	51
Tabela 05	Valores da razão molar C/N obtidos para os testemunhos LA-A.....	61

RESUMO

A dinâmica da vegetação nas proximidades do Lago Arari - Ilha de Marajó durante o Holoceno Superior foi estudada a partir de três testemunhos de sedimento. Os locais de amostragem encontram-se no município de Santa Cruz do Arari, com altitude de 6 metros. Um testemunho de 65 cm foi amostrado do fundo do Lago Arari e os demais (40 e 30 cm) do substrato da planície herbácea que compõe a bacia de drenagem desse lago. A combinação de dados de reflectância, valores de $\delta^{13}\text{C}$, relação C/N, registro de polens e datação por carbono 14 (AMS) permitiram identificar as variações na constituição da vegetação na região leste da ilha de Marajó, próximos ao Lago Arari durante o Holoceno Tardio. Provavelmente, a planície herbácea que domina o setor leste da Ilha de Marajó começou a se desenvolver aproximadamente 3800 anos AP. Entre 3800 e 3000 cal anos A.P., o registro polínico indicou a presença de manguezais. A composição polínica desse intervalo de tempo sugere o estágio final de uma expansão pretérita de manguezais na região. A relação C/N e $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica acumulada durante este período revelou uma influência marinha. A baixa concentração polínica entre 3000 e 2000 cal anos A.P., devido uma possível alteração na energia de fluxo, dificulta a interpretação do tipo de vegetação predominante nessa época, porém a relação C/N e $\delta^{13}\text{C}$ indica uma forte contribuição de matéria orgânica também de origem marinha acumulada nos sedimentos em estudo. Esse período de ausência de pólen pode indicar um episódio de difícil desenvolvimento vegetal devido, por exemplo, ao aumento da influência marinha. Os últimos 2000 anos A.P. apresentaram conteúdo polínico compatível com uma planície herbácea com tendência de contribuição de matéria orgânica de origem mais continental. Os registros de pólen dos últimos 5 centímetros dos testemunhos indicaram uma predominância de espécies das famílias Poaceae e Cyperaceae que reflete a atual vegetação predominante na área de estudo. Os perfis polínicos (PH1 e PH2) referentes à planície herbácea que coloniza a bacia de drenagem do Lago Arari descrevem uma menor representatividade espacial da vegetação, desde que mostram uma constante predominância apenas de polens de Cyperaceae e Poaceae, que correspondem às principais famílias do local de amostragem. A pouca profundidade desses perfis permitiu marcar a presença da

vegetação de ervas apenas desde 460 e 590 cal anos AP, respectivamente. Alternâncias históricas entre vegetações tipicamente de água doce e de água salobra provavelmente indicam modificações na salinidade da água intersticial que devem estar relacionadas com alterações na descarga de água doce dos rios da região e/ou mudanças no nível do mar.

Palavras-chave: Palinologia. Dinâmica de Manguezais. Reflectância Espectrofotométrica. Quaternário. Datação por Radiocarbono. Ilha de Marajó.

ABSTRACT

The vegetation dynamic around the Lake Arari – Marajo Island during the Late Holocene was studied. This research is based on pollen analysis, reflectance data, C/N relationship and AMS radiocarbon date of three sediment cores. The sampling sites are located in Santa Cruz do Arari, 6 meters height. A sediment core (65 cm) was sampled from the bottom of Lake Arari and the others (40 and 30 cm) were taken of herbaceous plain inside the lake drainage area. Probably, the herbaceous plain that dominates the eastern part of the Marajó Island began its development about 3800 cal years AP. Between 3800 and 3000 cal years A.P., the pollens diagram indicated a few mangrove pollens that suggests the final stage of an old expansion of a mangrove area. The C/N and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter accumulated during this period showed a marine influence. The low concentration of pollens between 3000 and 2000 cal years BP, probably due to change in flow energy, hinders the interpretation of the predominant vegetation type, but the C/N and $\delta^{13}\text{C}$ indicates a strong contribution of marine organic matter accumulated in studied sediments. This period of pollen absence may indicate an episode of difficult vegetation development due to, for example, the increase in marine influence. The last 2000 cal years A.P presented polinic content compatible with an herbaceous plain with a contribution trend of continental organic matter. The last 5 centimeters of the pollen diagram presented a predominance of Poaceae and Cyperaceae families which reflect the current predominant vegetation in the study area. The pollen diagram (PH1 and PH2) of the herbaceous plain, which colonizes the drainage basin of Lake Arari, describes a smaller spatial representation of vegetation, since they demonstrate only a constant predominance of Cyperaceae and Poaceae pollen that represents the main families of local sampling. The low depth of these profiles allowed to register the presence of herbs vegetation only from 460 and 590 cal years BP, respectively. Alternation between typical vegetation of freshwater and brackish water probably indicate changes in the porewater salinity that must be related to changes in freshwater discharge of rivers in the region and/or changes in sea level.

Key Words: Palinology. Mangroves Dynamics. Spectrophotometry Reflectance. Quaternary. Radiocarbon Date. Marajó Island.

1. INTRODUÇÃO

Do ponto de vista da escala de tempo geológica, os estuários e os manguezais constituem ambientes de curto período de existência. Segundo Ingram e Sloan (1992), os estuários se desenvolvem principalmente durante períodos de aumento no nível relativo do mar, enquanto os manguezais ocorrem preferencialmente nas regiões tropicais e subtropicais (LACERDA, 1993), sendo que aproximadamente 75% da costa tropical do mundo, um dia foi habitado por esse tipo de ambiente (CHAPMAN, 1976). Seu desenvolvimento é controlado, dentre diversos outros fatores, principalmente pela salinidade da água intersticial, que é por sua vez determinada pelas interações continente-oceano (WOODROFFE, 1982).

Considerando o litoral paraense, as vegetações inundadas pelas marés seguem padrões conhecidos, onde a salinidade exclui da competição ecológica espécies intolerantes (SNEDAKER, 1978) conduzindo a padrões característicos de zonação de espécies através de uma clássica estrutura de comunidades (MENEZES et al., 2003), onde os manguezais são mais tolerantes a ambientes salinos do que as florestas de várzea (GONÇALVES-ALVIM et al., 2001). A salinidade é basicamente controlada pela frequência de inundação (BEHLING et al., 2001; COHEN & LARA, 2003), posição ao longo do gradiente estuarino (LARA & COHEN, 2006) e volume da água dos rios que dependem da precipitação regional (MÖRNER, 1969; COHEN et al., 2005b).

Considerando as florestas tropicais, elas ocorrem na região amazônica devido à precipitação abundante que recebem (PERRY, 1994). Parte dessa precipitação (40-50%) é integrada ao ciclo hidrológico (SALATI, 1985; COSTA & FOLEY, 1999). Os pulsos de inundações (JUNK, 1989) atuam como fatores determinantes na relação processos ecológicos e planícies de inundação dos rios tropicais como o Amazonas (IRION et al., 1997). Esses pulsos, que existem na bacia amazônica desde o Terciário (JUNK, 1989), induzem a uma sazonalidade no ciclo anual e secular entre a fase aquática e terrestre da vegetação. Na vegetação litorânea a alternância entre períodos secos e úmidos têm impactos significativos em decorrência das modificações no gradiente de salinidade, e umidade dos sedimentos (COHEN et al., 2005a).

Durante o Younger Dryas a bacia amazônica foi extremamente árida, resultado da diminuição na descarga dos rios, reduzida pelo menos 40% da encontrada atualmente (MASLIN & BURNS, 2000). Situação semelhante foi registrada, através de dados de radiocarbono, nos Andes peruanos, onde se observou a retração do gelo devido às condições mais secas. Essa retração segundo Rodbell & Seltzer (2000) esteve ligada, aparentemente, com a diminuição da precipitação na região. Depois deste período, registros de isótopos de oxigênio nos Andes venezuelanos indicaram um aumento no escoamento continental durante os últimos 10.000 anos (POLISSAR et al., 2006), e estudos paleolimnológicos na Colômbia mostraram sedimentos lacustres freqüentemente interrompidos por pulsos fluviais, que provavelmente refletem períodos de aumento na precipitação (VELEZ et al., 2006). Condições mais secas, com paisagens cobertas por savanas e um lago incipiente ainda influenciado pelo sistema de rios, caracterizaram o período entre 11150 e 9100 cal anos AP, enquanto condições mais úmidas prevaleceram entre 9100 e 7330 cal anos AP e dois períodos secos, entre 5700 – 5200 cal anos AP e 2750 – 1870 cal anos AP. Essa freqüente substituição entre períodos mais secos e úmidos causou uma competição dinâmica entre savana e floresta proporcionando ainda, freqüentes oscilações no nível do lago (VELEZ et al., 2005).

Essas mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno foram testemunhadas pelo decréscimo no nível dos lagos durante períodos secos, na Amazônia (ABSY, 1979; VAN DER HAMMEN & CLEEF, 1986) e nos Andes (MOURGUIART & ROUX, 1990), sendo que esses eventos estiveram vinculados aos ciclos de erosão-sedimentação na foz do Amazonas (MARIO & MICHEL, 1998), o qual depende *do input* oriundo dos Andes (AUGUSTINUS et al., 1989; EISMA et al., 1991). Estudos na região Amazônica indicam três estágios de evolução no sistema da Foz do Amazonas durante o Quaternário Tardio: (i) decréscimo no nível relativo do mar, provavelmente relacionado ao Último Maximo Glacial com canais de incisão; (ii) deposição e consolidação de lama durante aumento no nível relativo do mar entre Pleistoceno Tardio e Holoceno Médio, correspondendo a fase de “lago de água doce” ou a evolução de grandes áreas inundadas na Amazônia; e (iii) condições estáveis no nível do mar desde 6000 anos AP

resultando em um padrão moderno de deposição e erosão, controlado pela complexa interação dos processos fluviais e oceânicos (VITAL & STATTEGGER, 2000)

Esse sistema de interação fluvio-marinho na Amazônia favoreceu também o desenvolvimento de grandes áreas de manguezais na região norte brasileira, com aproximadamente 13,800 km² (KJERVE & LACERDA, 1993).

A sensibilidade dos manguezais e demais tipos de vegetação litorânea à salinidade e ao regime de marés tem sido determinante para estudos paleoambientais (clima e vegetação), pois seus depósitos sedimentares fornecem importantes indícios dessas variações, seja através de aspectos geoquímicos, faunísticos ou florísticos (INGRAM & SLOAN, 1992). Trabalhos utilizando dados de reflectância em sedimentos oferecem elementos significativos para interpretações paleoclimáticas (JI et al., 2001), paleolimnológicas (WOLFE et al., 2006) e paleovegetacionais (COHEN et al., 2008a). Além disso, a relação C/N (carbono/nitrogênio) fornece subsídios para a distinção de ambientes terrestres dos aquáticos, assim contribuindo para os estudos paleoambientais (KAUSHAL & BINFORD, 1999; PEREIRA et al., 2006; SIQUEIRA et al., 2006). A partir disso, registros de pólenes tem se mostrado uma importante ferramenta nas pesquisas voltadas para a reconstrução da paleovegetação (SERVANT et al., 1993; PESSENDA et al., 2005) apresentando bons resultados em ambientes costeiros.

Estudos recentes (BEHLING et al., 2001; BEHLING & COSTA, 2000; BEHLING et al., 2004; BUSH et al., 2000; COHEN et al., 2005a e 2005b; VEDEL et al., 2006, LARA & COHEN, 2008) têm contribuído para um melhor entendimento da historia paleoambiental durante o Holoceno tardio de regiões úmidas na Amazônia, em particular na Ilha de Marajó (COHEN et al., 2008b; LARA & COHEN, 2008). Portanto, a fim de completar a discussão sobre a relação entre as áreas de florestas úmidas e mudanças climáticas, este trabalho fornece dados de pólenes de amostras de sedimentos obtidos do Lago Arari, localizado na ilha de Marajó, norte do Brasil. Baseado nesses registros, este trabalho propõe mudanças na vegetação de acordo com alterações na descarga de água dos rios da região durante o Holoceno tardio.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVOS GERAIS

Este trabalho visa estudar as mudanças na vegetação ocorridas durante o Holoceno tardio nos arredores do Lago Arari – Ilha de Marajó.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificação e contagem de Pólen de três testemunhos de sedimento;
- Agrupar as assembléias de Pólen para identificação das paleovegetações (ex. manguezal, várzea, pântano, savana, restinga, floresta de Terra Firme);
- Avaliação dos índices de reflectância do testemunho do Lago Arari;
- Identificação quantitativa da relação C/N da matéria orgânica acumulada na coluna de sedimentos amostrada do Lago Arari.
- Sincronização temporal dos eventos identificados nos três testemunhos analisados através de datações por radiocarbono (AMS);

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. ESTUDOS PALINOLÓGICOS

Os trabalhos relacionados às reconstruções paleoambientais na Amazônia têm concentrado seus estudos na determinação das condições climáticas do passado que influenciaram de forma categórica a constituição florística e faunística da região. Dessa forma, o conhecimento dos ecossistemas passados através de estudo estratigráfico dos fósseis contidos nos sedimentos, fornece informações importantes para o entendimento da evolução ecológica de uma região e suas respectivas mudanças (SAIA, 2006). Dentre os fósseis significantes destacam-se os grãos de pólen, que constituem dados seguros para avaliar a presença de vegetação em determinada área, pois se depositam na superfície em locais de sedimentação favoráveis, tais como: lagos, pântanos, terrenos alagados e etc., com isso vão formando camadas estratificadas contendo informação palinológica ao longo do tempo geológico (SAIA, 2006).

Os sedimentos depositados, principalmente aqueles oriundos de lagos, podem ser constituídos por matéria orgânica de fontes autóctones através de fitoplâncton, bactérias e macrófitas aquáticas, e alóctones através de restos de plantas, pólen e etc. Por isso constituem importantes fontes para se determinar mudanças paleoambientais por apresentar, geralmente, alta resolução temporal para altas taxas de sedimentação (SAIA, 2006).

A partir de diagramas polínicos apresentados por Behling & Costa (2001) relativos ao lago do Crispim, nordeste do Estado do Pará, foi possível observar que o nível do mar referente ao ano de 7.640 AP aumentou produzindo na região depósitos orgânicos em possíveis espaços interdunares em decorrência da elevação do nível de base local, o qual permitiu a preservação dos pólen. O conteúdo polínico sugeriu a presença de uma floresta densa e variada, representada por pólen de *Symphonia*, *Virola*, dentre outros. Além disso, observaram-se resquícios de vegetação de restinga (*Byrsonima* e *Copaifera*) próximos ao local de estudo. Em 7.000 anos AP, o nível do mar tendeu a diminuir o que foi evidenciado pelo decréscimo na concentração de pólen de *Rhizophora* sp., persistindo até 6.620 anos AP, o que contribuiu para formação de áreas pantanosas com presença de pólen de *Mauritia/Mauritiella*. Oscilações do nível do mar colaboraram para a variação da extensão de área habitada pelo pântano de palmeiras entre 6.620 anos AP e 3.630 anos AP. As mudanças ocorridas no ambiente costeiro por volta de 3.630 anos AP foram atribuídas à transgressão marinha, acarretando no retorno da expansão dos manguezais. A região pantanosa vegetada por palmeiras foi substituída por pântano herbáceo, representada pela família *Cyperaceae*, além disso, floresta e restinga deram lugar aos pântanos salinos.

Na região marajoara, Behling et al (2004) estudaram dois sítios: Barra Velha e Praia do Pesqueiro. Na primeira área o estabelecimento dos manguezais ocorreu ao redor de 2.750 anos AP, com predominância de pólen de *Rhizophora*, *Avicennia* e *Laguncularia*. Contudo, a presença de taxa de floresta de terra firme, incluindo palmeiras, evidenciou que parte do local de estudo esteve coberto por floresta costeira. Pólen de ervas (Poaceae e Cyperaceae) foram encontrados em paleocanais arenosos levemente elevados. Depois de 230 anos AP, a área de estudo esteve coberta por *Rhizophora* e a floresta se tornou menos freqüente e os vestígios de restinga

permaneceram em solo arenoso. Já no segundo sítio de amostragem, a lama começou a acumular-se em 650 anos AP, havendo um predomínio de manguezais. A diferença entre as zonas é de cunho topográfico e determinante para a formação do ecossistema manguezal. A predominância de manguezais em oposição à floresta reflete um aumento no nível do mar durante o Holoceno Tardio.

No lago da Aranha (nordeste do Pará) análises polínicas e mineralógicas identificaram 3 etapas de mudanças da paleovegetação, regidas pelas flutuações do nível do mar. Os manguezais se estabeleceram há cerca de 6.850 anos AP, devido uma transgressão marinha seguida do aumento da temperatura. O rebaixamento do nível do mar e a diversidade de pólen encontrada (*Symphonia*, *Ilex*, *Mauritia*) mostraram uma vegetação de igapó há cerca de 4.140 anos AP. Uma nova fase transgressiva é descrita há aproximadamente 2.350 anos AP onde o manguezal volta a ser formado (SENNA, 2001; SENNA e ABSY, 2002).

3.2. VEGETAÇÃO DURANTE O QUATERNÁRIO

O período correspondente ao Último Máximo Glacial (UMG), no que diz respeito aos estudos paleoecológicos se concentra em duas hipóteses para explicar a diferenciação da vegetação na Amazônia. Segundo pesquisas realizadas por Haffer (1969, 1992), com a diminuição da pluviosidade, parte da bacia amazônica foi habitada durante esse período por uma vegetação mais aberta, ou seja, savanas, enquanto que as florestas fragmentaram-se em refúgios (teoria ou hipótese dos refúgios). Outros autores (VANZOLINI, 1970, 1973; PRANCE, 1973; VAN DER HAMMEN & ABSY, 1994) através de estudos florísticos e faunísticos apoiaram também essa teoria. Porém, Colinvaux et al. (1996) e Bush (2002) por meio de dados palinológicos, sedimentológicos e geoquímicos oriundos do Lago Pata, parte central da Amazônia, constataram que durante o Pleistoceno a vegetação predominante foi constituída por floresta, que sofreu o efeito do aquecimento durante períodos interglaciais o qual intermitentemente perturbaram a grande e persistente floresta (COLINVAUX et al., 2000). Contudo, manteve-se permanentemente verde com “invasões” de espécies

adaptadas às condições frias durante o período glacial (CARNEIRO-FILHO et al., 2002). Teoria esta que colidiu com a hipótese dos refúgios de Haffer.

Conforme Mayle & Beerling (2004), a determinação do tipo de floresta que habitou a Amazônia durante o UMG é difícil de ser definida, já que a maioria dos pólen só podem ser identificados até o nível de gênero e muitos gêneros amazônicos contêm espécies de diferentes ecossistemas (ex: floresta úmida, semi-decidual e savana). Além do mais, todas as espécies florestais são do tipo C_3 , o que impossibilitaria sua diferenciação através da técnica de isótopos de carbono, ou seja, não seria possível distinguir floresta úmida de floresta seca. De acordo com Pennington et al. (2000), a floresta seca esteve presente no Pleistoceno sob condições mais frias e secas. No entanto, para Mayle & Beerling (2004), a Amazônia foi vegetada por floresta no período que compreendeu o Último Máximo Glacial, proposição esta corroborada por modelos de simulação climática à partir dos dados de acúmulo de carbono.

Conforme Van der Hammen & Hooghiemstra (2000) para entender a evolução da vegetação na Amazônia durante o Quaternário é necessário recorrer a evidências anteriores a este período, ou seja, o Terciário. Os autores concluem ainda que as repetidas diminuições na temperatura assim como as reduções da pluviosidade foram responsáveis pela distribuição da vegetação e flora durante o Quaternário.

Sob o ponto de vista dos que acreditam na permanência da vegetação arbórea durante os períodos glaciais, o gênero *Podocarpus* constitui um *taxa* andino e representativo durante o UMG, presente nos registros palinológicos da região de terra firme na Amazônia, o qual evidencia que espécies típicas de florestas andinas invadiram parte da bacia amazônica, sugerindo um período significativamente mais frio (STUTE et al. 1995). Entretanto, espécies típicas de montanha permaneceram por um período curto (BUSH et al. 2004).

Através de técnicas de isótopo de carbono, Gouveia et al. (1997) estudaram o sul do Amazonas e constataram que entre 12.000 e 8.000 anos AP, a floresta ocupou a área de campo e regrediu antes de 6.000 anos AP, provavelmente devido às condições mais secas voltando a expandir-se há pelo menos 680 anos AP

As evidências provocadas pela alternância de períodos glaciais e interglaciais foram notórias tanto na região norte do Brasil como também no restante do país e da

América do Sul, carreando variações no nível do mar, precipitação, temperatura, ventos, umidade, dentre outras.

3.3. OSCILAÇÃO DO NÍVEL DO MAR

A construção de curvas referentes ao nível relativo do mar durante o Pleistoceno e Holoceno, subsidiado por paleoindicadores, tem contribuído para elucidar a história de regiões costeiras durante o Quaternário. Diante desses vários indicadores utilizados na costa brasileira, um dos mais fidedignos aplicados à região sudeste do Brasil está representado por tubos de vermetídeos, que associados a paleoníveis marinhos apresentaram valores que variaram de + 2,10m e + 0,20m acima do nível do mar atual (ANGULO et al., 1999). No litoral paranaense constatou-se que durante o Pleistoceno tardio o nível do mar esteve 4 metros acima do atual, já no Holoceno através da datação dos tubos de vermetídeos pôde-se concluir que a altura máxima do nível do mar ocorreu entre 5.370 e 4.630 anos AP (ANGULO et al., 2002). Portanto, a região costeira brasileira apresenta tendências na oscilação desse nível, tendo um máximo aumento durante o Holoceno Médio e um subsequente decréscimo nos tempos atuais (ANGULO et al., 2006).

Na região norte do Brasil o Rio Amazonas tem apresentado grande importância no que diz respeito a descarga de sedimentos finos nas águas do golfo Marajoara. Parte considerável desse sedimento argiloso é devolvida para os estuários e margens de alguns rios de grande porte, formando um leque de lama em frente de Marajó, deixando assim, disponível para a ação das marés. Essa disponibilidade de sedimento fino favorece o aparecimento ou formação dos ecossistemas de manguezais, os quais são encontrados no Amapá e no litoral Pará-Maranhão (AB'SABER, 2002). A natureza dessa lama reflete a mudança climática na bacia amazônica (PUJOS et al., 1996), tendo os manguezais como ambientes altamente susceptíveis às flutuações climáticas (GORNITZ et al., 1991).

Porém, para compreender melhor a dinâmica costeira na Amazônia é necessário recorrer a alguns acontecimentos passados, os quais foram e continuam sendo determinantes para a mudança da paisagem ambiental.

Dentre os fatores que possibilitaram o aparecimento ou desaparecimento de algumas feições amazônicas, tem-se a oscilação do nível do mar. Durante um período de 23 e 13 mil anos A.P., o nível dos mares baixou 100 metros aproximadamente. Nesse momento, o clima da Amazônia apresentava precipitações menores que as atuais, o que provocou uma redução do volume do rio. Isso possibilitou a formação de terraços devido à erosão regressiva (AB'SABER, 2002).

A partir de 12.700 anos A.P. o nível do mar voltou a oscilar, dessa vez subindo aproximadamente 3 metros acima do atual dando origem a um largo canal nas proximidades de Marajó. Essa variação permitiu o início dos processos de sedimentação e conseqüentemente a constituição dos campos inundáveis de Marajó (AB'SABER, 2002).

Entre o período de 8.000 e 7.000 anos AP o aumento do nível do mar alcançou níveis modernos na região de Caxiuanã (norte do Brasil). A alta energia do Rio Curuá mudou, sendo que pólen e esporos continuaram a depositar-se sobre os pântanos. O período anterior a 7.030 anos AP foi caracterizado pela transição do sistema fluvial passivo para floresta amazônica de terra firme bem drenada, com presença de áreas de várzea e igapós (BEHLING & COSTA, 2000).

Durante o Holoceno, por volta de 5 e 6 mil anos A.P. o nível do mar atingiu 3 metros acima, devido o *optimum climático*, o que favoreceu a entrada de água marinha para as terras ocidentais marajoaras (AB'SABER, 2002). A porção oriental da ilha sofria forte atuação abrasiva, preparando assim a plataforma baixa que viria receber a sedimentação mais recente que caracteriza a região dos campos submersíveis de Marajó. Do mesmo modo, os campos submersíveis, o Lago Arari, os igarapés apresentam-se de forma diferenciada, sob condições climáticas quentes e muito chuvosas (AB'SABER, 2002). Na região bragantina, a leste da Ilha de Marajó, os manguezais tiveram surgimento (norte do Brasil) em 5.100 anos AP tendo desaparecido devido continuada agradação e/ou devido a diminuição do nível relativo do mar. Em substituição, a vegetação herbácea se constituiu ao redor de 400 anos AP, sendo representado pelas famílias Cyperacea e Poaceae (COHEN et al., 2005b).

Baseado nos perfis de pólen da Ilha de Marajó (Norte do Brasil), entre 1.854 e 740 anos AP ocorreu uma tendência para a expansão dos manguezais e encolhimento

da floresta tropical Amazônica. A contínua expansão dos manguezais durante o intervalo de tempo de 740-230 anos AP sugere um aumento no nível relativo do mar. Depois de 230 anos AP, a área de estudo foi predominantemente coberta por manguezais dominados por *Rhizophora* sp. e a floresta Amazônica se tornou menos freqüente, enquanto algumas áreas de restinga e de ervas permaneceram (BEHLING et al., 2004).

3.4. CLIMA DURANTE O QUATERNÁRIO

Existem várias evidências geológicas que comprovam a oscilação do clima durante períodos remotos. O último máximo glacial - UMG (aproximadamente 21.000 anos atrás) corresponde a um desses períodos, sendo observado durante o Pleistoceno.

Há um consenso entre a comunidade científica de que as condições climáticas estavam mais frias durante o último máximo glacial, porém no que diz respeito à magnitude desse evento no mundo ainda não está totalmente esclarecida. Alguns dados demonstram um clima mais frio e úmido (HARRIS & MIX, 1999), outros admitem condições mais frias e secas (TURCQ et al., 2002; COOK & VIZY, 2006). Amostras de sedimentos da América do Sul mostram variabilidade estratigráfica em termos da deposição de matéria orgânica e pela ausência de sedimentos durante o UMG (LEDRU et al., 1998; HEINE, 2000; BAKER et al., 2001; CARNEIRO FILHO et al., 2002.). Essa lacuna sedimentar foi resultado de um extremo climático, que provocou uma modificação no funcionamento da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), responsável por uma forte redução na precipitação da floresta amazônica no Brasil (SIFEDDINE et al., 2001). Essa alteração do ZCIT foi resultado da diminuição na temperatura média anual em 5° C sendo responsável ainda pelas mudanças climáticas ocorridas durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno na América do Sul (IRIONDO, 1999, BEHLING, 2002, ARAÚJO et al., 2006, SIFEDDINE et al., 2003).

A partir do registro polínico da Lagoa da Curuçá, localizado na região amazônica, foi possível verificar que durante o glacial tardio (11,500 – 10,000 anos A.P.) a floresta tropical era alta e densa. A presença de *Podocarpus* sugeriu um clima mais frio em

baixas latitudes durante este período (BEHLING, 1998). Resultados semelhantes foram encontrados por Ledru (2001) e Sifeddine et al. (2003), o qual estudando amostras da Lagoa do Caço – Maranhão, constataram que a presença de *Podocarpus* comprovava o período frio e úmido na Amazônia além de outras regiões equatoriais da América do Sul depois do Ultimo Maximo Glacial (ca 13,000 – 12,500 anos AP). Esse mesmo lago foi estudado por Pessenda et al. (2005) o qual constatou através de isótopos de carbono dos solos (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C), mudanças nas condições climáticas no período que compreendeu de 10.000 – 4.000 anos AP. Essa variação do clima foi atribuída a mudança latitudinal que estaria relacionada com a intensidade e o deslocamento da ZCIT. Na latitude 10°N, o clima foi bastante úmido entre 10.000 e 7.000 anos AP e progressivamente seco depois de 7.000 anos AP. Porém na latitude 10° – 20°S, o clima seco encontrava-se entre 10.000 e 7.000 anos AP, tornando-se mais úmido entre 7.000 – 5.500 anos AP e muito seco entre 5.500 e 4.000 anos AP. A 5°S o período seco e paisagem aberta predominaram entre 10.000 a 6.000 – 5.000 anos AP, tornando-se progressivamente mais úmido depois de 4.000 anos AP.

Durante o Quaternário tardio, dados de pólen oriundos da região central da Amazônia Colombiana foram importantes para a determinação das mudanças no sistema de drenagem nos terraços mais baixos da bacia do rio Caquetá. Esse fator pode estar relacionado com a dinâmica do vale do Rio Caquetá, assim como a mudança do clima, devido à diminuição da precipitação e redução da descarga dos rios (BEHLING et al., 1999). Ainda na região Colombiana, Behling e Hooghiemstra (1999) examinaram o registro de pólen da Laguna El Pinal e Laguna Carimagua, e constataram na primeira, uma predominância de vegetação do tipo savana durante o Quaternário Tardio. Do período compreendido entre UMG até 10.690 anos AP, as condições climáticas observadas na área de estudo foram secas, o que indica uma precipitação anual mais baixa, em oposição à estação seca anual longa. Durante o Holoceno, verificaram-se condições mais úmidas na Laguna El Pinal e no início do registro polínico da Laguna Carimagua em 8.270 anos AP.

Absy (1985) observou entre os anos de 4.000 e 2.100 AP e ao redor do ano de 700 (1200DC) grandes variações de precipitação que causaram a redução do volume dos rios amazônicos com mudanças significativas na fauna e flora.

Registros de carbono são também empregados na determinação do clima do passado. Conforme Turcq et al. (2002) o clima global da Amazônia foi mais frio e a concentração de CO₂ atmosférico era 30% menor, o qual foi responsável pela redução do ciclo hidrológico. A partir do acúmulo de carbono orgânico em cinco lagos na Amazônia foi possível relacionar o total desse carbono com o clima durante o Holoceno. Constatou-se então que o baixo acúmulo de carbono favorecia um clima mais seco (Holoceno Inferior-Médio), enquanto que no Holoceno Superior o clima mais úmido era caracterizado pelo aumento do acúmulo de carbono (TURCQ et al., 2002b).

Carneiro-Filho et al. (2002) constatou um clima seco no nordeste amazônico durante a transição do Pleistoceno tardio para o Holoceno. Essa verificação foi possível devido aos registros de dunas eólicas na área de trabalho. Essa transição foi também registrada por Absy et al. (1991), através de dados palinológicos na região sudeste da Amazônia.

A alternância entre condições secas e úmidas ocorridas na região bragantina, em decorrência da oscilação do nível do mar tem sido um fator importante para a migração dos manguezais (COHEN et al., 2005a). Os autores, através da integração de dados palinológicos e estratigráficos, identificaram características do regime de inundação da citada área de estudo durante o último milênio. Verificaram que apesar da possível influência da subsidência, durante o Quaternário, o registro apontado no trabalho destaca a possível ligação entre dois períodos secos (entre 1.130 anos AP e 1.510 anos AP e ainda a partir de 1.510 anos AP respectivamente), ocorridos em Bragança nos últimos 1000 anos. Estes períodos podem ser temporalmente correlacionados com a pequena idade do gelo (LIA).

O mesmo período foi estudado por Cioccale (1999) na Argentina, onde determinou mudanças climáticas globais. O período medieval quente influenciou o clima úmido na região e os glaciares andinos retraíram-se. Em contrapartida durante a pequena idade do gelo o clima foi semi-árido para árido e os glaciares andinos avançaram.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. LOCALIZAÇÃO

A ilha de Marajó localiza-se no extremo norte do Estado do Pará fazendo limites com o Estado do Amapá, Oceano Atlântico, Rio Pará e Baía do Marajó perfazendo uma área total de 59.308,40 km², o que corresponde cerca de 4,7% do Estado (LIMA et al., 2005). A ilha situa-se na foz do Rio Amazonas separando os estuários do Amazonas e Pará-Tocantins, o qual recebe uma descarga de aproximadamente 200.000 m³/s (VITAL, 1988).

Os locais de amostragem dos testemunhos encontram-se na microrregião do Arari, mais especificamente no município de Santa Cruz do Arari (S 00°39'48"/W 49°10'30"), com altitude de 6 metros (VITAL, 1988). Sua população estimada em 2007 era de 5.921 habitantes (IBGE, 2008), com uma área de 1.075 km². A coleta das amostras foi obtida do Lago Arari (figura 01). Segundo Vital (1988) e Rossetti et al. (2007) o lago possui característica alongada Norte-Sul formando uma bacia de 1.900 km² circundada por elevações de aproximadamente 4 a 6 m. Seu volume d'água tem sido estimado em 600 x 10⁶ m³, com profundidade de 7m durante estações úmidas. Durante períodos secos, há uma redução no volume d'água de 60%, ressecando durante estações secas prolongadas. Ao sul encontra-se uma ligação com o Rio Arari, o qual deságua a sudeste na baía do Marajó.

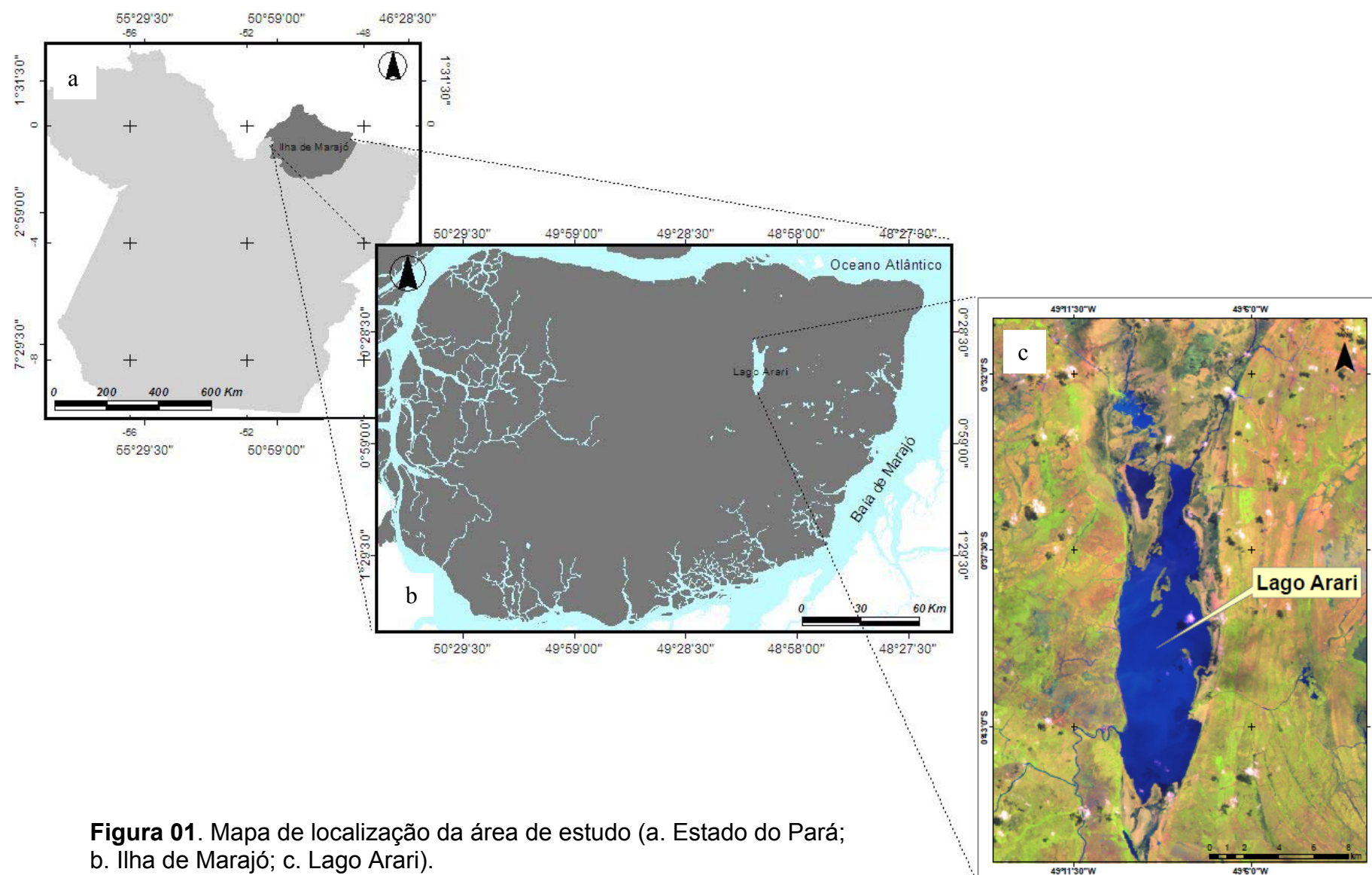


Figura 01. Mapa de localização da área de estudo (a. Estado do Pará; b. Ilha de Marajó; c. Lago Arari).

4.2. CLIMA

Segundo a classificação de KOPPEN, o qual se baseia nos valores da temperatura anual, precipitação anual e temperatura média do mês mais frio, o clima predominante na ilha de Marajó são Af (clima tropical úmido, com precipitação média menor ou igual a 60 mm) e Am (clima tropical úmido de monção, com precipitações inferiores a 60 mm). A pluviometria na região central da ilha é de 2,500 – 3,000 mm/ano⁻¹, sendo que 90% concentra-se entre os meses de janeiro e julho.

A temperatura média gira em torno de 25°C a 29°C, tendo variação de acordo com o tipo de vegetação e topografia do terreno. Nas regiões ocidentais há predominância de campos ou savanas topograficamente mais elevados, contribuindo para o aumento da temperatura média para 27,3°C, já em regiões mais baixas onde a floresta prevalece, a temperatura média é de aproximadamente 25,7°C.

A vegetação também se torna um parâmetro para a variação da evaporação e evapotranspiração, oscilando de 1100 a 1900 mm. Além disso, os ventos nas regiões florestadas são menores do que em áreas de campos devido às barreiras naturais.

4.3. HIDROGRAFIA

A hidrografia da região é bastante dinâmica e constituída de um emaranhado de furos, paleocanais, canais recentes, lagos, igarapés, baías, paranás, meandros abandonados dentre outros (figura 02).

A rede de drenagem da porção oeste da ilha é denominada de "Região dos Furos de Breves", por apresentar inúmeros furos e igarapés. Já na porção leste, a drenagem é esparsa e constituída de rios na sua maioria de caráter temporário. A parte central da ilha é representada pelo Lago Arari, que atua na recepção da precipitação durante os primeiros meses do ano (BEMERGUY, 1981). Nesse período de alta precipitação ocorrem enchentes anuais provenientes, principalmente, da baixa permeabilidade do solo e da topografia (VITAL, 1988).

Segundo dados da OEA (1974) a Bacia do Arari é dividida em três sub-bacias, sendo que as duas primeiras formam o Lago Arari e Santa Cruz e a terceira possui um declive até a Baía do Marajó. O Lago tem conexão com o oceano Atlântico mais a norte pelo canal das tartarugas, e a sul pelo Rio Arari, o qual desemboca na Baía do Marajó. O referido canal foi aberto para suprir a deficiência da drenagem por conta do seu desnível em relação ao lago e ainda estimular uma interligação com a região costeira (VITAL, 1988).

MAPA HIDROGRÁFICO

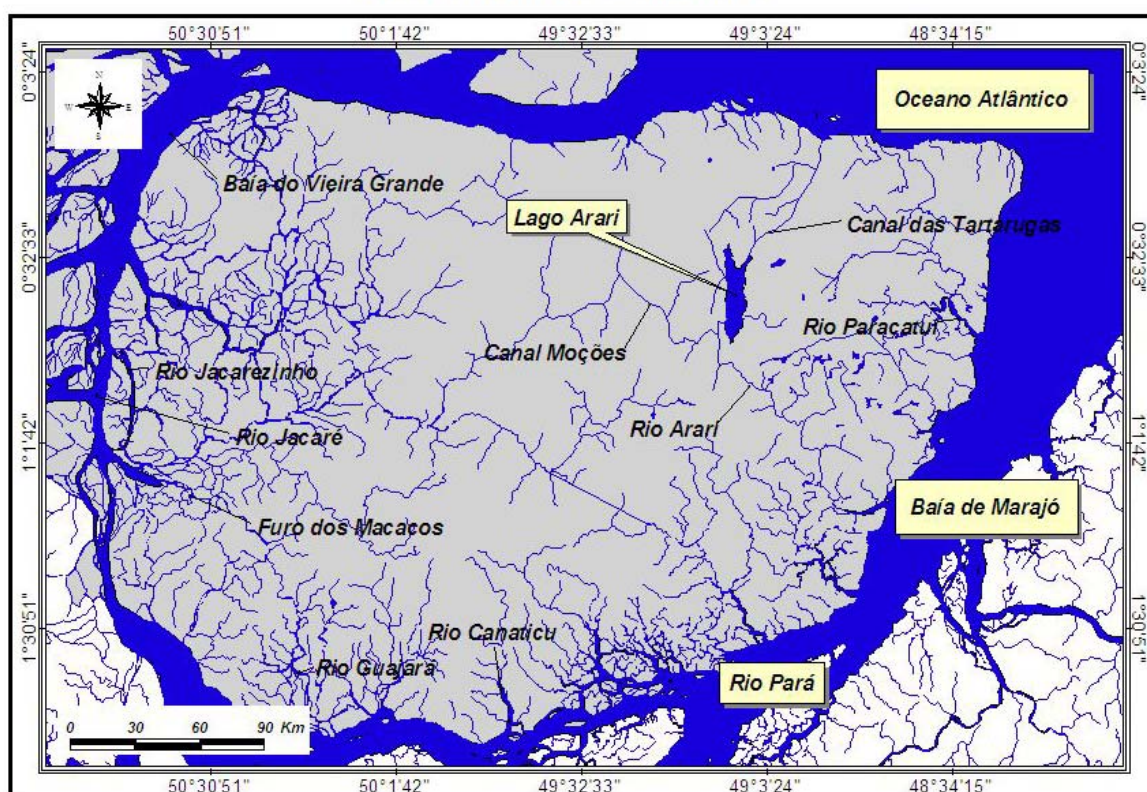


Figura 02. Mapa hidrográfico da ilha de Marajó identificando os rios de Jacarezinho, Jacaré, Guajará e Canaticu, Furos dos Macacos e Baía do Vieira Grande a oeste da ilha e rios Arari, Pará e Paracaiu, Canais das Tartarugas e Moções e Baía de Marajó a leste da ilha de Marajó (Fonte: IBAMA, 2007).

4.4. GEOLOGIA

A Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas localiza-se a oeste da margem equatorial brasileira, aproximadamente entre as coordenadas geográficas 52° e 46°W e 0° e 5°N (SCHALLER et al., 1971). Limita-se a noroeste com o platô de

Demerara na Guiana Francesa e a sudeste com a Bacia Pará–Maranhão, na parte oeste da Ilha de Santana. Ao sul é limitada pelo Graben de Mexiana, que a liga ao Graben de Limoeiro, ambos pertencentes à Bacia de Marajó, a qual possui espessura total de mais de 16.000 m, sendo constituída pelas megassequências pré-rifte, sinrifte e pós-rifte (REZENDE & FERRADAES, 1971). O rifte do Marajó apresenta, em planta, uma geometria em forma de colher, com alongamento geral seguindo a direção NW-SE. A borda falhada localiza-se na margem oeste, e a flexural, na margem leste da bacia. Esta pode ser subdividida em três sub-bacias com elongações distintas de norte para sul (figura 03): Mexiana (NE-SW), Limoeiro (NW-SE) e Cametá (WNW-ESSE), formando assim a típica geometria de meia-lua da bacia. Ao sul do gráben de Cametá ocorre o pequeno gráben de Mocajuba (NNW-SSE), como uma pequena divergência da direção de ruptura principal, que nesta extremidade tendeu a seguir a Faixa Gurupi para leste (ZALÁN & MATSUDA, 2007).

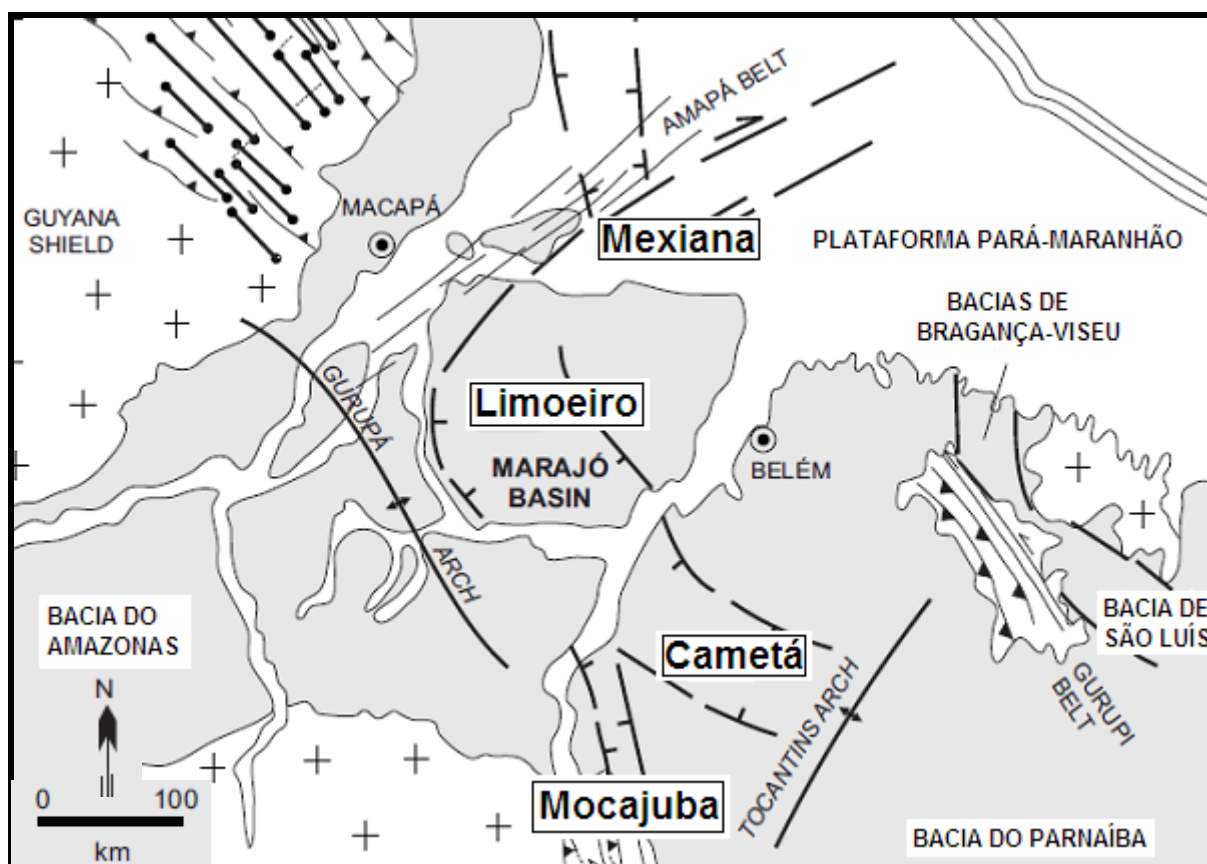


Figura 03. Cenário tectônico simplificado do norte do Brasil com ênfase no Rifte do Marajó. Modificado de Costa et al., 2002.

A sedimentação da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas teve início no Cretáceo com as Formações Jacarezinho e Limoeiro, compostas por conglomerados e arenitos respectivamente, e no Terciário a Formação Marajó constituída de arenitos, argilitos e folhelhos e a Formação Amapá de carbonatos. Do Mioceno ao Holoceno, apareceram os sedimentos clásticos do Grupo Pará, constituídos de areias, siltes e argilas. (SCHALLER et al., 1971).

O Grupo Pará é subdividido em Formações Tucunaré e Pirarucu. Segundo alguns trabalhos (VITAL, 1988; COSTA et al., 1996 ROSSETTI et al., 2007), os depósitos dessas formações são equivalentes em idade à Formação Barreiras e sedimentos pós-Barreiras. Conforme Galvão (2004), os sedimentos da Formação Barreiras presente na Bacia do Marajó apresentam depósitos de planícies costeiras típicas de toda a margem litorânea brasileira, tabuleiros constituídos de intercalações de arenitos e argilitos mosqueados, e que engrossam para o norte, em direção à parte submersa do Subgráben de Mexiana, em um processo de migração da deposição para o mar, sendo totalmente controlados pela subsidência térmica da margem continental amapaense. Para oeste, interdigita-se com depósitos arenosos similares aos da Bacia do Amazonas. A Formação Tucunaré é formada exclusivamente por areias inconsolidadas, que repousam concordantemente sobre a Formação Barreiras.

O Lago Arari está localizado ao longo de uma grande depressão norte-sul conectada à Bacia de Mexiana (AZEVEDO¹, 1991 *apud* ROSSETTI et al., 2007b). Essa área é dominada por depósitos Quaternários relacionados à última fase de deposição da sucessão Tucunaré-Pirarucu (VITAL, 1988).

3.4.1. CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS DO LAGO ARARI

Em termos geológicos existem trabalhos de significativa importância na região da ilha de Marajó (RADAM, 1974; BEMERGUY, 1981; TANCREDI et al., 1986; VITAL, 1988; COSTA et al., 2002; BEHLING et al., 2004; FRANÇA & SOUZA FILHO, 2003; FRANÇA et al., 2007). No que diz respeito ao Lago Arari, localizado na porção

¹ AZEVEDO, r. p. Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins. ph.d. dissertation, university of london, london, u.k. 1991.

leste da ilha de Marajó, pouco se sabe, sendo representado pelos estudos de Bemerguy (1981), Porsani, (1981), Vital (1988), Rossetti et al., (2007) e Rossetti & Valeriano (2007).

Segundo Riccomini et al., (2000) e Suguio (2003), os lagos são corpos d'água parados, em geral doces, ocorrendo em alguns casos lagos com água salina ou hipersalina, que possuem extensões maiores que 0,1 km², localizados em depressões, não apresentando conexão com o mar.

A flutuação da lamina d'água está intrinsecamente relacionada com o balanço hidrológico, que corresponde à interação entre a precipitação e evaporação (RICCOMINI et al., 2000).

A formação dos lagos é explicada por circunstancias geológicas, podendo ser de origem glacial, recuo da lamina de gelo e ainda pela ação da atividade tectônica (WILLIAMS, 1993). Neste caso, a origem do Lago Arari foi sugerida no trabalho de Rossetti et al. (2007), tendo sua formação regida por processos tectônicos. Segundo Porsani (1981), características geomorfológicas indicam que a região oriental da ilha foi ocupada por um lago de grandes dimensões. Os indícios que comprovam essa teoria correspondem às estruturas lineares deixadas na margem leste do lago Arari e que são denominadas pelo autor como “linhas de praias” (figura 04).

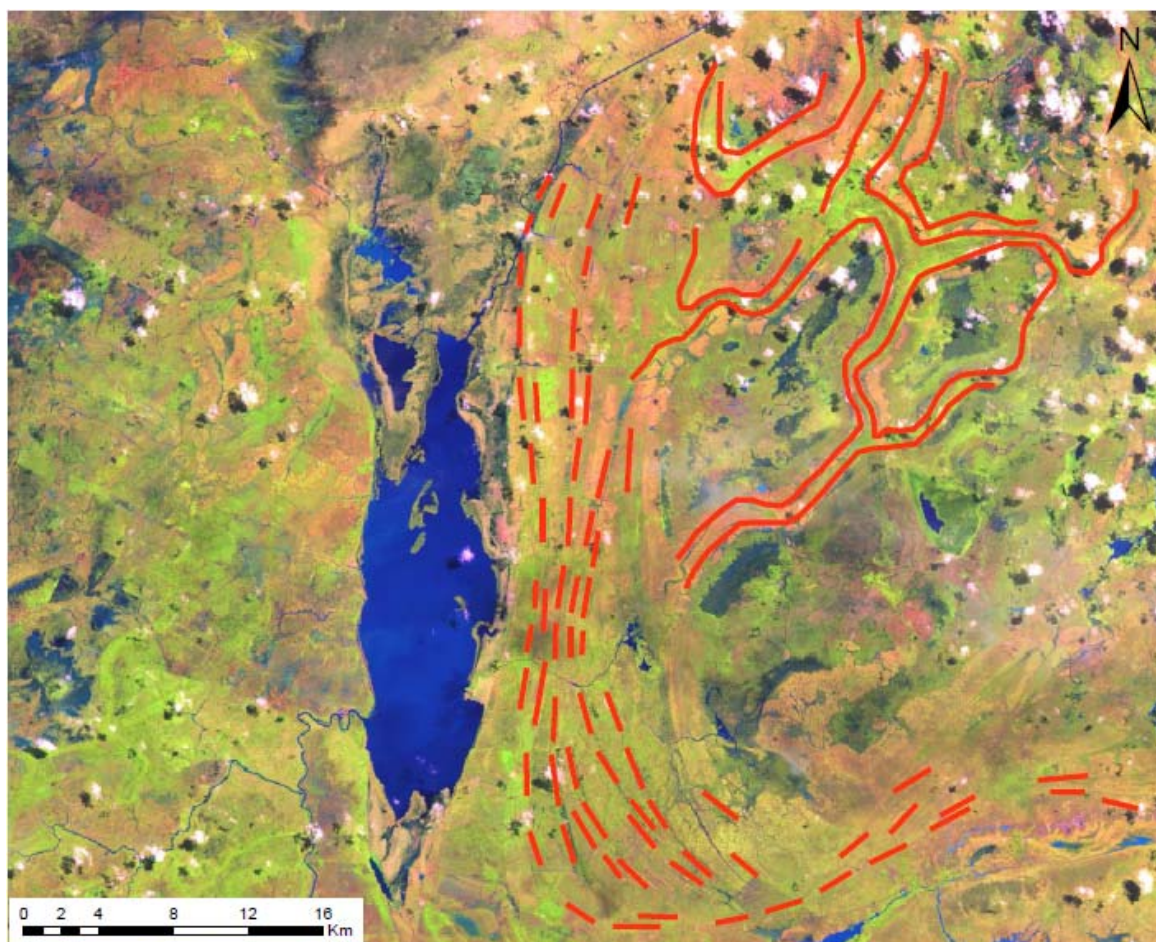


Figura 04. Características geomorfológicas presentes na porção leste do Lago Arari. As linhas pontilhadas correspondem às “linhas de praia” citada por Porsani (1981), e as linhas contínuas indicam antigos canais de drenagem.

A determinação da história dos lagos pode ser representada através de feições geomorfológicas observadas em fotografias aéreas ou imagens de satélite. Existem ainda, outras formas de se obter a história dos lagos, como através do exame de registros sedimentares, paleontológicos, dentre outros (WILLIAMS, 1993).

A seqüência estratigráfica do lago Arari apresenta sedimentos de origem Quaternário, representados pela sucessão Tucunaré-Pirarucu (figura 05 compilada de ROSSETTI et al., 2007). Os sedimentos em suspensão e depositados no lago são originados dos cursos d’água, trazidos pelas marés, através da erosão pluvial de área externa e ainda com menor efeito, pela erosão marginal provocada pelas correntes superficiais. A parte oriental da ilha de Marajó é recoberta por sedimento argiloso, o qual sustenta inúmeras feições geomorfológicas. As variadas formas

sinuosas e meandantes presentes na porção a direita do Lago Arari são bastante expressivas (figuras 06a, 06b). De acordo com Vital (1988), foram identificados quatro grupos de argilo-minerais: caulinita, illita, esmectita e clorita. Esses são encontrados tanto em sedimentos de fundo como em suspensão mecânica. Além do mais, existe uma quantidade razoável de matéria orgânica no sedimento de fundo. A interpretação que a autora admite em seu trabalho sobre os argilo-minerais está relacionada com a origem do sedimento, tais como: terrígenos, aloquímicos e ortoquímicos.

Os sedimentos lacustres recebem material orgânico de duas fontes: alóctones ou autóctones. Na primeira, o sedimento sofre transporte mecânico onde é depositado em outro ambiente, como restos vegetais (plantas, pólen e outros), já na segunda, o sedimento se formou no mesmo lugar onde foi depositado, tendo sua origem puramente química e/ou biológica (GIANNINI & RICCOMINI, 2000).

Desse modo, os sedimentos lacustres são de grande importância para a documentação paleoambiental, já que possuem alta taxa de sedimentação em um determinado período de tempo (SAIA, 2006).

Idade			Litoestratigrafia	
			Subsuperfície	Superfície
Quaternário			Formações Pirarucu/Tucunaré	Sedimentos Pós-Barreiras
Terciário			Formação Marajó	Formações Pirabas/Barreiras
Cretáceo	Superior	Maestrichtian	Formação Limoeiro	
		Campanian		
		Santonian		
		Coniacian		
		Turonian		
		Cenomanian		
		Inferior		
	Aptian			

Figura 05. Seqüência estratigráfica da ilha de Marajó compilado de Rossetti et al., 2007



Figura 06a. Meandros e formas sinuosas da porção leste da ilha de Marajó.



Figura 06b. Meandros e formas sinuosas da porção leste da ilha de Marajó.

4.5. GEOMORFOLOGIA

A planície da foz do rio Amazonas submete-se a inundações periódicas pelas chuvas ou pela cheia dos rios, os quais estão sob influencia da maré (TANCREDI, 1986).

Segundo Bemerguy (1981) o relevo da ilha de Marajó é constituído de duas unidades morfoestruturais e apresentam três características geomorfológicas diferentes: planícies fluviais colmatadas, na porção leste da ilha; as planícies fluviais em processo de colmatagem, a oeste (figura 07), e na região central as superfícies pediplanadas. Conforme Franzinelli (1990), o litoral norte da ilha apresenta relevo plano sendo interrompido apenas por cordões litorâneos situados próximos à linha de costa ou um pouco para o interior, com alturas máximas de 4 metros. A ilha de Marajó segundo Guerra² (1956 apud Bemerguy, 1981) apresenta topografia bastante plana, com níveis de altitudes variando entre 20 e 4 metros (figura 08 e 09). Vários paleocanais testemunham a evolução da planície fluvio-lacustre e indicam na margem leste do lago Arari, uma paleodrenagem dirigida para o oceano (figura 09), sendo esse lago apenas o remanescente de um lago de muito maior expressão (VITAL E FARIA JR., 1990).

² GUERRA, a. t. 1956. Terrasses e pointes dans l'île de marajó. in: premier rapport congrés international de géographie, 18. Rio de Janeiro, v. 5 p. 65-69.

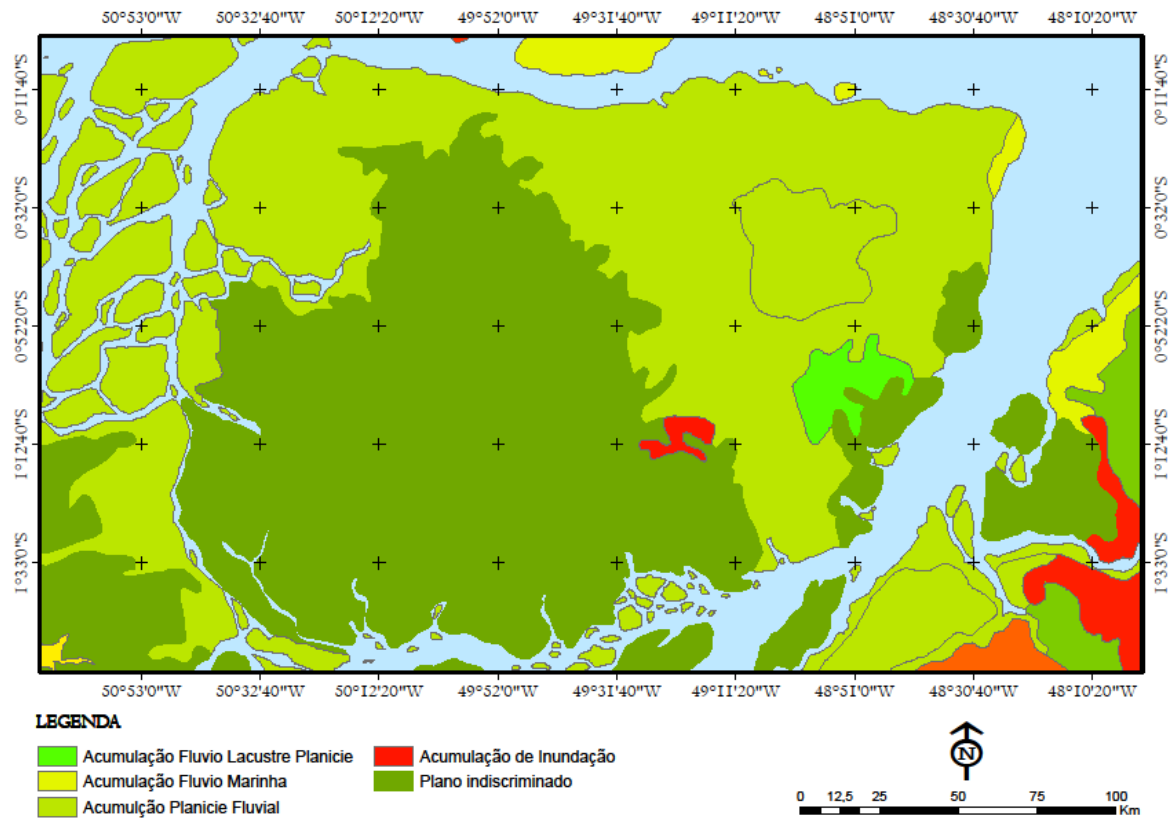


Figura 07. Mapa Geomorfológico. (Fonte: IBAMA, 2007)

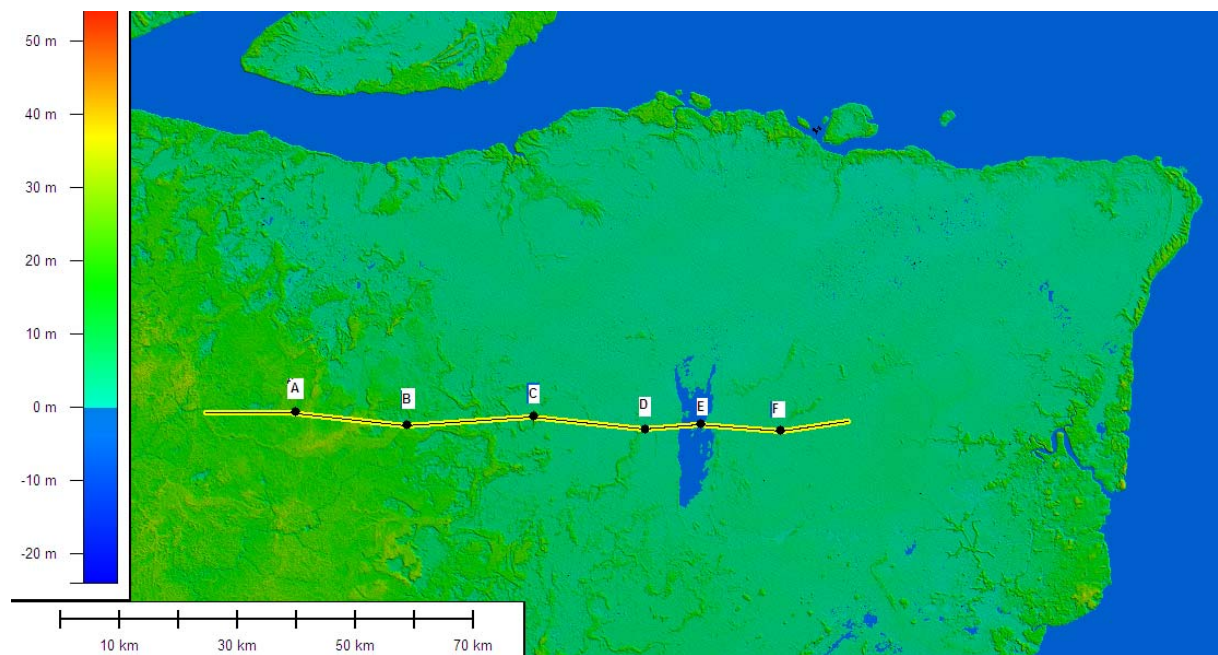


Figura 08. SRTM da ilha de Marajó evidenciando a altimetria do terreno.

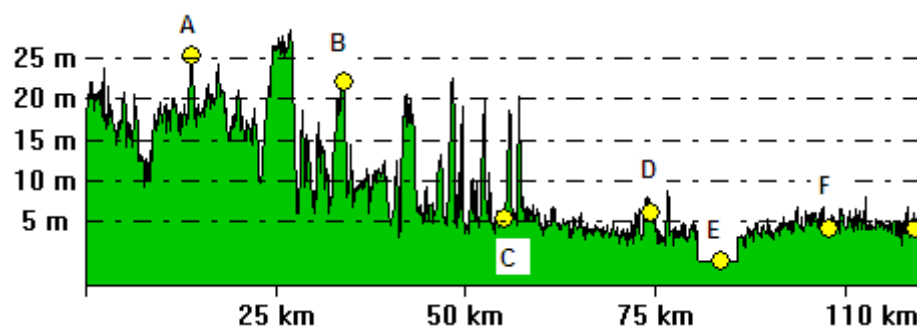


Figura 09. Perfil topográfico com base em dados SRTM localizados na região oeste (A, B e C correspondem a vegetação de Floresta e D refere-se à vegetação de campos), e leste (F corresponde a vegetação de campos) da Ilha de Marajó incluindo o Lago Arari (E).

4.6. VEGETAÇÃO

A ilha de Marajó apresenta praticamente dois grupos vegetacionais, o primeiro ocupando a porção ocidental da ilha, caracterizada pela presença de floresta tropical úmida. Na porção oriental, encontram-se dispersos os campos ou savanas. É possível observar ainda outros grupos habitando áreas isoladas da ilha (figura 10). As unidades vegetacionais estão distribuídas dentro de um específico padrão topográfico (tabela 01) segundo Cohen et al (2008b).

O levantamento realizado pelo Instituto de Desenvolvimento Econômico-Social (IDESP) em 1973 destaca cinco formações vegetais: manguezal, vegetação de várzea, campos naturais, floresta tropical pluvial de terra firme e floresta secundária de Inajá. Com o auxílio de fotointerpretação e visita de campo, o trabalho pôde detalhar cada formação.

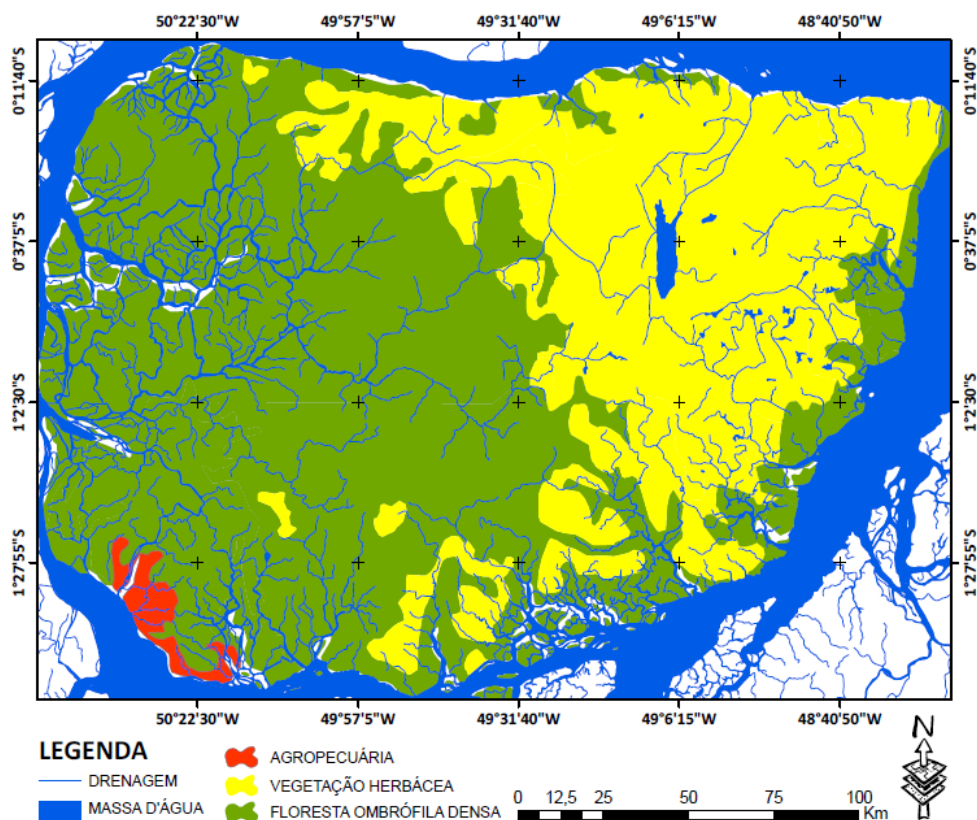


Figura 10. Mapa da vegetação (Fonte: IBAMA, 2007)

Tabela 01. Principais unidades vegetacionais na área de estudo de acordo com COHEN et al. (2008b)

Unidades	Principais taxa
Floresta de Terra Firme), localizada na porção oeste da ilha de Marajó.	<i>Parkia pendula</i> , <i>Dinizia excelsa</i> (Mimosaceae), <i>Symphonia</i> sp. (Clusiaceae), <i>Virola</i> sp. (Myristicaceae), <i>Cecropia</i> sp. (Moraceae), <i>Bertholletia excelsa</i> (Lecythidaceae), <i>Tapirira guianensis</i> (Anarcadiaceae)
Várzea, localizada próxima à Baía de Marajó, porção leste da ilha.	<i>Alchornea</i> sp. (Euphorbiaceae), <i>Euterpe oleracea</i> , <i>Mauritia fluviatilis</i> , <i>Pouteria</i> sp., <i>Coccoloba</i> sp. (Polygonaceae), <i>Genipa americana</i> (Rubiaceae), <i>Macrolobium</i> sp., <i>Ormosia</i> sp., <i>Spondias mombim</i> , <i>Bombax munguba</i> .
Vegetação Herbácea, situada na porção leste da ilha de Marajó.	<i>Paspalum repens</i> , <i>Panicum laxum</i> , <i>Hymenachne amplexicaule</i> (Poaceae), <i>Eleocharis</i> sp., <i>Eleocharis emarginata</i> , <i>Eleocharis intesticta</i> , <i>Eleocharis mutata</i> (Cyperaceae), <i>Cabomba aquatica</i> .
Restinga	<i>Vigna luteola</i> (Fabaceae), <i>Ipomoea asarifolia</i> (Convolvulaceae), <i>Anacardium occidentale</i> , <i>Chrysobalanus icaco</i> ,
Manguezais, localizados na região costeira da ilha de Marajó.	<i>Rhizophora mangle</i> e <i>Avicennia germinans</i>

4.6.1. CAMPOS

Os campos foram identificados em função das inundações (MIRANDA NETO, 1976), tendo como famílias representantes Poaceae e Cyperaceae. As espécies de Poaceae são: *Panicum laxum* Sw, *Hymenachne amplexicaulis* (Rudge) Nees, *Oriza alta* Swallen e *Leersia hexandra* Sw. Como representantes da família Cyperaceae destacam-se: *Rhynchospora barbada* (Vahl) Kunth Enum, *Fimbristylis miliacea* (Vahl) Enum, *Cyperus nodosus* Wild, *Eleocharis mutata* R. Br., *Eleocharis mutata* R. Br., *Rhynchospora cephalotes* (Vahl) e *Rhynchospora hirsuta* (Vahl). Os campos cerrados apresentam em consorciação com as gramíneas as espécies: *Curatella americana*, *Salvertia* sp., *Bowdichia virgilioides*, *Roupapa montana*, *Qualea grandiflora*, *Vitex flavens*, *Palicourea rígida*, *Byrsonima crassifloia*, *Byrsonima verbascifolia*, *Protium heptaphyllum* e *Jatropha urens*.

A região dos campos (figura 11) é constituída por pequenas “ilhas” de vegetação arbustiva, apresentando a mata ciliar rodeando os rios e mangues na zona costeira (VITAL, 1988).



Figura 11. Campos



Figura 11. Campos

3.6.2. MANGUEZAIS

O Rio Amazonas descarrega um grande volume de sedimentos finos nas águas do golfo Marajoara. Uma parte considerável desse sedimento argiloso é devolvida para os estuários e margens de alguns rios de grande porte, formando um leque de lama em frente de Marajó, deixando assim, disponível para a ação das marés. Essa disponibilidade de sedimento fino favorece o aparecimento ou formação dos ecossistemas de manguezais, os quais são encontrados no Amapá e no litoral Pará-Maranhão (AB’SABER, 2002). Segundo Mendes (2005), as regiões ocupadas por *Rhizophora sp.* apresentam sedimentos mais fluidos e com maior concentração de argila, devido o tipo de sistema radicular atuar como uma “rede” ou “grade”, os quais reduzem as correntes favorecendo a sedimentação. Já as zonas de ocorrência da *Avicennia*, o substrato encontra-se mais consolidado em função do aumento da concentração de silte, e da elevação do componente topográfico em direção ao continente.

A vegetação da costa norte do Pará e Maranhão conforme Menezes et al. (2008) é formada por espécies características de manguezais (figura 12) contabilizando 6 espécies arbóreas exclusivas desses ecossistemas, tais como: *Rhizophora mangle*, *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora harrisonii*, *Avicennia germinans* e *Laguncularia racemosa*. Esses ambientes são determinados pela influencia marinha, ocupando as planícies lamosas (SOUZA FILHO et al., 2005). Constitui ecossistemas sensíveis a oscilação do nível do mar e, portanto indicativos dessa variação (BEHLING et al., 2001; COHEN et al., 2005a; 2005b).



Figura 12 . Manguezais.

3.6.3. FLORESTA DE VÁRZEA

As florestas de várzea (figura 13) estão localizadas nas planícies de inundação e ao longo dos rios (ALMEIDA et al., 2004; GAMA et al., 2005; N-BARBOSA et al., 2007, QUEIROZ et al., 2007). As principais representantes deste tipo vegetacional são: *Euterpe oleraceae*, *Virola surinamensis*, *Hura creptans*, *Carapa guianensis*, *Licania macrophylla* e *Symphonia globulifera* (IDESP, 1973).



Figura 13. Composição florestal evidenciando as palmeiras.

3.6.4. FLORESTA TROPICAL PLUVIAL

A floresta tropical pluvial ou chuvosa (BEMERGUY, 1981) recobre a porção ocidental da ilha, a família Fabaceae se destaca no meio das árvores altas, ao lado de espécies características das áreas inundadas.

3.6.5. FLORESTA DE TERRA FIRME

A Floresta de terra firme representa quase 90% das formações vegetacionais encontradas no Brasil, correspondendo o ecossistema de maior expressividade e de grande complexidade na composição e distribuição das espécies (ARAUJO et al., 1986). Apresentam espécies de copa vistosa, provocando o sombreamento do solo, possuem exigência variada no que diz respeito à fertilidade do solo e promovem grande ciclagem de nutrientes (LEITÃO FILHO et al., 1987).

4.7. SOLO

Os solos da ilha de Marajó (figura 14) são bastante variados devido às condições fisiográficas. São representados pelos solos bem drenados, localizados nas terras altas e pelos solos hidromórficos, situados nas planícies baixas (OEA, 1974). Estes últimos estão sujeitos as inundações, com pouca intensidade, e são representados por glei pouco húmico, laterita hidromórfica imperfeitamente drenada e solos salinos em uma pequena parte ao nordeste da ilha. Os solos hidromórficos do tipo glei apresentam horizonte superficial em torno de 25 a 30 cm, com alta porcentagem de matéria orgânica, sobre uma camada mineral originária de material sedimentar (GRUPO EXECUTIVO INTERMINISTERIAL & GRUPO EXECUTIVO DO ESTADO DO PARÁ., 2007). As planícies de inundações dos rios são correlacionadas aos solos aluviais e glei pouco húmico. Os terraços não sujeitos as inundações correspondem aos solos: laterita hidromorfica, fase arenosa e fase baixa, latossolo amarelo e areias quartzosas (TANCREDI, 1986).

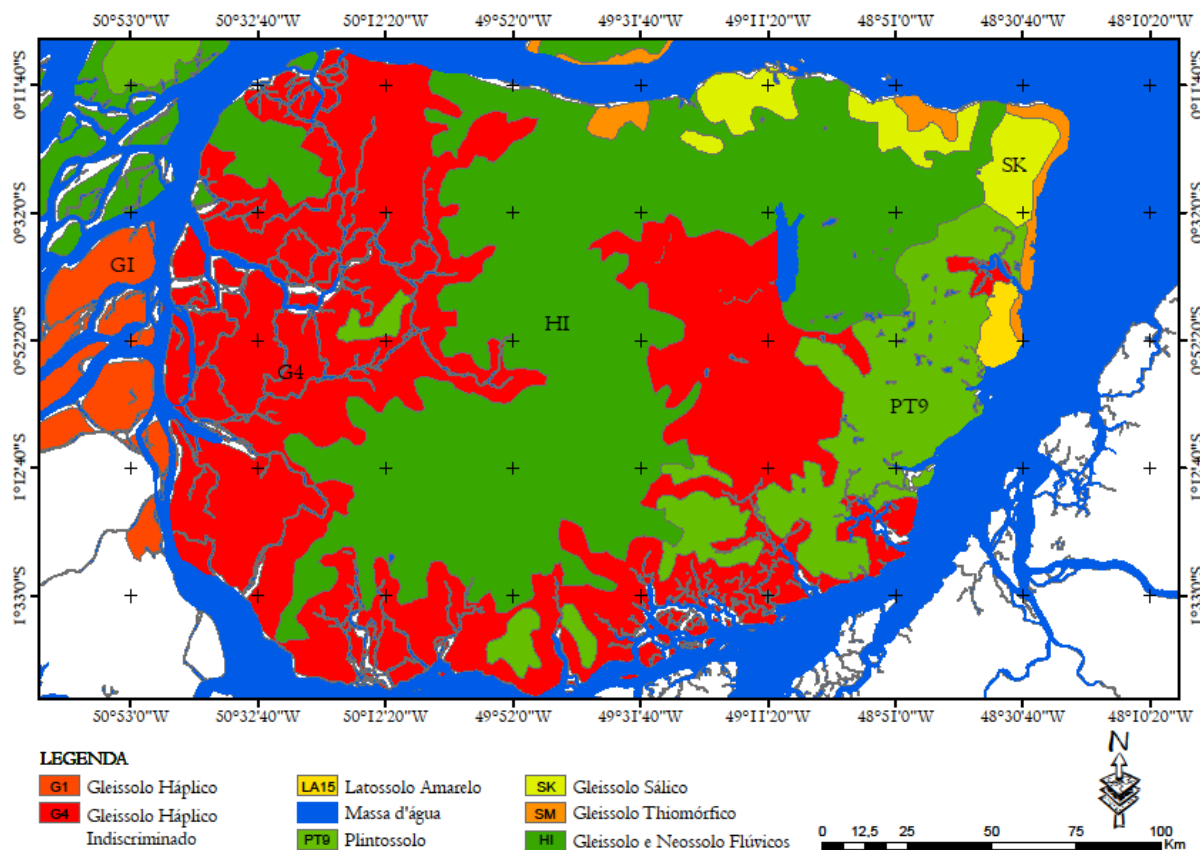


Figura 14. Mapa de solos. (Fonte: IBAMA, 2007)

5. MATERIAIS E METODOS

5.1. UTILIZAÇÃO DE IMAGENS DE SATÉLITE

Foram utilizadas imagens dos satélites norte americano LANDSAT TM 5 e ETM+ 7 com resolução espacial de 30 metros obtidas gratuitamente nos sites do *Global Land Cover Facility* (GLCF) da Universidade de Maryland/Estados Unidos (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu>) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE (<http://www.inpe.br>). Além disso, foram extraídos modelos digitais de Elevação - DEM's, com 90 metros de resolução espacial, a partir de imagens interferométricas orbitais adquiridas do planeta em fevereiro de 2000 pela missão SRTM da NASA (RABUS et al. 2003) (tabela 02).

Tabela 02. Informações de aquisição das imagens.

Cenas	Satélite	Data de aquisição	Bandas	Status
221_060 e	Landsat TM 5	2001/08/03	3, 4 e 5	Brutas
221_061	Landsat ETM+ 7	2001/07/09	3, 4 e 5	Ortorretificadas

Antes de realizar o processamento nas imagens, foi feito o mosaico das cenas 224_060 e 224_061 e o recorte da área de interesse, ou seja, na região do Lago Arari. Posteriormente, realizaram-se correções atmosféricas e geométricas, a partir de técnicas de subtração de pixel escuro (CHAVEZ JR et al., 1982) e georreferenciamento, respectivamente. Logo em seguida foi aplicado realce linear visando melhores condições de visualização.

Com as imagens devidamente corrigidas escolheram-se a composição colorida RGB 543, já que para as principais feições da superfície (solo, vegetação e água) têm-se melhores respostas nas bandas acima mencionadas. Para os processamentos utilizou-se o *software* brasileiro disponibilizado gratuitamente pelo INPE, *SPRING 5.0.2*.

Para a aquisição dos limites entre unidades de vegetação foi feito a digitalização das imagens e para o processamento digital das mesmas, aplicou-se segmentação e classificação. A segmentação consiste na repartição de regiões que correspondem às áreas de interesse da aplicação. Os pixels que compõem a região são agrupados segundo algum critério de similaridade. Na classificação não supervisionada, o algoritmo de classificação avalia em qual classe alocar cada região em função de seus atributos estatísticos, de média, matriz de covariância (FRANÇA, 2005).

5.2. AQUISIÇÃO DAS AMOSTRAS

5.2.1. LOGÍSTICA

As campanhas foram divididas em duas etapas, a primeira executada no primeiro semestre de 2007 com o intuito de coletar as amostras e fotografar as

demais características geobotânicas. Para isso, contou-se com o auxílio de um carro de pequeno porte e um barco fechado para chegar ao local de coleta. O percurso total foi realizado por terra e por água, já que o acesso ao Lago Arari limita-se apenas à rede de drenagem da ilha (figura 15). A segunda etapa foi realizada no primeiro semestre de 2008. Nesta fase as informações foram adquiridas via aérea a partir de um sobrevôo da parte leste da ilha de Marajó (figura 16), evidenciando características vegetacionais referentes ao Lago Arari



Figura 15. Meios de transporte utilizados para chegar aos locais de coleta (a, transporte terrestre utilizado para chegar aos locais de coletas dos testemunhos, b, meio aéreo utilizado para sobrevoar a região leste da ilha de Marajó e caracterizar visualmente as principais formações vegetais; c, tipo de transporte utilizado para chegar até o lago Arari.)

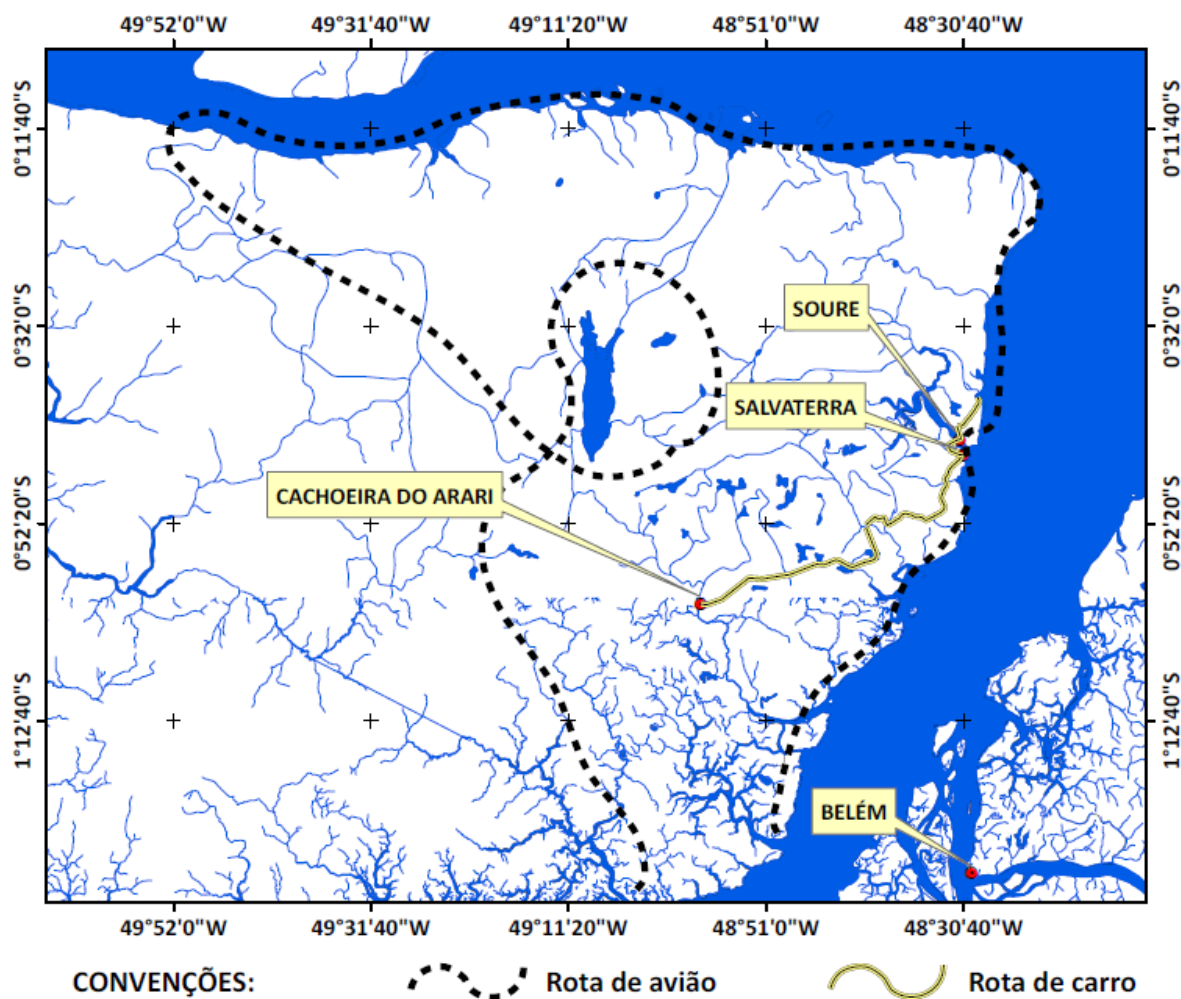


Figura 16. Mapa evidenciando as rotas de avião e carro.

5.2.2. COLETA DO SEDIMENTO

Os testemunhos de sedimentos foram coletados através de um amostrador russo (ver COHEN et al., 2005b). As porções sedimentares coletadas foram armazenadas em tubos de policloreto de vinila (PVC) com 5 cm de diâmetro, previamente cortados longitudinalmente em metades isodiamétricas de 50 cm de comprimento. Os tubos contendo o material sedimentar foram identificados, com a profundidade da base e do topo da seção coletada, hermeticamente embalados com papel filme com o intuito de preservar o material evitando qualquer tipo de contaminação, e transportados para o laboratório, onde foram armazenados em um freezer com temperatura aproximada de 4° C. Cada amostragem teve sua

localização geográfica registrada com o auxílio de um GPS (Global Positioning System) (figura 17).

Durante essa campanha foram retirados cinco testemunhos de no máximo 1 metro de profundidade. Também foram selecionadas sete amostras para datação por radiocarbono. Cabe destacar que apenas o testemunho referente ao ponto A (S 00° 35' 52,1" e W 49° 08' 35,2") e dois testemunhos (PH1 – 00° 56' 41,7" S e PH2 – 48° 42' 44,7" W) da planície herbácea foram processados e analisados durante o trabalho de mestrado em questão

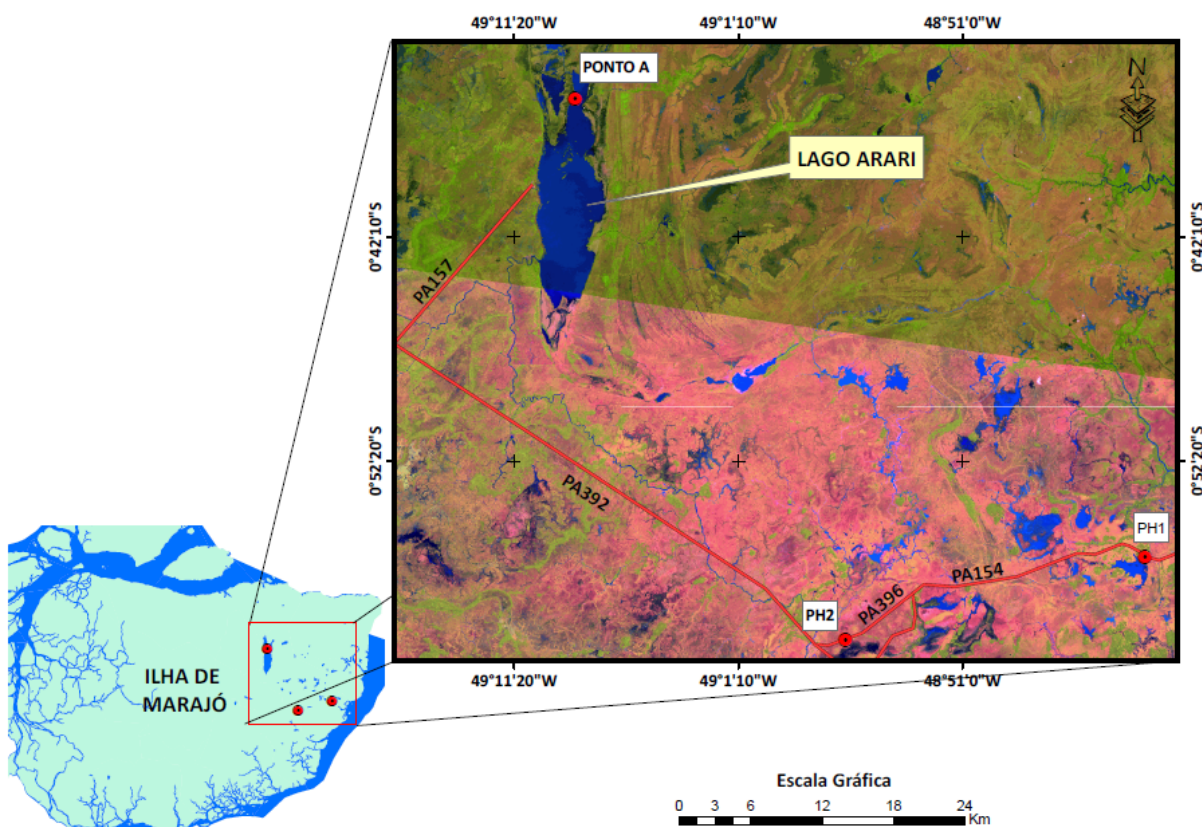


Figura 17. Mapa contendo a localização geográfica das amostras PA e PH1 e PH2.

5.3. DESCRIÇÃO FÍSICA DO TESTEMUNHO

5.3.1. TEXTURA

A constituição litológica do material constitui um fator importante para a preservação do conteúdo polínico. Nessa descrição é possível sugerir a presença ou ausência de pólen em determinado nível estratigráfico (figura 18).

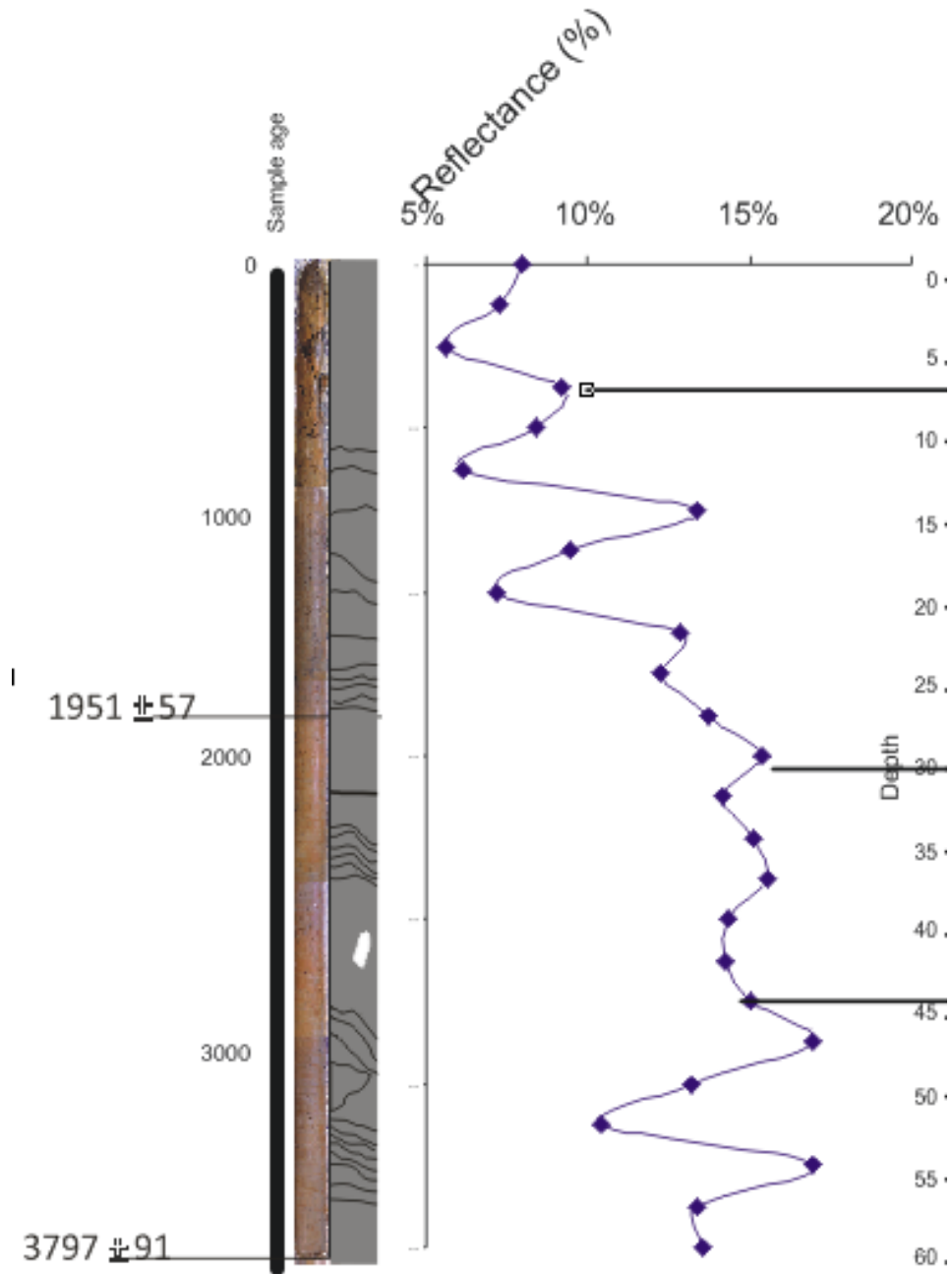


Figura 18. Amostra de sedimento do ponto A.

5.3.2. RAIO-X

Os testemunhos foram submetidos à radiografia na Clínica Lobo em Belém/Pará, com o intuito de facilitar a visualização das estruturas presentes ao longo do testemunho. As estruturas identificadas podem auxiliar na interpretação do processo de acumulação de sedimentos no fundo do lago. Por exemplo, o mecanismo de deposição lateral de sedimento, freqüentemente desenvolvido durante a migração dos canais de maré, resulta em estratificação inclinada. A estratificação plano paralela é atribuída à forma de leito plana, que ocorre mais comumente sob condições de regime de fluxo de baixa energia, segundo uma acreção vertical de sedimentos. Esse último processo sugere uma preservação do conteúdo polínico da época em que o sedimento foi acumulado no fundo do lago. (figura 19).



Figura 19. Raio-x da amostra do ponto A.

5.4. DATAÇÃO RADIOCARBONO

Durante a década de 50 o método de datação por ^{14}C foi posto em prática, tornando-se uma ferramenta importante para a determinação cronológica dos eventos originados há aproximadamente 40.000 – 50.000 anos, em diversas áreas de estudo, tais como: arqueologia, geologia, paleobotânica, paleoclimatologia, etc (PESSEDA, 1998), já que o carbono é um elemento químico presente em quase todas as amostras.

O carbono 14 (figura 20) é produzido na atmosfera através do choque entre raios cósmicos e átomos de nitrogênio 14, segundo a equação [$^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}$] problemas na equação formando $^{14}\text{CO}_2$ pela reação com o oxigênio, o qual é introduzido no ciclo global do carbono (MACÁRIO, 2003).

O carbono ao ser formado na atmosfera é assimilado pelas plantas e pelos animais que as consomem. Sendo assim, todos os seres terrestres vivos mantêm um consumo de ^{14}C durante a vida. O $^{14}\text{CO}_2$, como o CO_2 , dissolve-se nos oceanos e está disponível aos indivíduos vivos marinhos, de modo que esses se abastecem de ^{14}C continuamente. A partir da morte dos seres vivos, a troca de carbono é interrompida. O tempo da morte pode ser estabelecido pela determinação do ^{14}C residual. O ^{14}C decai com uma meia-vida de 5.730 anos a ^{14}N .

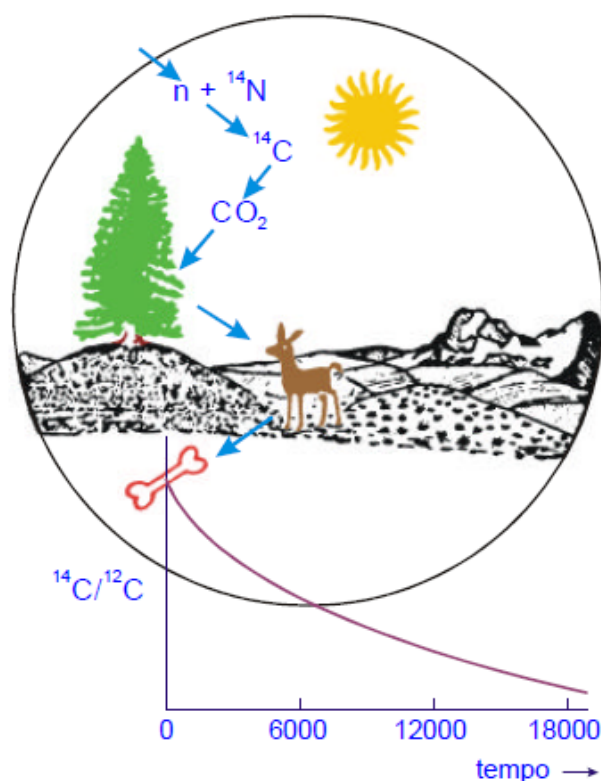


Figura 20. Esquema evidenciando a formação do ^{14}C na atmosfera. (Fonte: <http://www.cena.usp.br/labs/ApostilaPe.PDF>)

A atividade do ^{14}C em uma amostra pode ser determinada a partir do emprego de contadores proporcionais gasosos, espectrômetros de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo e/ou a técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry), que é utilizada para amostras com concentração inferior a 0,1g de carbono (PESSENDA, 1998).

A técnica de AMS foi desenvolvida na década de 70 (MULLER, 1977). Essa técnica possibilita a contagem direta dos átomos de uma amostra. Isso resulta em uma diminuição na quantidade de amostras necessárias para a análise, assim como em um encurtamento no tempo de medida.

No Brasil não existem ainda laboratórios especializados para este tipo de datação, portanto as amostras são encaminhadas para países detentores desta técnica. Nesse caso, as amostras foram processadas no Laboratório de Pesquisa Isotópica Leibniz da Universidade Christian-Albrechts em Kiel (Alemanha).

5.5. TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

Os laboratórios de Oceanografia Química e de Dinâmica Costeira (LADIC) da UFPA foram usados durante a descrição (textura e estrutura) dos testemunhos, processamento químico dos sedimentos (preparação de lâminas delgadas), identificação e contagem dos grãos de pólen.

Um volume de 1cm^3 de sedimento foi amostrado em intervalos de 2,5 cm ao longo dos testemunhos. Essas amostras foram armazenadas em tubos devidamente identificados para posterior utilização.

O método utilizado para a preparação química do material com a conseqüente separação dos grãos de pólen e esporos contidos nos sedimentos envolveu processos químicos clássicos (FAEGRI & IVERSEN, 1989). As etapas químicas foram realizadas satisfazendo os critérios de segurança, com a utilização de EPI (equipamento de proteção individual) tais como: luvas de borracha, jaleco e máscara. Além disso, os ácidos foram manipulados dentro de uma capela com exaustor de ar.

5.5.1. UTILIZAÇÃO DO *Lycopodium clavatum* L.

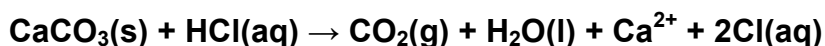
Para a análise de concentração dos palinomorfos por meio dos diagramas polínicos, escolheu-se um esporo exótico *Lycopodium*.

Assim, acrescentou-se um tablete de *L. clavatum* (L. spore tablets–Batch nº. 124961–500 tablets “DUMA”), com um número conhecido (12100) a cada sub-amostra, com a finalidade de determinar as concentrações de grãos de pólen (grãos cm^3) e a taxa de acumulação (grãos/ cm^2 /ano). Para a validação das lâminas foram contados um mínimo de 300 grãos de pólen (BEHLING et al., 2001).

5.5.2. FASE 1 (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*,

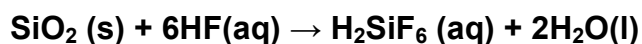
através da adição de ácido clorídrico (HCl) a 10%. É importante ressaltar que este processo irá provocar uma reação efervescente, portanto deve-se esperar até o cessar da efervescência para adicionar o resto de HCl. A reação que ocorre é a seguinte:



Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador feito de teflon. Para cada tubo de ensaio foi utilizado um único bastão, evitando assim a contaminação das amostras, e em seguida o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 min a 3500 rotações por minuto, para decantação. O líquido residual foi retirado e despejado em um recipiente específico, e o material lavado com água destilada até que o supernadante estivesse claro. Novamente os tubos foram conduzidos à centrífuga, o líquido residual retirado dos tubos, para a segunda fase do tratamento.

5.5.3. FASE 2 (HF)

Uma grande quantidade de sílica pode provocar um sério problema no estágio de identificação pelo fato de provocar o obscurecimento dos grãos de pólen (INDIANA UNIVERSITY, 2005). Tendo em vista essa situação, foi adicionado ácido fluorídrico (HF) nas amostras, e deixado em repouso por 24h, com capela de exaustão de gases ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido. Deve-se frisar que esta etapa pode ser evitada se o estudo estiver direcionado a outros palinomorfos de constituição silicosa. A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período o material segue para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso de 24h novamente, onde após

este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira fase do tratamento.

5.5.4. FASE 3 (AAG)

Esta etapa é extremamente necessária devido à quarta fase envolvendo ácido sulfúrico. O ácido acético glacial ($C_2H_4O_2$) reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido. Assim, foi adicionado $C_2H_4O_2$ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 min nos tubos de ensaio.

5.5.5. FASE 4 (ACETÓLISE)

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação (UNIVERSITY OF CAMBRIDGE, 2005). Este procedimento tem por objetivo eliminar a intina e o conteúdo celular, a fim de facilitar a observação dos pólen (ERDTMAN, 1952). A solução atuante nesta etapa, a Acetólise (ERDTMAN, 1960), é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (CH_3COCH_3), para uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H_2SO_4). Cerca de 15 ml da solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 min até que o líquido contido nos tubos ficasse escuro. Após este período os tubos foram levados para a centrifuga, e posterior retirada do líquido residual e lavagem (2x), sendo deixado nos tubos cerca de 5 ml de água no intuito de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para tubos de Evergreen.

5.6. PREPARAÇÃO DAS LÂMINAS

Na confecção de lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22x22 mm, glicerina, pipetas e bastões de teflon.

A montagem foi feita colocando uma pequena porção de glicerina na lamina com o auxílio de um bastão e aquecida até que derretesse. Em seguida uma gota do material contido nos tubos de Evergreen foi misturada com a glicerina líquida. Para encerrar foi colocada, a lamínula sobre a lâmina, evitando a formação de bolhas de ar.

Para a lутagem das laminas utilizou-se esmalte base de unha nas margens da lamínula evitando que a mesma se movimentasse. Em seguida, as laminas foram identificadas e acondicionadas em um estojo específico no Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC).

5.7. IDENTIFICAÇÃO E CONTAGEM DOS PÓLENS

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus (objetivas de x40 à x100) conectado ao computador por meio de uma microcâmera. Essa identificação foi desenvolvida através das descrições morfológicas dos grãos de pólen publicadas por Behling (1993) e Roubik & Moreno (1991) e através do catálogo digital de pólen, Fossil Pollen. Objetivou-se com isso chegar à caracterização das espécies, sendo que inevitavelmente as famílias constituíram-se o maior nível de distinção. Os grãos de pólen não identificados receberam a denominação “NID” e foram incluídos ao banco de dados. Levou-se em consideração apenas o aparecimento dos grãos de pólen e esporos, ignorando a presença de outros palinomorfos. Os esporos não identificados tiveram sua caracterização baseada em sua descrição morfológica (exemplo: monolete, trilete, etc).

5.8.COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA $\delta^{13}\text{C}$, CARBONO (ORGÂNICO E TOTAL) E NITROGÊNIO

Para determinação dos isótopos estáveis e percentagem de Carbono (orgânico e total) e Nitrogênio, amostras de 1cm^3 foram retiradas dos testemunhos LA do Lago Arari. Como pré-tratamento, essas amostras foram secas em estufa por 24h a 400°C e moídas na Centrífuga Grinding Mill (Retsch, ZM100). Seguindo-se da pesagem na balança Mettler Toledo e acondicionamento em cartuchos de zinco (10x10 mm) e prata (10,5 x 9 mm), sendo que esses últimos foram tratados com Acido Hidroclorídrico 1N. Os processamentos foram realizados no Laboratório de Química do Centro de Ecologia Marinha Tropical - Universidade de Bremen - Alemanha, utilizando o aparelho EA (Analyse Elementaria) 2100, acoplado ao aparelho Finningan Mat Delta Plus, como calibrador foi utilizado o Standart Type LECO_1012.

5.9.FOTOMICROGRAFIA

Os grãos de pólen foram fotografados com uma câmera acoplada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus (figura 21). Através do Software AxioVision as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen analisados de acordo com sua morfologia externa em seguida catalogados e armazenados em um banco de dados.

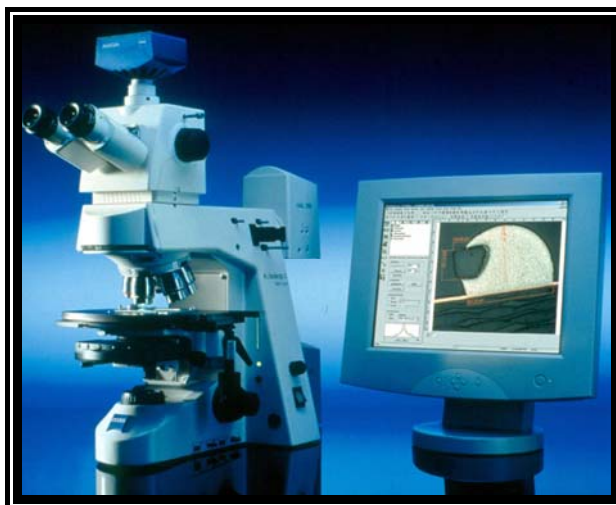


Figura 21. Microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 plus.

5.10. ELABORAÇÃO DOS DIAGRAMAS POLÍNICOS

O programa Tiliagraph foi usado para plotar os diagramas. O Tilia foi utilizado para cálculos e o Coniss para análise de “Cluster” dos grãos de pólen (GRIMM, 1987). Esses diagramas mostram as variações das concentrações dos palinomorfos ao longo dos níveis estratigráficos e, desse modo, podem indicar as principais mudanças da vegetação através do tempo. Representam ainda, a frequência de pólen e taxa de esporos.

5.11. ESPECTROFOTOMETRIA

Técnica utilizada para determinação da reflectância ao longo do sedimento entre as faixas do espectro eletromagnético relativo à região do visível (VIS), correspondente ao intervalo de 380 a 730nm. A reflectância é definida como sendo a taxa do fluxo incidente na superfície da amostra para o fluxo refletido da superfície. A escala varia de 0 a 100% (COHEN et al., 2008a). Foi utilizado um Spectrolino da GretagMacbeth, que possui medição espectral com rede de difração holográfica, três modos de medida (reflexão, emissão, transmissão), resolução física de 10 nm, e três filtros, P (Polarizado), D65 (Aproximado à luz do dia), e U (Neutro, lâmpada incandescente luz tipo A).

6. RESULTADOS

6.1. DESCRIÇÃO TEXTURAL E ESTRUTURAL DO SEDIMENTO

O sedimento referente ao ponto PA possui conteúdo arenoso com pacotes siltico-argilosos (tabela 03). De acordo com o raios-x foi possível identificar lamina milimétricas preferencialmente plano paralelas com alternância de areia e lama ao longo do testemunho (figura 22).

A coloração varia de cinza escuro (lama orgânica) nos primeiros centímetros da amostra, alternando em profundidades entre marrom acinzentado e cinza esverdeado com pequenos pontos amarelados.

Tabela 03. Litologia do testemunho PA.

	<i>PROFUNDIDADE (cm)</i>	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
PONTO A	0 – 1	Lama arenosa, cinza escuro
	1 – 15	Lama arenosa, marrom acinzentado
	15 – 26	Lama arenosa, cinza escuro
	26 – 50	Lama arenosa, marrom acinzentado
	50 – 63	Lama arenosa, cinza esverdeada com pontos amarelados

**Figura 22.** Visualização das laminações extraídas do raio-x.

Os testemunhos referentes à planície herbácea apresentam sedimento constituído de lama arenosa cinza com lâminas de areia dominando preferencialmente o topo e a base das duas colunas de sedimentos (PH1 e PH2).

6.2. DATAÇÕES POR RADIOCARBONO (AMS)

As amostras foram retiradas da base e da porção intermediária do testemunho PA, 62 e 27 cm, respectivamente. As idades do sedimento fornecem o controle temporal para os perfis de pólen e permitem indicar se os depósitos de sedimentos estudados não foram perturbados durante sua acumulação (tabela 04).

A taxa de sedimentação calculada para o testemunho PA corresponde a 0,14 e 0,19 mm/ano no intervalo de 0 – 27 cm e 27 – 62 cm, respectivamente. Já para os testemunhos da planície herbácea as razões de sedimentação são de 0,8 mm/ano (amostra PH1) e 0,5 mm/ano (amostra PH2).

Tabela 04. Idades radiocarbônicas (AMS) e valores de $\delta^{13}\text{C}$

<i>Amostra</i>	<i>Descrição da amostra</i>	<i>Profundidade (cm)</i>	<i>Peso do C (mg)</i>	<i>Não calibrada anos AP</i>	<i>Calibrado anos AP</i>	<i>$\delta^{13}\text{C}$ (‰)</i>
KIA34339	PA 27	27	2,17	2010 ± 25	1948 ± 57	- 19,83 ± 0,15
KIA34340	PA 62	62	0,66	3525 ± 30	3861-3821	- 22,74 ± 0,30
KIA28167	PH 1	45	-	525 ± 35	534 ± 30	-19.91 ± 0.14
KIA28168	PH 2	28		540 ± 30	537 ± 25	-16.57 ± 0.10

6.3. DESCRIÇÃO DO REGISTRO POLÍNICO

6.3.1 TESTEMUNHO DO LAGO ARARI

O diagrama de pólen ao longo do testemunho evidencia a variedade de taxa de pólen e a somatória dos diferentes grupos encontrados (figura 23). Mudanças significativas na assembléia de pólen permitem determinar quatro zonas distintas: zona LA-I (60 – 45 cm, aproximadamente 3.800 a 2.800 cal anos AP), zona LA-II (45 – 30 cm, aproximadamente 2.800 a 2.100 cal anos AP); zona LA-III (30 – 7,5 cm, aproximadamente entre 2.100 a 500 cal anos AP) e a zona LA-IV (7,5 – 0 cm, em torno de 500 cal anos AP até os dias modernos).

- **Descrição da zona palinológica LA-I (profundidade de 60 – 45 cm e intervalo de 3800 a 2800 cal anos AP)**

Na zona LA-I com um intervalo de 60 a 45 cm de profundidade, entre aproximadamente 3800 e 2800 cal anos AP, observa-se predominância de pólen típicos de campo herbáceo (Poaceae e Cyperaceae). A família Poaceae apresenta maior representação atingindo valor máximo de 70%, enquanto que a família Cyperaceae possui um máximo de 30% de representação. Com menor frequência, ocorrem grãos de pólen das famílias Rubiaceae (<5%), gêneros *Borreria* (< 5%) e família Fabaceae, gênero *Mimosa* (<5%). Além disso, é possível destacar grãos de pólen característicos de outros ambientes, como é o caso das restingas, representadas pelas famílias Fabaceae (<25%), Anacardiaceae (<7%) e Malpighiaceae (<5%). Ao longo da zona é possível encontrar grãos de pólen de manguezais, porém sua maior incidência se dá na profundidade próxima da base. Os grãos de pólen de manguezal possuem maior representação nos taxa *Rhizophora* (<20%) e *Avicennia* (<5%), os quais estão presentes nos principais manguezais da região norte do Brasil.

Alguns taxa típicos de ambientes úmidos, são passíveis de serem encontrados nessa zona, tais como Arecaceae (<5%) gênero *Mauritia* sp. (<5%).

Com relação aos esporos e algas, observam-se baixas frequências desses elementos nessa Zona (<10%), com destaque aos Monoletes psilados e verrugados e Triletes psilados. As algas sofrem um decréscimo do topo para a base, tendo maior representação no intervalo de 45 (<20%) a 47,5 cm (<10%).

- **Descrição da zona palinológica LA-II (profundidade de 45 – 30 cm e intervalo de 2800 a 2100 cal anos AP)**

A zona LA-II não apresentou uma quantidade estatisticamente significativa de pólen.

- **Descrição da zona palinológica LA-III (profundidade de 30 – 7,5 cm e intervalo de 2100 a 500 cal anos AP)**

A zona LA-III é marcada pela dominância de grãos de pólen típicos de campo herbáceo, representados principalmente pelas famílias Poaceae e Cyperaceae. As demais famílias características dessa zona são praticamente de planície herbácea, como Rubiaceae, e gêneros *Borreria* e *Mimosa*. A primeira com uma frequência de 10% aparecendo apenas na profundidade de 25 cm, a segunda com 15%, na profundidade 22,5 e 20 cm e em menor frequência o *taxa Mimosa* com menos de 5% de representação.

Outros palinomorfos foram encontrados nesta zona, como é o caso das algas (<15%) e esporos do tipo Trilete psilado, estes últimos presentes na seção 17,5 – 22,5 cm.

- **Descrição da zona palinológica LA-IV (profundidade de 7,5 – 0 cm e intervalo de 500 cal anos AP até a idade moderna)**

Esta zona corresponde aos últimos 500 anos AP ocupando um pacote sedimentar de 7,5 cm. Esse intervalo é praticamente dominado por grãos de pólen peculiares de planície herbácea. A família Poaceae (<90%) detém o maior percentual em relação à família Cyperaceae (<45%). No decorrer da zona, grãos de pólen de manguezais, restinga e algas estão completamente ausentes. Grãos de pólen de Arecaceae e alguns esporos estão presentes na profundidade de 5 cm.

Atualmente a vegetação dominante na região próxima ao Lago Arari é de campo herbáceo, o que corresponde à vegetação presente na área 500 cal anos AP, possivelmente com algumas modificações, porém com padrões típicos dos campos.

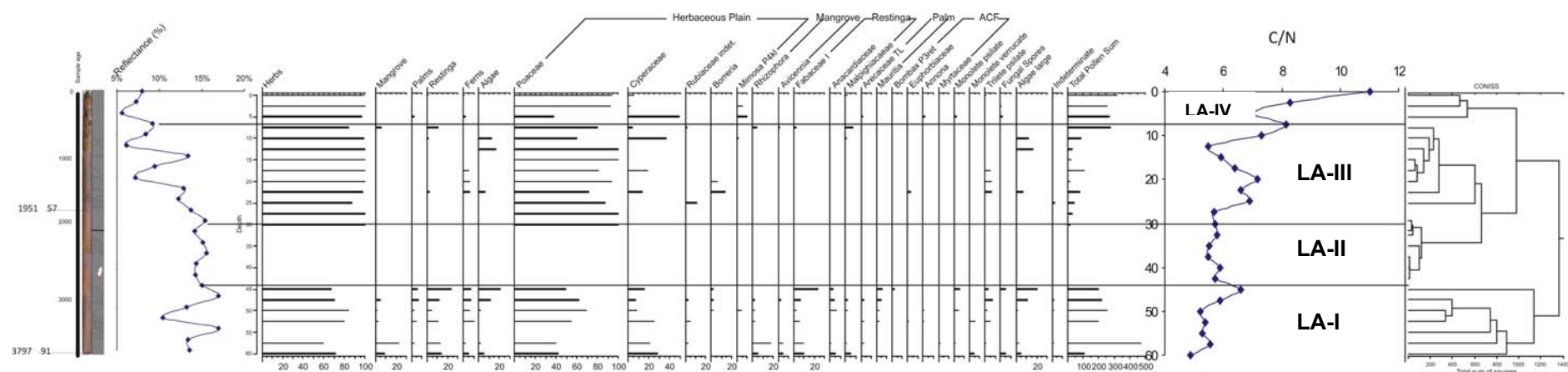


Figura 23. Diagrama polínico do Lago Arari.

6.3.2. TESTEMUNHO DA PLANÍCIE HERBÁCEA

O diagrama de pólen PH 1 (figura 24) apresenta 45 cm de profundidade com duas zonas: zona PH1 - I (45–40 cm, ao redor de 530–460 cal yr A.P., 1 amostra) e PH1 – II (40–0 cm, ao redor de 460 cal yr A.P. – anos modernos, 9 amostras). A amostra da zona PH1 apresenta somente poucos grãos de pólen e esporos e assim não é incluído no diagrama de pólen. De qualquer modo, o registro polínico ao longo da zona PH1 – II é marcado pela dominância de grãos de pólen herbáceos, principalmente representados pelas famílias Cyperaceae (33 – 35%), Poaceae (5 – 50%) e Asteraceae (0 – 32%). A amostra PH2 (figura 25) possui profundidade de 35 cm e é zonado em zona PH2 – I (35–30 cm, ao redor de 690–590 cal yr A.P., 1 amostra) e PH2 – II (30–0 cm, ao redor de 590 cal yr A.P. – anos modernos, 7 amostras). Do mesmo modo, as zonas PH1 – I e PH2 – I apresenta apenas poucos grãos de pólen e esporos e por conseguinte não são incluídos no diagrama de pólen. A zona PH2 – II é também dominada por grãos de pólen herbáceos como as famílias Cyperaceae (5 – 45%) e Poaceae (20 – 45%).

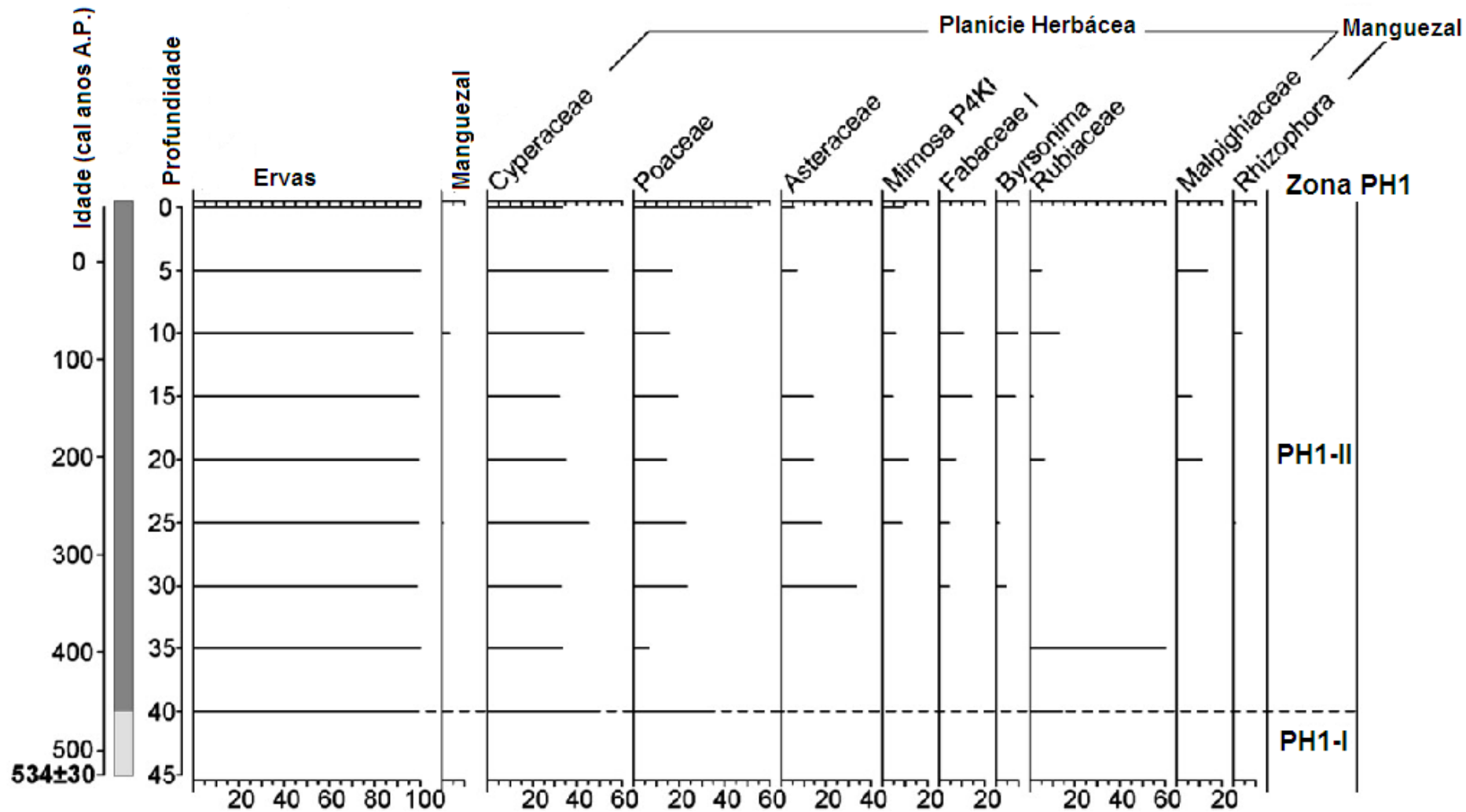


Figura 24. Diagrama de pólen do testemunho PH1..

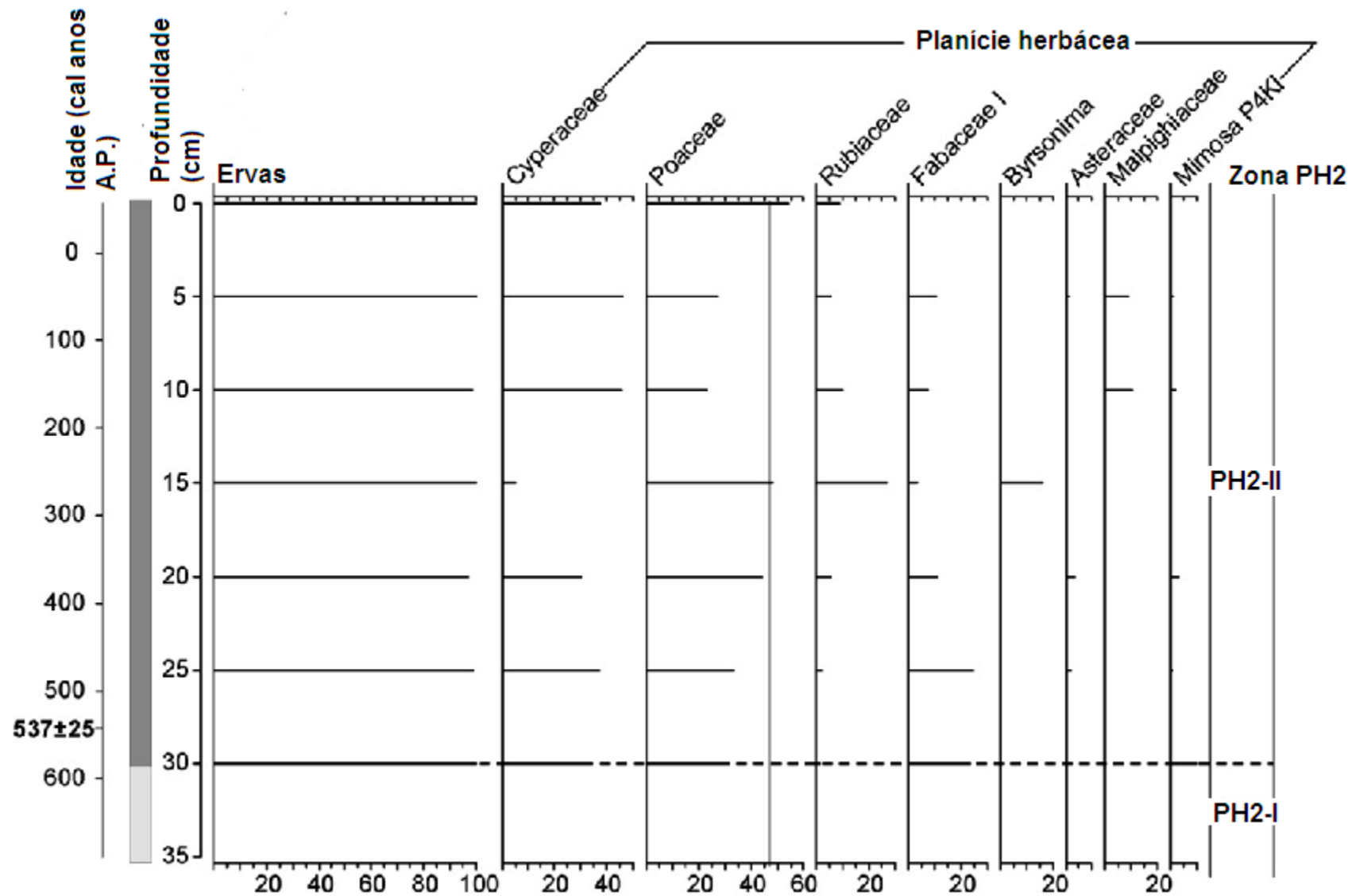


Figura 25. Diagrama de pólenes do testemunho PH2

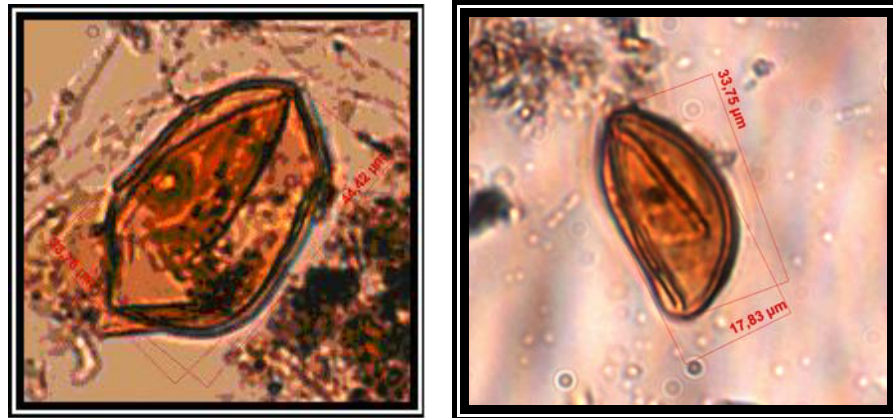


Figura 26. Pólen da família Poaceae.

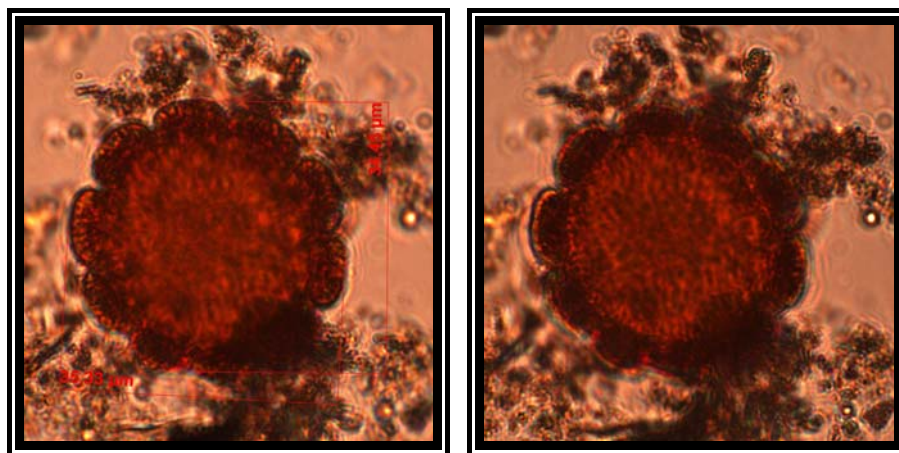


Figura 27. Pólen da família Rubiaceae.



Figura 28. Pólen da família Rhizophoraceae (*Rhizophora mangle*).

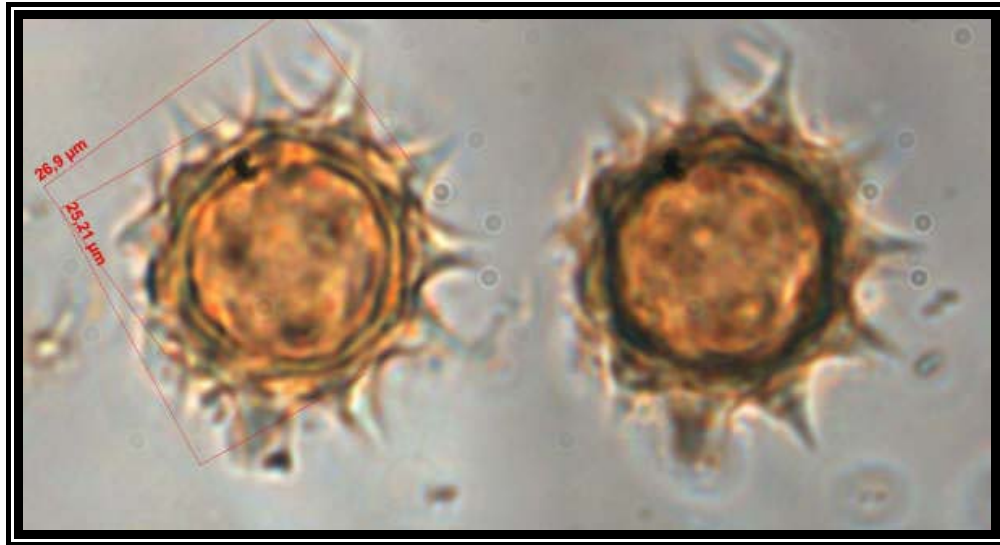


Figura 29. Pólens da família Arecaceae.

6.4. DADOS DE REFLECTÂNCIA

Considerando que quanto menor o tamanho dos grãos de sedimentos melhor é a preservação dos grãos de pólen (COLINVAUX et al. 1999), é possível a correlação entre reflectância e condições de preservação de grãos de pólen. Estudos dessa natureza foram desenvolvidos por Cohen et al (2008a) no litoral do Amapá.

A análise espectral do testemunho PA amostrado do Lago Arari revelou duas claras zonas caracterizadas por amplitudes de reflectância diferentes. Os menores valores de reflectância foram observados entre 0 e 20 cm, com variação entre 8 e 14%, enquanto que os maiores foram registrados entre 13 e 16% ao longo do intervalo de 20 até 63 cm.

Aparentemente, os menores valores de reflectância registrados na parte superficial do testemunho estão relacionados com o menor tamanho dos grãos de sedimento que favoreceram a melhor preservação dos grãos de pólen herbáceos. Por outro lado, ao longo do intervalo 30-45 cm com os mais altos valores de reflectância e um aumento no tamanho dos grãos de sedimentos, foram obtidas baixas quantidades de pólen.

6.5. RELAÇÃO CARBONO/NITROGÊNIO (C/N)

O testemunho PA apresenta valores da razão C/N oscilando em torno de 5 nas zonas próximas à base que caracteriza ambientes marinhos ou sob influência marinha. Comparando com o diagrama polínico, observa-se que no intervalo de 45 – 60 cm os grãos de pólen característicos são representados por ervas, manguezais, restinga e algas, o que também sugere um ambiente com interferência marinha.

No intervalo entre 27 e 0 cm, os valores de C/N (tabela 05) aumentaram até 11. Estes valores podem indicar um ambiente com influência marinha tendendo para continental nos últimos 100 anos. Esse mesmo intervalo relacionado ao diagrama polínico apresenta algas, assim como, grãos de pólen de ervas, caracterizando um ambiente marinho de transição.

Tabela 05. Valores da razão molar C/N obtidos para os testemunhos LA-A.

Profundidade dos Testemunhos (cm)	Razões molares (C/N)
	LA-A
0	10,701
2,5	8,391
5,0	7,288
7,5	8,098
10,0	7,238
12,5	5,488
15,0	6,174
17,5	6,601
20,0	7,126
22,5	6,728
25,0	7,317
27,5	6,219
30,0	5,707
32,5	5,442
35,0	5,382
37,5	5,466
40,0	6,247
42,5	5,681
45,0	5,831
47,5	5,980
50,0	5,539
52,5	5,324
55,0	5,566
57,5	5,442
60,0	5,153
62,5	5,036

7.0. DISCUSSÃO

7.1. VALORES DO $\delta^{13}\text{C}$

Variações na relação C/N nos sedimentos dos lagos têm sido aplicadas para a determinação de alterações históricas nas fontes de matéria orgânica oriunda dos lagos (KAUSHAL & BINFORD, 1999). Essa relação pode refletir a proporção de carbono terrestre e marinho, contribuindo para a acumulação do sedimento. Contudo, em regiões costeiras, a utilização do sinal isotópico em relação à

proporção C/N pode se tornar complicada já que essas regiões recebem contribuição de matéria orgânica de algas e também de plantas C3 e C4 (FRY³ et al, 1977 *apud* MEYERS, 1994). Nessas áreas, e até mesmo em lagos, a determinação da razão C/N juntamente com valores de $\delta^{13}\text{C}$ permite melhor discriminação de fontes de matéria orgânica (figura 30). As algas, que não apresentam estrutura celulósica, apresentam valores de C/N variando entre 4 e 10, enquanto que a matéria orgânica de plantas vasculares terrestres apresenta valores acima de 20 (MEYERS, 1994). Conforme Wilson et al. (2005) valores de C/N acima de 12 indicam plantas terrestres, enquanto que para matéria orgânica oriunda de fitoplâncton marinho os valores giram em torno de 5 e 9.

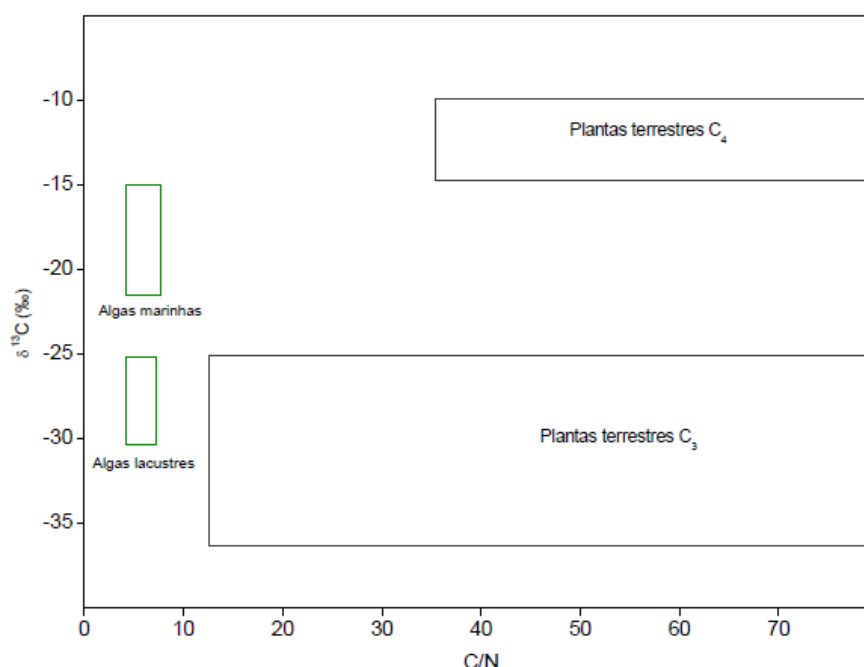


Figura 30. Valores de C/N e de $\delta^{13}\text{C}$ das fontes de matéria orgânica em sedimentos lacustres e marinhos (VIDOTTO, 2008 adaptado de MEYERS, 2003 e WILSON et al., 2005)

Os valores definidos por Meyer (1994), quanto à determinação da origem (marinha/lacustre) das algas só pode ser conseguida quando os valores de C/N forem relacionados aos valores de $\delta^{13}\text{C}$, já que a proporção C/N para ambas é semelhante (0 – 10). Portanto, para algas de origem marinha as taxas de $\delta^{13}\text{C}$ giram

³ FRY, B.; SCALAN, R.S.; PARKER, P.L., 1977. stable carbon isotope evidence for two sources of organic matter in coastal sediments: seagrasses and plankton. *geochim. cosmochim. acta*, 41: 187:5-1877.

em torno de -15^0_{00} a -25^0_{00} , enquanto que em algas lacustres essas taxas estão em torno de -25^0_{00} a -30^0_{00} .

De acordo com Boutton (1991) as plantas C3 típicas de vegetação arbórea, ou seja, de grande porte apresentam valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ girando em torno de -32 a -20^0_{00} , com uma média de -27^0_{00} . Já para plantas C4, representadas por espécies vegetais típicas de campo herbáceo, os valores variam de -17^0_{00} a -9^0_{00} , com uma média de -13^0_{00} . Vegetação do tipo C3 fraciona os isótopos do carbono em um grau maior do que a vegetação do tipo C4 e CAM (suculentas tais como Cactaceae, Bromeliaceae, e Orchidaceae).

Esses dados podem auxiliar na determinação da vegetação no local estudado, como é o caso das amostras PA 27 e PA 62, que apresentam valores iguais a $-19,83\%$ e $-22,74\%$ respectivamente.

Na amostra PA 62, com 62 cm de profundidade, o valor de $\delta^{13}C$ é igual a $-22,74\%$, podendo ser interpretada como plantas de ciclo fotossintético C3 ou algas marinhas. A relação C/N da matéria orgânica acumulada nessa profundidade está em torno de 5. A associação entre esses dois parâmetros (figura 30) indica forte contribuição de matéria orgânica de origem de algas marinhas. Como pode ser observado no diagrama polínico, no intervalo de 62 – 27 cm ocorrem predominantemente Poaceae, Cyperaceae, Fabaceae, *Rhizophora*, *Avicennia*, Malpighiaceae e Anacardiaceae. A integração dos dados polínicos com os bioquímicos revela uma planície colonizada predominantemente por vegetação herbácea com alguns manguezais isolados e forte contribuição marinha na forma de algas.

Na amostra PA 27, com 27 cm de profundidade, o valor de $\delta^{13}C$ indica uma mistura de plantas C3 e C4 e/ou presença de algas marinhas, ou seja, matéria orgânica com vestígios de espécies arbóreas e gramíneas com uma influência marinha, visto que o valor $-19,83\%$ encontra-se no limite entre plantas C3 e C4 e na faixa de algas marinhas. Segundo Pessenda et al (2001), na região amazônica a variação de $\delta^{13}C$ encontrada para amostras mescladas obteve valores de $-19,5\%$ a $-22,5\%$. Os valores do C/N e $\delta^{13}C$ (figura 30) da matéria orgânica depositada na profundidade de 27 cm sugerem, da mesma forma que na profundidade de 62 cm, uma forte contribuição de algas marinhas.

A relação C/N da matéria orgânica acumulada nos últimos 27 cm apresenta uma tendência de aumento que é acentuada nos últimos 10 cm atingindo valores de 11. Esse comportamento pode ser atribuído a um aumento na contribuição da matéria orgânica de origem continental como constatado atualmente nesse setor da Ilha do Marajó.

7.2. DINAMICA DA VEGETAÇÃO NA PORÇÃO LESTE DA ILHA DE MARAJÓ DURANTE O HOLOCENO TARDIO

Segundo Rossetti et al. (2007) a evolução do Lago Arari aconteceu durante o Pleistoceno Tardio, sendo que o antigo estuário que havia na ilha de Marajó, onde hoje é o Lago Arari, foi abandonado devido interrupção do influxo fluvial, em decorrência de atividades tectônicas. Deste modo, a vegetação sofreu alterações devido às mudanças na salinidade das águas que inundam a região. As regiões próximas aos estuários apresentaram teor de salinidade maior, em consequência da influencia dos oceanos, permitindo assim a ocupação por vegetações tolerantes a essas condições, como é o caso dos manguezais. A partir do momento em que as características estuarinas diminuem, ou seja, o influxo fluvial é interrompido, as propriedades físico-químicas dos sedimentos são alteradas provocando uma modificação da vegetação local. Os manguezais tendem a se deslocar para regiões mais próximas da costa ou onde haja encontro de águas de rios com a do mar. Conforme Schaeffer-Novelli (1989) o gênero *Rhizophora* encontra-se geralmente nas franjas dos bosques em contato com o mar, ao longo dos canais, na desembocadura de alguns rios ou, nas partes internas dos estuários onde a salinidade não é muito elevada, já o gênero *Avicennia* ocupa terrenos da zona de intermaré, ao longo das margens lamosas dos rios ou diretamente exposta às linhas de costa, desde que submetidas às intrusões salinas. Essas plantas toleram salinidades intersticiais muito mais altas que os demais gêneros de mangue, chegando a sobreviver em locais com salinidades de até 90. As várzeas colonizam as planícies de inundações com maior influencia de água doce (ALMEIDA et al., 2004). Conforme Crain et al. (2004) a distribuição de espécies vegetais estuarinas ao longo dos rios está restrita a interações competitivas com outras espécies de

plantas. Ou seja, plantas competidoras dominantes monopolizam habitats menos estressantes e deslocam os competidores inferiores para ambientes fisicamente mais estressantes.

A combinação de dados de reflectância, valores de $\delta^{13}\text{C}$, relação C/N e registro de pólen, permitiram a inferência das variações na constituição da vegetação na região leste da ilha de Marajó, próximos ao Lago Arari, durante o Holoceno Tardio.

Segundo o testemunho PD grandes áreas de manguezais estavam presentes na Ilha do Marajó até 4000 anos cal AP (Smith et al., dados não publicados). Depois desse período, a bacia de drenagem do Lago Arari foi colonizada predominantemente por vegetação herbácea. Entretanto, durante o intervalo 3800-2800 anos AP a presença de pólen de manguezais sugere ainda a influência de água salobra nessa região, e a relação C/N e dados isotópicos indicam presença de matéria orgânica de origem marinha nos sedimentos estudados.

Na seqüência temporal entre 2800-2000 anos AP a ausência de pólen preservados na coluna de sedimentos em estudo pode sugerir mudanças nas condições de preservação dos pólen, resultado da alteração na energia de fluxo. A baixa concentração de pólen não necessariamente significa ausência de vegetação, pois o potencial para a preservação dos pólen durante aquele intervalo de tempo pode ser baixo (Li et al., 2005). Geralmente, quanto mais fino for o sedimento melhor a preservação, e este último está diretamente relacionado ao fluxo de energia do local de estudo.

Estabelecer se as mudanças na vegetação regional representam variabilidades climáticas regionais ou mudanças nos níveis de inundação que modificam as condições de retenção de sedimentos é uma questão de difícil conclusão. Entretanto, as consistências nos padrões de abundância de pólen e tipos de sedimentos analisados no contexto de evidências paleoambientais podem ser usadas como indicadores da dinâmica da vegetação durante o Holoceno (NASH et al., 2006).

Portanto, esse período de ausência de pólen pode indicar um episódio de difícil desenvolvimento vegetal como resultado, por exemplo, do aumento da

influência marinha. A relação C/N e o $\delta^{13}\text{C}$ para a idade 1950 ± 57 cal anos AP também indicam matéria orgânica de origem marinha.

Por outro lado, a ausência de pólen nesse seguimento do testemunho pode também ser resultado da diminuição no aporte de pólen através da bacia de drenagem do lago em estudo devido, por exemplo, a uma diminuição no volume de água escoado para o interior do lago.

Investigações relacionadas à ausência de grãos de pólen ao longo dos testemunhos amostrados na Ilha do Marajó estão sendo aprofundadas através de análises isotópicas de grande resolução na matéria orgânica dos sedimentos.

Durante os últimos 2000 anos AP as concentrações de pólen aumentaram expressivamente, representadas predominantemente por grãos de pólen herbáceos. Essa última fase é composta por uma assembléia polínica similar a atual vegetação do leste de Marajó. A relação C/N da matéria orgânica sugere um progressivo aumento na influência continental.

Conforme o diagrama polínico estudado por Cohen et al (2008b) referente ao Lago Arari, pôde-se observar que durante o período compreendido entre 750 e 500 cal anos AP houve um predomínio de grãos de pólen herbáceos e de manguezal. Esse aumento nos grãos de pólen de manguezal durante esses 250 anos não foi identificado no testemunho PA. Provavelmente, esse curto período de ocorrência de grãos de pólen de manguezal não foi registrado devido à diferença de resolução temporal entre os dois testemunhos. A coluna de sedimentos analisada no trabalho de Cohen et al., (2008b) apresenta um acúmulo de 1,5 m de sedimentos durante 1100 anos, enquanto que o testemunho PA analisado nesse trabalho de mestrado apresenta um acúmulo de 60 cm de sedimento durante 3800 anos. Essa diferença na taxa de sedimentação se deve ao local de amostragem dos testemunhos em relação ao centro do lago.

Esse relativamente curto período de surgimento de manguezal na área de estudo pode ser atribuído à diminuição na descarga de água doce dos rios, corroborando para uma elevação na salinidade que favorece o desenvolvimento de manguezais.

Segundo Cohen et al., (2008b) o intervalo entre 500 e 200 cal anos AP a flora característica estava representada por ervas e espécies típicas de várzea sugerindo

condições ambientais adequadas para o desenvolvimento de florestas alagáveis por água “doce”.

Os últimos 200 anos AP foram marcados pela ascensão de grãos de pólen de várzea e ausência de grãos de pólen de manguezal, devido ao aumento ou estabilização na descarga de água doce dentro do estuário. Estudos dentro da porção leste da ilha de Marajó revelam o aumento no nível do mar ou máxima descarga de água doce do Rio Amazonas durante os últimos 200-250 anos (BEHLING et al., 2004).

Os perfis polínicos (PH1 e PH2) de testemunhos amostrados fora do Lago Arari, porém ainda dentro da bica de drenagem deste lago, exibem uma menor representatividade espacial da vegetação, pois eles mostram uma constante predominância apenas de grãos de pólen de Cyperaceae e Poaceae, que correspondem às principais famílias do local de amostragem. A pouca profundidade dos perfis PH1 e PH2 permitiu marcar a presença da vegetação de ervas apenas desde 460 e 590 cal anos AP, respectivamente.

8. CONCLUSÃO

Os registros de pólen referentes ao Lago Arari e planície herbácea revelaram mudanças ambientais na porção leste da ilha de Marajó durante os últimos 3800 anos A.P. A análise das variações dos diferentes *taxa*, indicadores de algumas formações vegetais, como os campos e manguezais, valores na relação C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e dados de reflectância juntamente com outros dados ainda não publicados têm auxiliado nas interpretações das mudanças da vegetação que podem indicar alterações climáticas e/ou no regime de inundação da região em estudo.

Verificou-se que dos *taxa* encontrados, as famílias Poaceae e Cyperaceae pertencem à vegetação existente atualmente na região leste da ilha de Marajó. As frequências relativamente altas desses grãos de pólen demonstraram que o índice de perturbações ambientais (climáticas, regime de inundação), ocorridos nos últimos 3800 anos AP, podem ser um dos fatores responsáveis pela manutenção das planícies herbáceas, cujas características fisionômicas e florísticas correspondem às atuais.

A planície herbácea atual, que coloniza a porção leste da ilha, provavelmente começou a se desenvolver aproximadamente há 3800 cal anos A.P. Entre 3800 e 3000 cal anos A.P., o registro de pólen indica ainda resíduos de uma expansão pretérita de manguezais na região. A relação C/N e o $\delta^{13}\text{C}$ indicam uma influência marinha para este intervalo temporal.

A baixa concentração polínica entre 3000 e 2000 cal anos A.P. dificulta a interpretação do tipo de vegetação predominante nessa época, porém a relação C/N e $\delta^{13}\text{C}$ indicam uma forte contribuição de matéria orgânica de origem marinha acumulada nos sedimentos em estudo. Enquanto que os últimos 2000 cal anos A.P. apresentaram conteúdo polínico compatível com uma planície herbácea com tendência de contribuição de matéria orgânica de origem mais continental.

Os registros de pólen dos últimos 5 centímetros dos testemunhos indicaram uma predominância de espécies das famílias Poaceae e Cyperaceae que reflete a atual vegetação predominante na área de estudo.

REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

- AB'SABER, A. N. 2002. Bases para o estudo dos ecossistemas da Amazônia brasileira. *Estudos Avançados*. [online], 16 (45): 7-30.
- ABSY, M. L. 1979. *A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin*. Amsterdam: University of Amsterdam. 86 p. (Tese de Doutorado).
- ABSY, M.L. 1985. *Palynology of Amazonia: the history of the forests as revealed by the palynological record*. In: Prance, G.T., Lovejoy, T.E. (Eds.), *Key Environments of Amazonia*. Pergamon, Oxford, p. 72– 82.
- ABSY, M.L.; CLEEF, A.L.M.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; da SILVA, M.F.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première 95 comparaison avec d'autres régions tropicales. *Sciences Serie II - Fascicule*, v. 312, p. 673-678.
- ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D. D.; SILVA, A. S. L. 2004. Análise florística e estrutura de florestas de Várzea no estuário amazônico. *Acta Amazônica*, 34 (4): 513-524
- ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SUGUIO, K.; PESSEDA, L. C. R. 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages.. *Marine Geology*, 159: 323–339.
- ANGULO, R.J.; PESSEDA, L.C.R.; DE SOUZA, M.C. 2002. O significado das datações ao ¹⁴C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paraense. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 95–106.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; DE SOUZA, M. C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25: 486–506.
- ARAÚJO, A. P.; JORDY FILHO, S.; FONSECA, W. N. 1986. A vegetação da Amazônia brasileira. In: SIMPÓSIO DO TRÓPICO ÚMIDO, 1. 1984, Belém.

- Anais*. Belém: EMBRAPA – CPATU, p. 135-152. (EMBRAPA – CPATU. Documentos, 36).
- ARAUJO, A.G.M.; PILÓ, L.B.; NEVES, W.A.; ATUI, J.P.V. 2005-2006. Human occupation and paleoenvironments in South America: expanding the notion of an “Archaic Gap”. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia*, São Paulo, 15-16: p. 3-35.
- AUGUSTINUS, P.G.; HAZELHOFF, L.; KROON, A. 1989. The cheniers coast of Surinam: modern and geological development. *Marine Geology*, 90: 219-229.
- BAKER, P.A.; RIGSBY, C. A.; SELTZER, G. O.; FRITZ, S. C.; LOWENSTEIN, T. K., BACHER, N. P., VELIZ, Y. 2001. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409: 698-701.
- BEHLING, H., 1993. *Untersuchungen zur spatpleistozanen und holozanen Vegetations- und Klimageschichte der tropischen Kustenwalder und der Araukarienwalder in Santa Catarina (Sudbrasilien)*. Dissertationes Botanicae, 206, J. Cramer, Berlin Stuttgart, 149 p. (Tese de Doutorado).
- BEHLING, H., 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 143–156.
- BEHLING, H.; HOOGHIEMSTRA, H. 1999. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum from lake records El Pinal and Carimagua. *Journal of Paleolimnology*, 21: 461–476.
- BEHLING, H.; BERRIO, J.C.; HOOGHIEMSTRA, H. Late Quaternary pollen records from the middle Caqueta’ river basin in central Colombian Amazon. 1999. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 193–213.
- BEHLING, H.; DA COSTA, M. L. 2000. Holocene Environmental Changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, 53: 369–377.
- BEHLING, H.; DA COSTA, M. L. 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 114: 145 – 155.

- BEHLING, H.; COHEN, M. C. L.; LARA, R. J. 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 225-242
- BEHLING, H. Carbon storage increases by major forest ecosystems in tropical South America since the Last Glacial Maximum and the early Holocene. 2002. *Global and Planetary Change*, 33: 107– 116.
- BEHLING, H., COHEN, M.C.L., LARA, R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajo' Island in northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, 13: 73–80.
- BEMERGUY, R.L. 1981. Estudo sedimentológico dos paleocanais da região do Rio Paracauari, Soure, Ilha do Marajó, Estado do Pará. 95 p. Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil. (Dissertação de Mestrado).
- BOUTTON, T. W. 1991. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D. C. & FRY, B. eds. *Carbon isotopes techniques*. Academic Press, p. 173-185.
- BUSH, M. B., MILLER, M. C.; DE OLIVEIRA, P. E.; COLINVAUX, P. A. 2000. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. *The Holocene*, 10 (5): 543–553
- BUSH, M. B. 2002. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the humid lowland neotropics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177: 5-17.
- BUSH, M.B., DE OLIVEIRA, P.E., COLINVAUX, P.A., MILLER, M.C. & MORENO, E. 2004. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*
- CARNEIRO FILHO, A. C.; SCHAWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSIQUE, T. 2002. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the late Pleistocene–Holocene. *Quaternary Research*, 58: 205–209.
- CHAPMAN, V.J., 1976. Mangrove Vegetation. J. Cramer, Germany. 447 p.

- CHAVEZ JR, J. P.; BERLIN, G. L.; SOWERS, L. B. 1982. Statistical method for selecting Landsat MSS ratios. *Journal of Applied Photographic Engineering*, 8: 23-30
- CIOCCALE, M. A. 1999. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International*, 62: 35– 47.
- COHEN, M.C.L.; LARA, R.J. 2003. Temporal changes of Mangrove vegetation boundaries In Amazonia: Application of Gis And Remote Sensing techniques. *Wetlands Ecology and Management*, 11: 223–231.
- COHEN, M.C.L.; BEHLING, H.; LARA, R.J. 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 136: 93– 108.
- COHEN, M.C.L.; SOUZA FILHO, P.W.M.; LARA, R. J., BEHLING, H.; ÂNGULO, R. J. 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, 13: 433–443.
- COHEN, M. C. L.; GUIMARÃES, J. T. F.; FRANÇA, M.; LARA, R. J.; BEHLING, H. 2008a. Tannin as an indicator of paleomangrove in sediment cores from Amapá, Northern Brazil. *Wetlands Ecology and Management*, 17 (2): 145-155.
- COHEN, M.C.L.; LARA, R.J.; SMITH, C.B.; ANGÉLICA, R.S.; DIAS, B.S.; PEQUENO, T. 2008b. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *CATENA*, 76 (1): 70-77.
- COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; MORENO, J.E.; MILLER, M.C. & BUSH, M.B.. 1996. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. *Science*, 274: 85-88.
- COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; MORENO, J.E. 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. Gordon et al. Gordon and Breach (Harwood), London and New York, 310 p.
- COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, 19: 141-169.

- COOK, K. H.; VIZY, E. K. 2006: South American climate during the Last Glacial Maximum: Delayed onset of the South American monsoon, *Journal. Geophysical Research Atmospheres*, v. 111.
- COSTA, J. B. S., BEMERGUY, R. L., HASUI, Y.; BORGES, M. S., FERREIRA JUNIOR, C. R. P., BEZERRA, P. E. L., COSTA, M. L., FERNANDES, J. M. G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. Belo Horizonte: UFMG. *Geonomos*, 4 (2): 23-44.
- COSTA, M.H., FOLEY, J.A., 1999. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin, *Journal. Geophysical Research Atmospheres*, 104: 14189–14198.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; SOARES-JÚNIOR, A. V.; VILLEGAS, J.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74 (3): 519-531.
- CRAIN, C. M.; SILLIMAN, B. R.; BERTNESS, S. L.; BERTNESS, M. D. 2004. Physical and biotic drivers of plant distribution across estuarine salinity gradients. *Ecology*, 85 (9): 2539–2549
- EISMA, D.; AUGUSTINUS, P.G.; ALEXANDER, C., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28 (3): 181-192.
- ERDTMAN, G.. 1952. Pollen morphology and plant taxonomy angiosperms. *Stockholm, Almquist & Wiksell*.
- ERDTMAN, G.. 1960. The acetolysis method: in a revised description. *Svensk Botanisk Tidskrift*, 54 (4): 561-564.
- FAEGRI K, IVERSEN J. 1989. Textbook of pollen analyses. John Wiley and Sons Ltd, Chichester. 328p
- FRANÇA, C.F.; SOUZA FILHO, P. W. M. 2003. Análise das mudanças morfológicas costeiras de médio período na margem leste da Ilha de Marajó (PA) em imagem Landsat. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 33 (2): 127-136.
- FRANÇA, A. M. S. 2005. Aplicação de sensoriamento remoto no estudo da influência da dinâmica sazonal do rio Amazonas sobre a morfologia dos sistemas

lacustres. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 134p. (Dissertação de Mestrado)

- FRANÇA, C.F., SOUZA FILHO, P. W. M., EL-ROBRINI, M. 2007. Análise faciológica e estratigráfica da planície costeira de Soure (margem leste da ilha de Marajó-PA), no trecho compreendido entre o canal do Cajuúna e o estuário Paracauari. *Acta Amazônica*. 37 (2): 261 – 268.
- GALVÃO, M. V. G. 2004. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Marajó. Aracajú: Fundação Paleotológica Phoenix. (Série Bacias Sedimentares, ano 6, n. 67)
- GAMA, J. R. V., DE SOUZA, A. L., MARTINS, S. V., DE SOUZA, D. R. 2005. Comparação entre florestas de várzea e de terra firme do Estado do Pará. *Revista Árvore*, 29 (4): 607-616.
- GIANNINI, P. C. F.; RICCOMINI, C. 2000. Sedimentos e Processos Sedimentares. In: TEIXEIRA, W., DE TOLEDO, M. C. M., FAIRCHILD, T. R., TAIOLI, F.. *Decifrando a terra*, São Paulo, Oficina de textos.
- GONÇALVES-ALVIM, S.J., VAZ DOS SANTOS, M.C.F., FERNANDES, G.W., 2001. Leaf gall abundance on *Avicennia germinans* (Avicenniaceae) along an interstitial salinity gradient. *Biotropica*, 33: 69–77.
- GORNITZ V. 1991. Global coastal hazards from future sea level Rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Global Planetary Change Section) 89: 379–398.
- GOUVEIA, S. E. M.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; BOULET, R., ROVERATTI, R.; GOMES, B. M. 1997. Dinâmica de vegetações durante o quaternário recente no sul do Amazonas, indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) do solo. *Geochimica Brasiliensis*, 11 (3): 355-367.
- GRIMM, E.C., 1987. CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Computer and Geosciences*, 13: 13–35.
- GRUPO EXECUTIVO INTERMINISTERIAL, GRUPO EXECUTIVO DO ESTADO DO PARÁ. 2007. Plano de desenvolvimento territorial sustentável do arquipélago do Marajó. 296p

- HAFER, J. 1969. Speciation in Amazonian. *Forest Birds. Science*, 165: 131-137.
- HAFER, J. 1992. Ciclos de tempo e indicadores de tempos na história da Amazônia. *Estudos Avançados*, 6 (15): 7-39.
- HARRIS, S. E., MIX, A. C. 1999. Pleistocene Precipitation Balance in the Amazon Basin Recorded in Deep Sea Sediments. *Quaternary Research*, 51: 14-26.
- HEINE, K. 2000. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. *Quaternary International*, 72: 7-21
- IBGE. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>> Acesso em: 06 fev. 2008
- INSTITUTO DO DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO-SOCIAL DO PARÁ – IDESP. 1973. Projeto Marajó; Relatório de andamento 1971/1972 IDESP/EDR da OEA. Belém. *Estudos Paraenses*. (39). 35p.
- INDIANA UNIVERSITY. Department of Geology, School of Science. Field sample processing. Indianapolis, 2005. Disponível em <http://www.geology.iupui.edu/research/SedLab/procedures>. Acesso em: set. 2007.
- INGRAM, B. L.; SLOAN, D., 1992. Strontium Isotopic Composition of Estuarine Sediments as Paleosalinity-Paleoclimate Indicator. *Science*, 255: 68-72.
- IRION, G.; JUNK, W.J.; DE MELLO, J.A.S.N., 1997. The large Central Amazonian river floodplains near Manaus: geological, climatological, hydrological, and geomorphological aspects. In: Junk, W.J. (Ed.), The Central Amazon Floodplains. *Springer*, Berlin, p. 23-46.
- IRIONDO, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, v. 57/58, p. 93-112
- JI, J.; BALSAM, W.; CHEN, J. 2001. Mineralogic and Climatic Interpretations of the Luochuan Loess Section (China) Based on Diffuse Reflectance Spectrophotometry. *Quaternary Research*, 56: 23-30.

- JUNK, W.J., 1989. Flood tolerance and tree distribution in Central Amazonian floodplains. In: Nielsen, L.B., Nielsen, I.C., Baisley, H. (Eds.), *Tropical Forests: Botanical Dynamics, Speciation and Diversity*. Academic Press, p. 47–64.
- KAUSHAL, S.; BINFORD, M. W. 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology*, 22: 439–442.
- KJERVE, B.; LACERDA, L.D., 1993. Mangroves of Brazil. In: Lacerda, L.D. (Ed.), *Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions. Part I — Latin America*. ITTO/International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japan, p. 245–272.
- LACERDA L. D. 1993. Conservation and sustainable utilization of mangrove forest in Latin America and Africa regions. Part I - Latin America. *Mangrove Ecosystem Technical Report*, n. 2. ITTO/ISME, Okinawa, 272 p.
- LARA, J.R.; COHEN, M.C.L., 2006. Sediment porewater salinity, inundation frequency and mangrove vegetation height in Bragança, North Brazil: an ecohydrology-based empirical model. *Wetlands Ecology and Management*. 4: 49–358.
- LARA, R. J.; COHEN, M. C. L. 2008. Palaeolimnological studies and ancient maps confirm secular climate fluctuations in Amazonia. *Climatic Change*, p.1.
- LEDRU, M-P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A.; SUGUIO, K. 1998. Absence of last glacial maximum records in tropical lowland forests. *Quaternary Research*, 49: 233-237.
- LEDRU, M-P. 2001. Late Holocene rainforest disturbance in French Guiana. *Review of Palaeobotany and Palynology*., 115: 161-176.
- LEITÃO FILHO, H. de F. 1987. Considerações sobre a florística de florestas tropicais e sub- tropicais do Brasil. IPEF, (35): 41-46.
- LI, Y.C.; XU, Q.H.; ZHAO, Y.K.; YANG, X.L.; XIAO, J.L.; CHEN, H.; LU, X.M., 2005. Pollen indication to source plants in the eastern desert of China. *Chinese Science Bulletin*. 50: 1632–1641.

- LIMA, A. M. M.; OLIVEIRA, L. L.; FONTINHAS, R. L.; LIMA, R. J. S. 2005. Ilha do Marajó: revisão histórica, hidroclimatologia, bacias hifrográficas e propostas de gestão. *Holos environment*, 5 (1): 65p.
- MACÁRIO, K. C. D. 2003. Preparação de Amostras de Radiocarbono e Aplicações de AMS em Arqueologia e Geologia Marinha. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense. 152p. (Tese de Doutorado)
- MARIO, P.; MICHEL, P. 1998. Origin of late Holocene fine-grained sediments on the French Guiana shelf. *Continental Shelf Research*, 18: 1613-1629
- MASLIN, M.A., BURNS, S.J., 2000. Reconstruction of the Amazon Basin Effective Moisture Availability over the Past 14,000 years. *Science*, 290: 2285-2287.
- MAYLE, F. E.. BEERLING, D.J. 2004. Late Quaternary changes in Amazonian ecosystems and their implications for global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214: 11– 25
- MENDES, A. C. 2005. Geomorfologia e sedimentologia. In: Marcus E. B. Fernandes. (Org.). Os manguezais da costa norte brasileira. Belém: Petrobrás/Fundação Rio Bacanga, 2: 13-32.
- MENEZES, M., BERGER, U., WORBES, M., 2003. Annual growth rings and long-term growth patterns of mangrove trees from the Bragança peninsula, North Brazil. *Wetlands Ecology and Management*. 1: 33–242.
- MEYERS, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 144: 289–302.
- MEYERS, P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34: 261–289.
- MIRANDA NETO. 1976. Manual Integrado do Marajó: Desafio da Amazônia. Rio de Janeiro. Editora Record. 180p.

- MÖRNER, N.-A., 1969. The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast; deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy. *Swedish Geological Survey*, C. 640, 487p.
- MOURGUIART, P.; ROUX, M. 1990. Une approche nouvelle du problem posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres: Utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique*, 5 (2): 57-71.
- MULLER, R. A. 1977. *Science* 196. 489p.
- NASH, D.J., MEADOWS, M.E., GULLIVERA, V.L. 2006. Holocene environmental change in the Okavango Panhandle, northwest Botswana. *Quaternary Science Reviews*, 25:1302–1322.
- N-BARBOSA, K. M.; KIRCHNER, F. F.; PIEDADE, M. T. F.; MATOS, F. D. A. Detecção de mudanças entre os anos de 1989 e 2003 em uma ilha de várzea da Amazônia central. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 6867-6874.
- O. E. A. 1974. Marajó – Um estudo para o seu Desenvolvimento. Washington. 124p.
- PENNINGTON, R. T.; PRADO, D. E. P.; PENDRY, C. A. 2000. Neotropical seasonally dry forests and Quaternary vegetation changes. *Journal of Biogeography*, 27:261–273.
- PEREIRA, S. B.; DE LIMA, W. N.; EL-ROBRINI, M. 2006. Caracterização química e aspectos geoquímicos relevantes da matéria orgânica de sedimentos em suspensão na foz do rio Amazonas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais, Belém, 1(1): 167-179.
- PESSENDA, L. C. R. 1998. Laboratório de C-14. Técnicas e Aplicações Paleoambientais. (Série Didática). 1. Ed. Piracicaba: CPG/CENA, v. 2. 57p.
- PESSENDA, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; LAMOTTE, M. 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a Forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, 11(2): 250-254.
- PESSENDA, L. C. R.; LEDRU, M. P.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A. S.; BENDASSOLLI, J. A.; BOULET, R. 2005. Holocene paleoenvironmental

reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene* 15(6): 814-822

PERRY, D. A. 1994. *Forest Ecosystems*. Baltimore, Johns Hopkins University Press. 649p.

POLISSAR, P.J.; ABBOTT, M. B.; SHEMESH, A.; WOLFE, A. P. BRADLEY, R. S. 2006. Holocene hydrologic balance of tropical South America from oxygen isotopes of lake sediment opal, Venezuelan Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 242: 375–389

PORSANI, M. J. 1981. Paleocanais, uma opção para prospecção de água subterrânea na Ilha de Marajó. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 109p. (Dissertação de Mestrado).

PRANCE, G.H., 1973. Phytogeographic support for the theory of Pleistocene forest refugees in the Amazonian basin, based on evidence from distribution patterns in Caryocaraceae, Chrysobalanaceae, Dichapetalaceae and Lecythidaceae. *Acta Amazonica* 3: 5-28.

PUJOS, M., LATOUCHE, C., MAILLET, N., 1996. Late quaternary paleoceanography of the French Guiana shelf: clay-mineral evidence. *Oceanologica Acta* 19 (5): 477-487

QUEIROZ, J. R.; MACHADO, S. A.; HOSOKAWA, R. T.; SILVA, I. C. 2007. Estrutura e dinâmica de floresta de várzea no estuário Amazônico no Estado do Amapá. *FLORESTA*, 37 (3): 339-352

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. 2003. The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing (ISPRS)*, Amsterdam, 57: 241-262.

RADAM. Folha SA.22 Belém. Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, Brasil. 1974.

REZENDE, W.M. & FERRADAES, J.O., 1971. Integração geológica regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., Anais... SBG, Belém 203-214p.

- RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. 2000. Rios e Processos Aluviais. In: TEIXEIRA, W.; DE TOLEDO, M. C. M., FAIRCHILD, T. R., TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. Oficina de textos. São Paulo.
- RODBELL, D. T.; SELTZER, G. O. 2000. Rapid Ice Margin Fluctuations during the Younger Dryas in the Tropical Andes. *Quaternary Research*, 54: 328–338.
- ROSSETTI, D. F., VALERIANO, M. 2007. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena*, 70: 253–265.
- ROSSETTI, D. F., VALERIANO, M. M., THALES, M. An Abandoned Estuary Within Marajó Island: Implications for Late Quaternary Paleogeography of Northern Brazil. *Estuaries and Coasts*, 30 (5): 813–826.
- ROUBIK, D.W., MORENO, J.E., 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island, Missouri Botanical Garden, St. Louis, v. 36, 268p.
- SAIA, S. E. M. G. 2006. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do estado de São Paulo). Piracicaba: Centro de Energia Nuclear na agricultura, Universidade de São Paulo. 137p. (Tese de Doutorado)
- SALATI, E., 1985. The climatology and hydrology of Amazonia, in: PRANCE, G.T.; LOVEJOY, T.E. (Eds.), Amazonia, *Pergamon Press*, New York, p. 18–48.
- SCHAEFFER-NOVELLI, Y., 1989. Perfil dos ecossistemas litorâneos brasileiros, com especial ênfase sobre o ecossistema manguezal. Publicação Especial, Instituto Oceanográfico, São Paulo, 7: 1-16.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D. N.; CASTRO, J. C. 1971. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. SBG. 3: 189-202.
- SENNA, C.S.F. 2001. Mudanças da Paleovegetação e dos Paleoambientes Holocênicos da Planície Costeira da Região Nordeste do Estado do Pará, entre as Baías de Marapanim e Maracanã. Manaus: Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Fundação Universidade do Amazonas. 115p. (Tese de Mestrado)

- SENNA, C.S.F. & ABSY, M.L. 2002. Registros palinológicos de manguezais do Quaternário da Costa norte da América do Sul. CD-ROM do VI Workshop Internacional ECOLAB, Anais do VI ECOLAB, Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, Pará. p.1-15.
- SERVANT, M.; MALEY, J.; TURCQ, B.; ABSY, M.; BRENAC, P.; FOURNIER, M.; LEDRU, M. 1993. Tropical forest changes during the Late Quaternary in African and South American lowlands. *Global and planetary Change*, 7: 25- 40
- SIFEDDINE, A., MARTIN, L., TURCQ, B., VOLKMERRIBEIRO, C., SOUBIES, F., CORDEIRO, R.C. & SUGUIO, K.. 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: A sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168 (3): 221-235.
- SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; LEDRU, M. P.; TURCQ, M.; KNOPPERS, B.; MARTIN, L.; DE MELLO, W. Z.; PASSENAU, H.; DOMINGUEZ, J. M. L.; CORDEIRO, R. C.; ABRÃO, J. J.; BITTENCOURT, A. C. da S. P. 2003. A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçoã Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189 (1): 25-34
- SIQUEIRA, G. W.; BRAGA, E. S.; MAHÍQUES, M. M.; APRILE, F. M. 2006. Determinação da matéria orgânica e razões C/N e C/S em sedimentos de fundo do estuário de Santos - SP/Brasil. *Arquivos de Ciência do Mar*, 39: 18 - 27
- SNEDAKER, S. C., 1978. Mangroves: their value and perpetuation. *Nature and Resources*. 14 (3): 6-13.
- SOUZA FILHO, P. W. M.; PARADELLA, W. R.; DA SILVEIRA, O. F. M. 2005. Synthetic Aperture Radar for Recognition of Coastal Features in the Wet Tropics: Applications in the Brazilian Amazon Coast. Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, série. Ciências Naturais, Belém, 1 (1): 201-207.
- STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.; CLARK, J.F.,SCHLOSSER, P.; BROECKER, W.S.,BONANI, G., 1995. Cooling of tropical Brazil (5 8C) during the Last Glacial Maximum. *Science*, 269 (5222): 379– 383.
- SUGUIO, K. 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo: Edgard Blucher, 400 p.

- TANCREDI, A. C. F. N. S., LOBATO, J. R. B., SERRA, V. H. 1986. Interpretação hidrogeoquímica das águas subterrâneas da ilha de Marajó. *Acta Amazônica*, 16/17 (nº único): 293-316.
- TURCQ, B., ALBUQUERQUE, A.L.S., CORDEIRO, R.C., SIFEDDINE, A., SIMOES FILHO, F.F.L., SOUZA, A.G. ABRÃO, J.J. OLIVEIRA, F.B.L. SILVA, A.O. CAPITÂNEO. J. 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, 148 (1-2): 319–342
- TURCQ, B.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDDINE, A.; SIMÕES FILHO, F. F.L.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; ABRÃO, J. J. 2002b. Carbon storage in Amazonia during the Last Glacial Maximum: secondary data and uncertainties. *Chemosphere* 49 (8): 821–835
- UNIVERSITY OF CAMBRIDGE. Department of Geography. Fossil pollen preparation protocol (V.1-1). Cambridge, 2005 Disponível em: <<http://wwwlabs.geog.cam.ac.uk/protocols/pollen.html>> Acesso em: set. 2007
- VAN DER HAMMEN, T., CLEEF, A.M., 1986. Development of the high Andean paramo flora and vegetation. In: Vuilleumier, F., Monasterio, M. (Eds.), High Altitude Tropical Biogeography. Oxford Univ. Press, Oxford, pp. 153–201.
- VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M.L. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 (2-4): 247–61.
- VAN DER HAMMEN, T., HOOGHIEEMSTRA, H. 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, 19 (8): 725-742
- VANZOLINI, P.E. 1970. Zoologia sistemática, geografia e a origem das espécies. Instituto Geográfico São Paulo. Serie Teses e Monografias 3:1-56.
- VEDEL, V.; BEHLING, H.; COHEN, M.C.L.; LARA, R.J., 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15: 115-123.

- VELEZ, M.I., WILLE, M., HOOGHIEEMSTRA, H., METCALFE, S., 2005. Integrated diatom-pollen based Holocene environmental reconstruction of lake Las Margaritas, eastern savannas of Colombia. *The Holocene*, 15: 1184- 1198.
- VELEZ, M.I.; HOOGHIEEMSTRA, H.; METCALFE, S., WILLE, M.; BERRÍO, J.C., 2006. Late Glacial and Holocene environmental and climatic changes from a limnological transect through Colombia, northern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234: 81– 96.
- VIDOTTO, E. 2008. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Parque Estadual da Ilha do Cardoso – SP durante o Quaternário Tardio. Piracicaba: Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA – USP), São Paulo, Brasil. 217p. (Tese de doutorado).
- VITAL, H., 1988. Estudo do geossistema do Lago Arari, Ilha do Marajó, Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. 106p. (Tese de Mestrado).
- VITAL, H. & FARIA JR., L. E. do C. 1990. Arari étude de um lac tropical. Ilê de Marajó (brésil). In: Prost, M-T. (ed). Évolution des littoraux de Guyane et de la zone Caraïbe méridionale pendant le Quaternaire. Simpósio PIGG 274/ORSTOM. Caiena (Guiana), 9-14 novembro de 1992. PP. 541-558.
- VITAL, H., STATTEGGER, K., 2000. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*, 72 (1), 53–60.
- WILLIAMS, M. A. J 1993. *Quaternary Environments*. In: WILLIAMS, M. A. J., DUNKERLEY, D. L., DE DECKKER, P., KERSHAW, A. P., STOKES, T. J. New York.
- WILSON, G.P.; LAMB, A.L.; LENG, M.J.; GONZALES, S.; HUDDART, D. 2005. Variability of organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64 (4): 685–698.
- WOLFE, A. P.; VINEBROOKE, R. D.; MICHELUTTI, N.; RIVARD, B.; DAS, B. 2006. Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. *Journal of Paleolimnology*, 36 (1): 91–100

WOODROFFE, C.D., 1982. Geomorphology and development of mangrove swamps, Grand Cayman Island, West Indies. *Bulletin of Marine Science*, 32 (2), 381–398.