



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E DA INFORMAÇÃO – ICHI
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGeo

KERLY ARAÚJO JARDIM

**EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DO CINTURÃO LACUSTRE MERIDIONAL,
PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ, COSTA AMAZÔNICA, BRASIL.**

RIO GRANDE - RS

2015

KERLY ARAÚJO JARDIM

**EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DO CINTURÃO LACUSTRE MERIDIONAL,
PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ, COSTA AMAZÔNICA, BRASIL.**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós - Graduação em Geografia (PPGEO) da Universidade Federal do Rio Grande (FURG), como requisito necessário para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Ulisses Rocha de Oliveira.

Co - Orientadora: Dr^a. Valdenira Ferreira dos Santos.

RIO GRANDE - RS

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Biblioteca Central da Universidade Federal do Rio Grande

Jardim, Kerly Araújo.

Evolução Holocênica do Cinturão Lacustre Meridional, Planície Costeira do Amapá, Costa Amazônica, Brasil/Kerly Araújo Jardim; orientador Ulisses Rocha de Oliveira, 2015.
71 p.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande, Programa de Mestrado em Geografia, Área de concentração: Zonas Costeiras e Processos Relacionados.

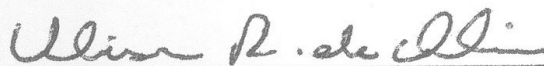
CDD (Nº. ed.)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA MESTRADO EM
GEOGRAFIA DAS ZONAS COSTEIRAS E PROCESSOS RELACIONADOS.

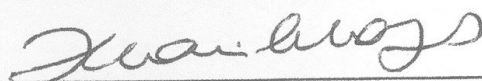
KERLY ARAÚJO JARDIM

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia em nível de Mestrado da Universidade Federal do Rio Grande, como requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia com área de concentração em Zonas Costeiras e Processos Relacionados.

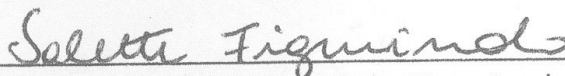
Aprovado por:



Prof. Dr. Ulisses Rocha de Oliveira (Orientador)



Prof.^a Dr.^a Maristela Bagatin Silva (UFPEL)



Prof.^a Dr.^a Salette Amaral de Figueiredo (FURG)

Data da Aprovação: 21/09/2015

À Zoé, por existir na minha vida. E a Odete Silveira (in memoriam) pelo sonho de ver os avanços da pesquisa na costa amazônica.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a uma força suprema que rege nossas vidas e nos faz acreditar que somos capazes de ser o que quisermos, basta acreditar e trabalhar para isso.

Em seguida o agradecimento se faz as pessoas e instituições que ajudaram, apoiaram e financiaram a existência desse trabalho.

Primeiramente aos meus orientadores por terem acreditado que era possível. Ao professor Ulisses Oliveira (orientador) por ter se lançado ao novo e ao desconhecido mundo da costa amazônica e ter aceitado me orientar numa área “*tão tão*” distante. A professora Valdenira Santos (co-orientadora) pelos anos de ensinamento desde a graduação e pela sua luta incessante em formar profissionais qualificados para atuar na desafiadora costa Norte do Brasil. A professora Odete Silveira (*in memorian*) por ter participado de todas as discussões na concepção deste trabalho e por ser uma das pioneiras da ciência nesse país, sobre tudo das pesquisas na costa amazônica.

A Universidade Federal do Rio Grande – FURG, através do Programa de Mestrado em Geografia de Áreas Costeiras e Processos Relacionados pela iniciativa de um programa de pós-graduação dessa natureza e por toda a sua infraestrutura de trabalho e estudo aos discentes. Ao Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá – IEPA, através do Núcleo de Pesquisas Aquáticas – NUPAQ onde está situado o Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análises Espaciais aplicado a Ecossistemas Aquáticos – LASA, o qual possibilitou e disponibilizou toda a sua infraestrutura de pesquisa por meio de equipamentos para os trabalhos de campo, computadores e softwares para o processamento dos dados. Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, através do Laboratório de Oceanografia Geológica – LIOG pela infraestrutura para a abertura e descrição dos testemunhos sedimentares de *vibracore* por meio das professoras Odete Silveira (*in memorian*) e Sury Monteiro que disponibilizaram toda a logística e pessoas necessárias para que isso acontecesse. A Universidade Federal Fluminense – UFF, através do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha – LAGEMAR pela disponibilidade dos equipamentos para aquisição dos dados de sísmica rasa. Ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio pelo apoio aos trabalhos de campo. À Rede de Monitoramento Ambiental de Áreas sob Influência da Indústria do Petróleo – PETROMAR, a qual esse trabalho está vinculado através do projeto AMASTRAT e seus financiadores, CNPq, fundo CTPETRO (PETROBRÁS) e FINEP. À

Fundação de Amparo à Pesquisa do Rio Grande do Sul – FAPERGS pela concessão da bolsa de mestrado.

A toda a minha turma de mestrado por todos os momentos vividos e pela recepção tão calorosa que me fez sentir mais à vontade. Aos colegas dos laboratórios da Geografia (ASA, NAU, LACRIO e Geomorfologia e Recursos Hídricos) que sempre se fizeram presente nos bate papos da hora do café ou no almoço do RU. Aos meus queridos e queridas Joyce, Carol, Aline, Fran, Jenifer e Rafa, já mais esquecerei de vocês, levarei todos para sempre em meu coração, foram a minha “família gaúcha” e me adotaram de braços abertos.

Aos colegas do LASA, em Macapá-AP, por terem ajudado nos trabalhos de campo, nos trabalhos no laboratório, nas discussões referente a este trabalho a vocês meu muito obrigado Marcos, João Paulo, Laysa, Edneuza, Francinete, Erick e claro ao Ronaldo (Sheldon). Aos colegas da UFPA, Gustavo, Lidiane, Priscila, Fábio, Ivson e Isaac por toda a ajuda necessária na abertura e descrição dos testemunhos e discussão sobre o trabalho. Um agradecimento especial a minha corajosa equipe de campo por ter enfrentado o sol da latitude zero, as chuvas torrenciais da Amazônia, a lama, o mato, as cobras, onças e búfalos bravos, de barco, a pé ou a cavalo para as coletas dos testemunhos de *vibracore*. Obrigada José Roberto (Chicão), Gustavo (Gordo), Diego (Preto) e a todos os brigadistas do ICMBio, em especial ao brigadista Adriano (Passarinho) que ajudou nas primeiras coletas e faleceu antes do fim deste trabalho, minha homenagem a você. Aos amigos João Paulo, Marcos e Lidiane meu agradecimento especial na ajuda com o processamento dos dados de sísmica, vocês foram fundamentais.

Por último e não menos importante à minha família que me deu todo o apoio emocional necessário para mais um passo importante na minha vida, que mesmo longe soube se fazer presente. Em especial a minha mãe e ao meu “querido” Edson Pinheiro por todo o companheirismo e dedicação. E claro a Zoé, por ter me proporcionado os melhores momentos de calma e serenidade no meio desse turbilhão chamado “mestrado”.

“Nem tão longe que eu não possa ver. Nem tão perto que eu possa tocar. Nem tão longe que eu não possa crer que um dia chego lá”. **A Montanha – Engenheiros do Hawaii.**

RESUMO

A região amazônica passou por um período de instabilidades tectônicas que promoveram uma história complexa de migração e abandono de rios na Amazônia durante o Quaternário. As mudanças em larga escala de sistemas fluviais podem estar relacionadas a processos ambientais mais amplos como as variações do nível de base, processos morfossedimentares, mudanças climáticas e tectônicas. Ao norte da foz do rio Amazonas, na região do Cabo Norte, estudos iniciais têm identificado grandes sistemas de paleodrenagens. Essas feições são indícios de significativas mudanças no sistema de drenagem regional, indicando intensos processos de colmatação, movimentos tectônicos e neotectônicos locais e variações relativas do nível do mar durante o Quaternário. Estas paleodrenagens estão associadas a três sistemas de lagos: Sistema Lacustre Meridional, Sistema Lacustre Oriental e Sistema Lacustre Ocidental cuja origem está relacionada a evolução morfológica da área. Em sua grande maioria, estes lagos possuem formato em *ox bow* e poderiam ser meandros abandonados do rio Araguari e de outros sistemas fluviais antigos. No entanto, as relações de morfogênese dessas paleodrenagens com os sistemas de lagos e as drenagens atuais ainda não foram devidamente esclarecidas. O objetivo geral deste trabalho consistiu em compreender a evolução holocênica do Cinturão Lacustre Meridional como subsídio a reconstituição paleogeográfica da área. A metodologia envolveu o mapeamento superficial da rede de paleodrenagens a partir de imagens de sensores remotos orbitais e suborbitais. Aliado ao mapeamento foram analisados dados de sísmica rasa, testemunhos sedimentares de subsuperfície e datação por rádio carbono. Esses dados foram integrados para o entendimento da evolução dos lagos meridionais. Foram identificados dois sistemas de paleodrenagens de direção N-S e SW-NE associadas aos lagos dos Botos, Comprido de Cima, Lodão e Mutuco. As estruturas de subsuperfície dos lagos foram definidas a partir da perfilagem de quatro seções sísmicas e três testemunhos sedimentares. A partir da integração dos dados foi possível encontrar evidências sobre a evolução desses lagos a partir da arquitetura dos pacotes sedimentares de subfundo. Isto leva a afirmar que os mesmos são resquícios de antigas drenagens fluviais que desaguavam na costa do Amapá e tiveram suas desembocaduras obstruídas, causando assim o afogamento dessas drenagens e formando os lagos no interior da planície. A identificação desses registros mostram evidências da evolução recente de parte da planície costeira amazônica, onde foi possível caracterizar apenas as sucessões estratigráficas superficiais. No entanto, esses registros precisam ser investigados melhor a partir de um número maior de dados de subsuperfície e de maior profundidade para o estudo mais completo do pacote sedimentar depositado durante o Holoceno e conseqüentemente um melhor entendimento da evolução costeira. Novas investigações geológicas e geofísicas estão sendo realizadas para compreender melhor a evolução dessa costa e traçar a paleogeografia da área.

ABSTRACT

The Amazon region went through a period of tectonic instability that promoted a complex history of migration and abandonment of rivers in the Amazon during the Quaternary. Large-scale changes in river systems can be related to broader environmental processes as variations of the base level, morpho sedimentary processes, climatic and tectonic changes. North of the mouth of the Amazon River in Cape North, initial studies have identified large paleodrainage systems. These features are indications of significant changes in the regional drainage system, indicating intense clogging processes, tectonic movements and local neotectonic and related changes in sea level during the Quaternary. These paleodrainage is associated with three lakes systems: South Lakeside System, East Lakeside System and West Lakeside System whose origin is related to morphological evolution of the area. For the most part, these lakes have format in ox bow and could be abandoned meanders of the river Araguari and other ancient river systems. However, the morphogenesis of these relations paleodrainage with lake systems and current drains have not been properly clarified. The aim of this study was to understand the Holocene evolution of South Lakeside Belt as a subsidy to paleogeographic reconstruction of the area. The methodology involved the mapping of surface paleodrainage network from orbital and sub-orbital remote sensing images. Coupled with the mapping were analyzed shallow seismic data and subsurface sediment cores of radio carbon dating. These data were integrated for understanding the evolution of the southern lakes. They identified two steering systems paleodrainage N-S and NE-SW associated with lakes Botos, Comprido de Cima, Lodão and Mutuco. The subsurface structures of the lakes were defined from the profiling four seismic sections and three sediment cores. From the integration of the data was possible to find evidence on the evolution of these lakes from the sub-fund of sedimentary packages architecture. Which leads to say that they are remnants of old storm drains that emptied into the Amapa coast and had their mouths clogged, thus causing the drowning of these drainages and forming lakes inside the plain. The identification of these records show evidence of recent evolution of the Amazon coastal plain, where it was possible to characterize only the shallow stratigraphic succession. However, these registers need to be better investigated from a larger number of subsurface data and greater depth for the further study of the sedimentary deposit during Holocene and consequently a better understanding of coastal evolution. New geological and geophysical investigations are being carried out to better understand the evolution of this coast and trace the paleogeography of the area.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.....	20
Figura 2: Estruturas da região leste do Amapá.....	21
Figura 3: Compartimentação morfoestrutural do Estado do Amapá.....	23
Figura 4: Lagos residuais na região do Cabo Norte, na planície costeira do Amapá.....	25
Figura 5: Identificação de paleofeições subsuperficiais.....	27
Figura 6: Distribuição espacial da concentração dos lagos na região do Cabo Norte.....	28
Figura 7: Distribuição das turfas e das paleodrenagens na planície costeira do Amapá.....	30
Figura 8: Fluxograma metodológico.....	31
Figura 9: Esquema de segmentação dos alinhamentos de paleodrenagens.....	36
Figura 10: Sistema de aquisição sísmica StrataBox.....	38
Figura 11: Locais de amostragem com o sistema vibracore na planície costeira do Amapá.....	39
Figura 12: Esquema de testemunhagem utilizando o sistema vibracore.....	40
Figura 13: Esquema ilustrativo das identificações realizadas nos testemunhos.....	41
Figura 14: Localização da área de estudo.....	43
Figura 15: Sistema de paleodrenagens N-S e unidades morfológicas.....	45
Figura 16: Sistema de paleodrenagens SW-NE.....	47
Figura 17: Mapa morfológico da região do Cinturão Lacustre Meridional.....	49
Figura 18: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar do lago dos Botos.....	53
Figura 19: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar do lago Comp. de Cima.....	54
Figura 20: Localização do perfil sísmico do lago Lodão.....	56
Figura 21: Localização do perfil sísmico testemunho sedimentar do lago Mutuco.....	58

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMASTRAT - História Geológica da Região dos Lagos do Amapá e Adjacências: Estratigrafia Recente, Neotectônica e Hidrodinâmica

ANA - Agência Nacional de Águas

AP - Amapá

ALOS - *Advanced Land Observing Satellite*

BP - *Before the Present* (Antes do Presente)

COT - Centro de Ordenamento Territorial

CLM - Cinturão Lacustre Meridional

CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais

NuPAq - Núcleo de Pesquisas Aquáticas

CTPETRO - Programa de Ciência e Tecnologia do Petróleo

DEM - Dados de Elevação do Terreno

DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação, Marinha do Brasil

GEMS - *Goodyear Electronic Mapping System*

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas

ICMBIO - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade

IEPA - Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá

InSAR - *Interferometric Synthetic Aperture Radar*

PALSAR - *Phased Array Type L-band Synthetic Aperture Radar*

PETROBRÁS - Petróleo Brasileiro S/A

PETROMAR - Rede de Monitoramento Ambiental de Áreas sob Influência da Indústria Petrolífera

RADAR - *Radio Detection and Ranging*

RADAM - Radar da Amazônia

SAO - Sensibilidade Ambiental ao Derramamento de Óleo

SIG - Sistema de Informação Geográfica

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	16
1.1. Contexto Geográfico e Científico.....	16
1.2. Pressupostos.....	17
1.3. Hipótese.....	18
1.4. OBJETIVOS.....	18
1.4.1. Geral.....	18
1.4.2. Específicos.....	18
2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	19
2.2. ASPECTOS FÍSICOS E EVOLUÇÃO.....	20
2.2.1. Classificação da Planície Costeira Amapaense.....	22
2.2.2. Evolução da Costa Amapaense.....	25
2.2.3. A Região dos Lagos do Estado do Amapá.....	28
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	31
3.1. Mapeamento dos Sistemas de Paleodrenagens do Cinturão Lacustre Meridional.....	33
3.1.1. MATERIAL.....	33
3.1.1.1. RADAR GEMS-1000.....	34
3.1.1.2. PALSAR/ALOS.....	34
3.1.1.3. MDE SRTM.....	35
3.1.1.4. LANDSAT 7 ETM+.....	35
3.1.1.5. Dados Colaterais.....	36
3.1.2. MÉTODOS.....	36
3.1.2.1. Filtragem.....	36
3.1.2.2. Co-Registro entre Mosaicos.....	36
3.1.2.3. Análise Multisensor.....	37
3.1.2.4. Cronologia Relativa e Medidas Morfométricas.....	37
3.2. Identificação das Evidências da Evolução Holocênica do Cinturão Lacustre Meridional	38
.....	38
3.2.1. Aquisição de Dados de Geofísica Marinha de Águas Rasas (Método Sísmico).....	38
3.2.2. Coleta e Análise de Testemunhos de Subsuperfície.....	40
3.2.3. Determinação da Cronologia Absoluta dos Testemunhos por C14.....	43

	15
3.3. INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	44
4. RESULTADOS.....	45
4.1. Mapeamento dos Sistemas de Paleodrenagens da Região do Cinturão Lacustre Meridional	45
4.1.1. Sistema de Paleodrenagens N-S.....	45
4.1.2. Sistema de Paleodrenagens SW-NE.....	51
4.2. Evidências da Evolução Holocênica do Cinturão Lacustre Meridional.....	53
4.2.1. Lago dos Botos.....	53
4.2.2. Lago Comprido de Cima.....	57
4.2.3. Lago Lodão.....	61
4.2.4. Lago Mutuco.....	63
5. DISCUSSÕES.....	65
5.1. Sistemas de Paleodrenagens.....	65
5.2. Arquitetura de Subsuperfície do Cinturão Lacustre Meridional.....	67
5.3. Integração dos Dados.....	68
6. CONCLUSÃO.....	70
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	71

1. INTRODUÇÃO

1.1. Contexto Geográfico e Científico

Estudos anteriores têm sugerido que a região amazônica passou por um período de instabilidades tectônicas que promoveram uma história complexa de migração e abandono de rios na Amazônia durante o Quaternário (Silveira, 1998; Rossetti *et al.*, 2007, 2008; Rossetti; Valeriano, 2007; Hayakawa *et al.*, 2010a). De acordo com esses autores, essa história passada pode ser remontada por meio da análise dos registros de inúmeras paleomorfologias fluviais que ficaram preservadas na paisagem.

As mudanças em larga escala de sistemas fluviais podem estar relacionadas a processos ambientais mais amplos (Horton, 1945; Schumm, 1981; Bloom, 2004) como as variações do nível de base, processos morfossedimentares (Conti, 2012), mudanças climáticas (Goudie, 2006; Hayakawa *et al.*, 2010a) e tectônicas (Benvenuti *et al.*, 2008; Hayakawa *et al.*, 2010a; Ghoneim, 2012). Esses processos nem sempre ocorrem como eventos isolados, e sim com um conjunto de mudanças ambientais que envolvem mudanças no fornecimento de sedimentos, nas configurações topográficas e geológicas, no clima local e regional e na cobertura vegetal (Conti, 2012). Estudos que envolvem o reconhecimento de sistemas de paleodrenagens abordam análises geomorfológicas, a partir da resposta das formas de relevo das drenagens (Al-Sulaimi *et al.*, 1997; Simpson, 2004), e estratigráfica, com base no registro das sequências fluviais estratigráficas (McCauley *et al.*, 1986; McHugh, *et al.*, 1988).

A identificação de sistemas de paleodrenagens a partir de dados de sensoriamento remoto tem sido realizado em várias regiões no mundo (McHugh, *et al.*, 1988; Kafri e Heimann, 1994; Yang *et al.*, 1999; Paillou *et al.*, 2006, 2007, 2009, 2012; Hayakawa *et al.*, 2010a, Rossetti *et al.*, 2008, 2010; Gupta *et al.*, 2014). Tais estudos fornecem evidências de mudanças paleoambientais marcantes ao longo do tempo. A maioria dos estudos se concentram em regiões áridas (John F. *et al.* 1986; Paillou *et al.*, 2006, 2007, 2009, 2012) e semiáridas (Arakel e McConchie, 1982; Paillou *et al.*, 2007). Poucos estudos são realizados em regiões tropicais devido à presença de cobertura vegetal muito densa e de áreas com acesso remoto (Arakel, 1986; Potter, 1997; Plotzki *et al.*, 2013).

Capturas fluviais promovidas por processos neotectônicos foram identificadas no interior da Amazônia, na confluência dos rios Negro e Solimões (Almeida Filho e Miranda, 2007) e uma captura fluvial do antigo rio Madeira (Hayakawa *et al.*, 2010a). Na

desembocadura do Canal do Sul do rio Amazonas foram mapeados paleocanais na porção leste da ilha de Marajó a partir da interação de dados sedimentológicos e dados de sensores remotos (Rossetti *et al.*, 2008). Paleocanais também foram identificados subsidiando a reconstrução da dinâmica fluvial amazônica (Rossetti, *et al.*, 2009; 2010).

Ao norte da foz do Amazonas, na região do Cabo Norte, estudos iniciais têm identificado grandes sistemas de paleodrenagens (Boaventura e Narita, 1974; Silveira, 1998; Santos *et al.*, 2009; Santana, 2011; Jardim *et al.*, 2015 (no prelo)). Essas feições são indícios de significativas mudanças no sistema de drenagem regional, indicando intensos processos de colmatação (Boaventura e Narita, 1974; Silveira e Santos, 2006), movimentos tectônicos e neotectônicos locais (Silveira, 1998; Costa *et al.*, 2013) e variações relativas do nível do mar durante o Quaternário (Silveira, 1998; Mendes, 1994).

Estas paleodrenagens estão associadas a três sistemas de lagos: Sistema Lacustre Meridional, Sistema Lacustre Oriental e Sistema Lacustre Ocidental (Silveira, 1998) cuja origem está relacionada a evolução morfológica da área (Guerra, 1954). Em sua grande maioria, estes lagos possuem formato em *ox bow* e poderiam ser meandros abandonados do rio Araguari (Boaventura e Narita, 1974) e de outros sistemas fluviais antigos (Silveira, 1998). No entanto, as relações de morfogênese dessas paleodrenagens com os sistemas de lagos e as drenagens atuais ainda não foram devidamente esclarecidas.

Este trabalho vem contribuir para a compreensão da evolução do Cinturão Lacustre Meridional, visando entender o arcabouço geológico e geomorfológico dessa região como suporte a sua reconstituição paleogeográfica. A área de estudo abrange a margem direita do rio Araguari, na foz do rio Amazonas, envolvendo os lagos dos Botos, Comprido de Cima, dos Ventos, Lodão, Mutuco e Comprido de Baixo (Figura 1).

1.2. Pressupostos

A evolução recente do Cinturão Lacustre Meridional (CLM) é, pelo menos, em parte reflexo da evolução da rede de paleodrenagem e pode ser entendida a partir dos registros na paisagem e da deposição sedimentar.

1.3. Hipótese

A existência do Cinturão Lacustre Meridional estaria relacionado ao abandono de meandros a partir da evolução de sistemas fluviais antigos, associados ao rio Araguari.

1. 4. OBJETIVOS

1.4.1. Geral

Compreender a evolução holocênica do CLM como subsídio a reconstituição paleogeográfica da área.

1.4.2. Específicos

- Mapear as paleodrenagens da região do Cinturão Lacustre Meridional e suas possíveis conexões com o rio Araguari;
- Identificar evidências da evolução holocênica do Cinturão Lacustre Meridional.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

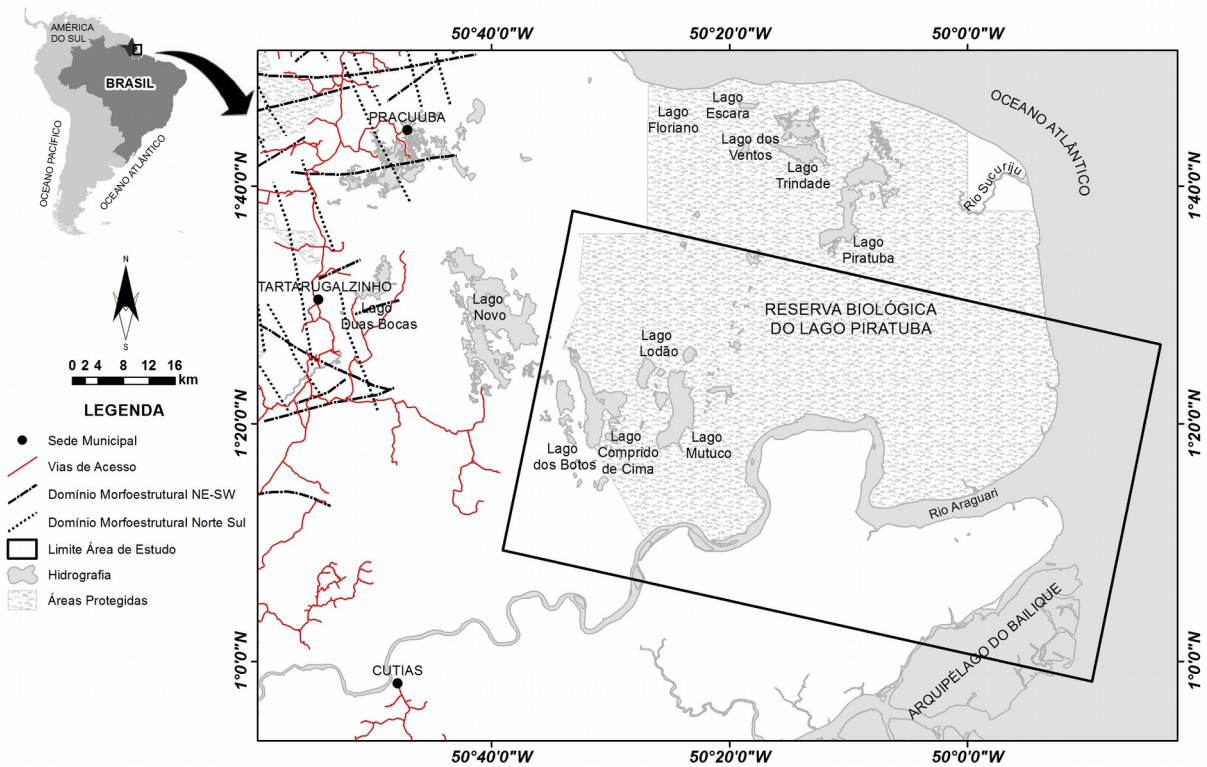
O Estado do Amapá localiza-se no extremo norte do Brasil e mantém fronteira geográfica com a Guiana Francesa ao norte e com o Estado do Pará a oeste e ao sul. A leste é banhado pelo Oceano Atlântico. A capital Macapá está localizada na margem esquerda do estuário do rio Amazonas.

A área de investigação desta pesquisa está localizada na porção leste do estado do Amapá e compreende um setor da planície costeira, com aproximadamente 5.929 km² abrangendo todo o Cinturão Lacustre Meridional assim denominado por Silveira (1998) até o estuário do rio Araguari. Parte da área está situada dentro dos limites legais da Reserva Biológica do Lago Piratuba (REBIO Piratuba) (Figura 1).

O acesso à área pode ser realizado por vias terrestre e fluvial. Por via terrestre o acesso pode ser realizado a partir da capital Macapá pela rodovia estadual AP-070 até a sede do município de Cutias, distante 130 km e pela rodovia federal BR-156 até a sede dos municípios de Ferreira Gomes e Tartarugalzinho, distantes da capital 142 km e 300 km, respectivamente. A partir daí o acesso é realizado por via fluvial pelo rio Araguari em embarcações de pequeno e médio porte até o igarapé Tabaco, onde é possível acessar todo o Cinturão Lacustre Meridional. No entanto, o melhor período sazonal de acesso aos lagos é durante a época das grandes cheias na região (janeiro a junho).

A outra forma de acesso à área de estudo pode ser realizada de barco, saindo da cidade de Macapá, navegando pela costa até o domínio Sul da ilha de Curuá no arquipélago do Bailique. A partir daí o trajeto é realizado pelos canais do Gurijuba ou do Urucurituba que ligam a costa com o estuário do rio Araguari.

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, destacando o retângulo da área-alvo da pesquisa.



Fonte: A massa d'água é proveniente do projeto Cartas SAO da Bacia Marítima da Foz do Amazonas. Os lineamentos morfoestruturais são da CPRM e do trabalho de Souza (2010), enquanto os vetores de estrada e cidades são do IBGE e do Centro de Ordenamento Territorial (COT) do IEPA/AP.

2.2. ASPECTOS FÍSICOS E EVOLUÇÃO

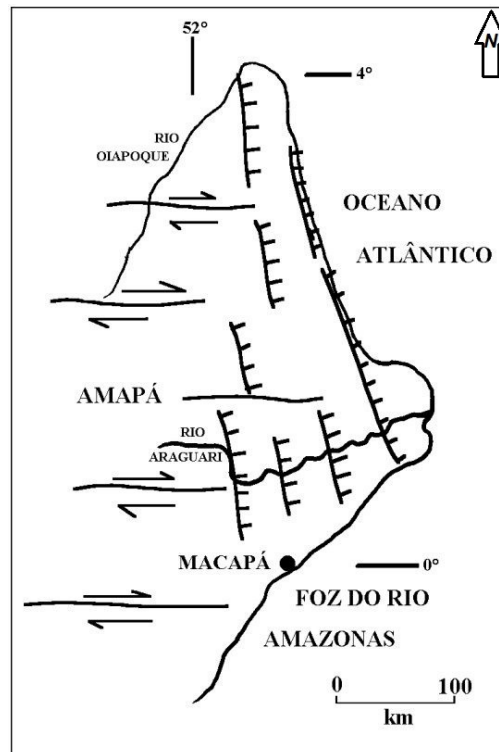
A planície costeira amazônica tem a sua história geológica ligada ao movimento isostático da cordilheira andina, iniciada no Oligoceno Superior (aproximadamente 30 milhões de anos) e com pico no Plioceno (5,3 milhões de anos) (Ackermann, 1966).

A costa do Amapá é bordejada pelos sedimentos da Bacia da Foz do Amazonas (Santos, 2006) e pelos depósitos do embasamento e depósitos pleistocênicos Souza (2010) e Bezerra *et al.*, (2015).

Do ponto de vista geológico a costa amapaense pode ser considerada uma planície emergente, sua litologia é formada por sedimentos arenosos e lamosos. Está assentada sobre a unidade dos Aluviões de idade Quaternária (Lima *et al.*, 1974). As estruturas (Figura 2) Quaternárias compreendem diversos aspectos de feixes de falhas transcorrentes E-W que se interligam por meio de falhas normais NW-SE, formando romboedros transtensivos

simétricos e assimétricos, com dimensões variadas que controlam a forma do litoral, estendendo-se por mais de 600 km na direção E-W até os países vizinhos da Guiana Francesa e Suriname. Os movimentos verticais do tipo transtensivos geram bloqueios nos sistemas de drenagem formando lagos, a exemplo dos lagos Mutuco, Novo, Comprido, Duas Bocas, etc., assim como, segmentos sinuosos de terceira ordem, como o rio Araguari. O movimento anti-horário nos blocos falhados resultam na migração do sistema de drenagem para SW e conseqüentemente a formação de inúmeros paleocanais, sobretudo na região costeira entre o rio Araguari e o rio Sucuriju (Costa *et al.*, 2013).

Figura 2: Estruturas da região leste do Amapá.



Fonte: Costa *et al.*, (2013).

Mendes (1994) e Silveira (1998) consideram também que a tectônica regional influencie no processo de formação dos estuários, e conseqüentemente, controla a fisiografia costeira, implicando na direção dos rios.

Os processos de formação dessa planície resultam da dinâmica geológica e geomorfológica. Aliados a estes processos estão os fenômenos de maré (macro maré), os

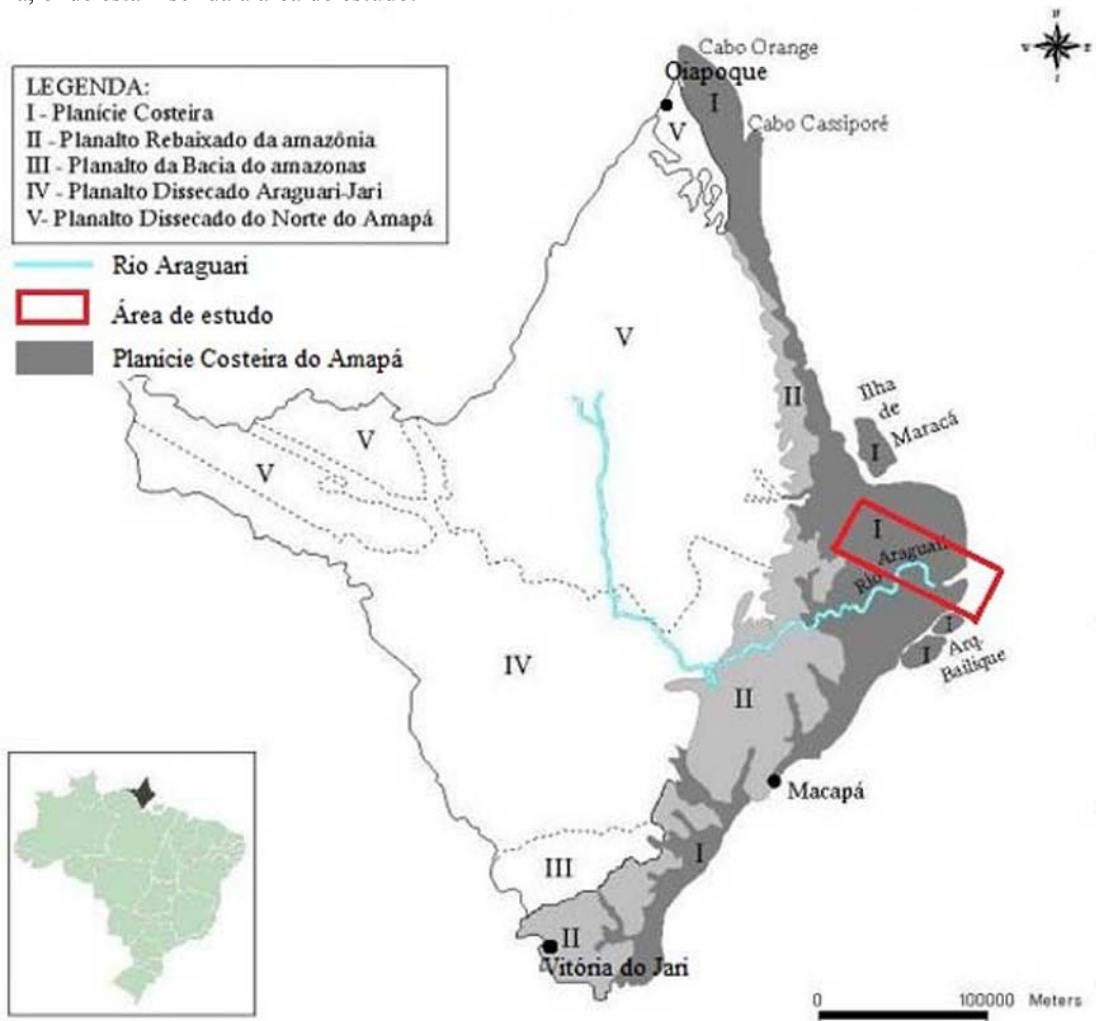
processos atmosféricos influenciados pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que controla a descarga sólida e líquida e os regimes sazonais que também são influenciados por eventos de El Niño e La Niña. Esta região está situada dentro da zona tropical do planeta, com clima tropical úmido, caracterizada por altas pluviosidades, normalmente superior a 2.000 mm/ano, associada a ocorrência dos ventos alísios, responsáveis por trazer a umidade do Oceano Atlântico tropical para o local. Esta faixa litorânea apresenta-se geralmente inundada, principalmente durante o período chuvoso (Lima, *et al.*, 1974). A umidade do ar geralmente é superior a 80%, as temperaturas médias anuais variam entre 26°C e 28°C, as mínimas em torno de 21°C e 25°C e as máximas entre 30°C e 33°C (Bezerra *et al.*, 1990).

2.2.1. Classificação da Planície Costeira Amapaense

Trabalhos pretéritos (Guerra, 1951; Magnanini, 1952; Guerra, 1954; Lima *et al.*, 1974; Boaventura e Narita, 1974; Silveira, 1998; Medes, 1994; Costa, 1996; Santos, 2006) sobre a caracterização do meio físico da planície costeira amapaense apontaram indícios importantes para o estudo da sua gênese, motivando assim investigações até os dias atuais.

Quanto à denominação geomorfológica da costa amapaense, Boaventura e Narita (1974) denominaram a faixa de sedimentos quaternários que vai da cidade de Macapá até a foz do rio Oiapoque de *Planície Fluviomarinho Macapá – Oiapoque* (Figura 3), dominada por processos de origem fluvial, marinho e de colmatção, resultantes do sistema de dispersão do rio Amazonas.

Figura 3: Compartimentação morfoestrutural do estado do Amapá, com destaque para a unidade da planície costeira, onde está inserida a área de estudo.



Fonte: Modificado de Silveira (1998).

Bezerra *et al.*, (1990), a denominaram de *Planície de Estuários e Deltas do Amapá* à unidade morfoestrutural correlacionável a classificação de Boaventura e Narita (1974). Apesar da divergência conceitual sobre o domínio morfoestrutural, Bezerra *et al.*, (1990), também enfatizaram as características sobre a região do Cabo Norte, próximo ao baixo curso do rio Araguari, onde a região encontra-se sob intensos processos de colmatagem em profusão, evidenciada por registros de paleocanais.

Lima *et al.*, (1991), classificaram a faixa de sedimentos quaternários entre os municípios de Vitória do Jari e Oiapoque de *Planície Costeira*. Nesta classificação a unidade caracteriza-se por ambientes fluviais, flúvio-lacustres e flúvio-marinhos. Esta classificação da costa é a mais utilizada na literatura atualmente, sendo assim, a classificação adotada neste

trabalho.

Mendes (1994), também discorreu a respeito da morfologia entre a região dos lagos e o baixo curso do rio Araguari. A área em questão é caracterizada pela presença de paleocanais entulhados, meandros abandonados, lagos residuais (Figura 4A) e paleodeltas e essas formas seriam resultantes de processos fluviais quando do afogamento generalizado da planície costeira amapaense, a partir da Transgressão Flandriana há 6.000 anos BP.

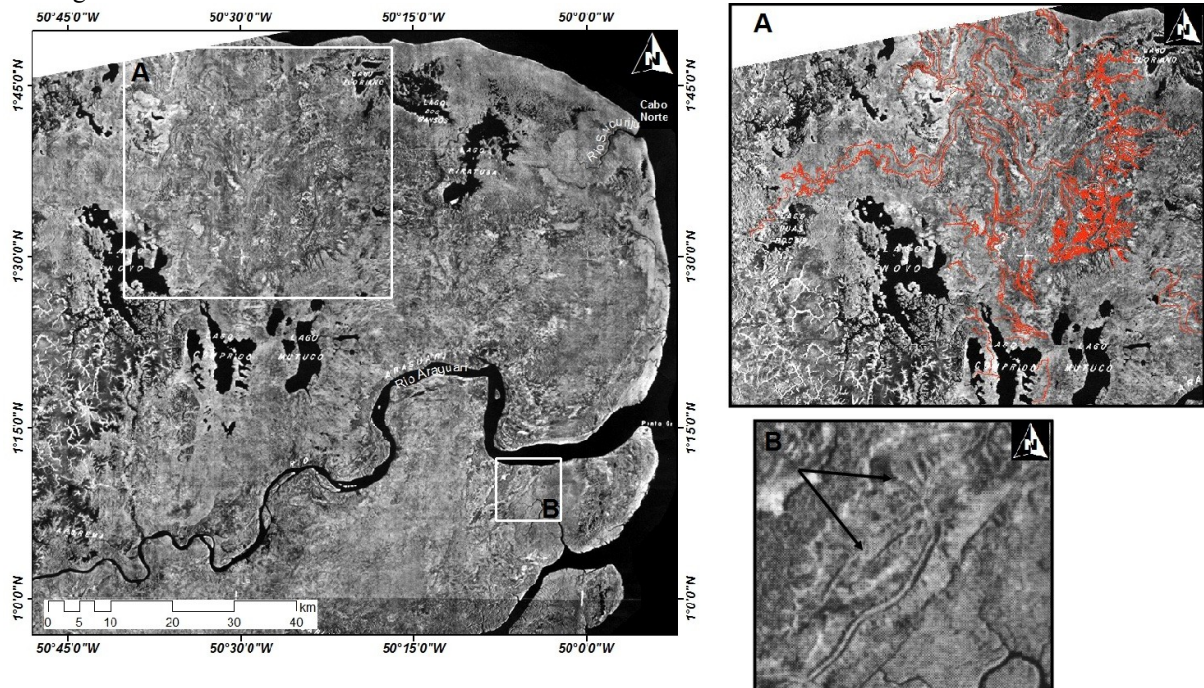
Costa (1996), em seus estudos na região, individualizou no rio Araguari duas unidades morfológicas distintas, denominadas de Planície Aluvial e Planície Estuarina, levando em consideração o limite de influência da maré. A autora destacou dentro desta área, linhas de acreção, paleolitoral ou paleolinhas de costa e ressaltou que os depósitos sedimentares da planície estuarina estariam representados por depósitos de barra em pontal, barra de canal, planície de intermaré e planície de inundação.

Silveira (1998) classificou as feições morfológicas da costa amapaense em paleofeições e feições morfológicas atuais, ambas resultantes de processos fluviais e marinhos antigos e atuais. Assim como Guerra (1952), Silveira (1998) evidenciou as paleofeições como provenientes de meandros abandonados, caracterizados por paleocanais e paleodeltas. Por conseguinte, os terraços de abrasão, os lagos e as planícies de maré, constituem as feições morfológicas atuais.

Silveira (2002), a partir de estudos na área de entorno da Reserva Biológica do lago Piratuba, identificou seis unidades geomorfológicas, a saber: Planícies Flúvio – Marinhas, Planícies Flúvio – Estuarinas, Planícies Fluviais, Planícies Fluviais Antigas e os Tabuleiros Costeiros.

A partir da interpretação dos padrões de uso e cobertura vegetal aplicando dados de sensores remotos orbitais e aerotransportados e informações de campo, Santos (2006), identificou dois grandes ambientes de sedimentação dentro da planície costeira na região do baixo curso do rio Araguari, denominados de: ambiente fluvial meandrante influenciado por maré e estuário. No primeiro ambiente, estão presentes as feições morfológicas de barras em pontal, paleodrenagens, lagos e canais. Enquanto as feições associadas ao ambiente de estuário são barras em pontal, barras de desembocadura de canais, barras de canal, linhas de acreção, paleodrenagens e canais de maré.

Figura 4: Lagos residuais na região do Cabo Norte, na planície costeira do Amapá; A) Evidências de paleocanais entulhados; B) Registros de canais colmatados com direção nordeste próximo à foz do rio Araguari, na margem direita.



Fonte: Imagem RADARGEMS-1000, banda X de 1972. Acervo: Projeto RADAM (1974).

2.2.2. Evolução da Costa Amapaense

No tocante a evolução da costa do Amapá, Guerra (1952) observou características morfológicas como paleocanais e paleodeltas, que seriam paleofeições supostamente originadas a partir de meandros abandonados de antigas drenagens, em decorrência da evolução morfológica da área.

Boaventura e Narita (1974) apontam os lagos Comprido, Mutuco e Piratuba como meandros abandonados do rio Araguari (Figura 4), a partir da migração progressiva deste para Sul, acompanhando movimento ocorrido no Canal Norte do rio Amazonas. Tal ocorrência estaria explicita na observação de diques marginais do Araguari, transversais aos terraços. Observa-se em imagens de satélites registros de canais colmatados com direção nordeste próximo à foz do rio Araguari, na margem direita (Figura 4B). Existem também amplos terraços e planícies desenvolvidos em todo o baixo curso do rio Araguari, desde o contato litológico entre a Formação Barreiras e a planície Quaternária (Boaventura e Narita, 1974).

Nas proximidades do Lago Piratuba, a planície apresenta-se permanentemente alagada,

coberta por grandes extensões de mangue próximo à linha de costa o que contribui para a fixação de sedimentos, já o restante da planície colmatada está coberta por vegetação campestre (Boaventura e Narita, 1974).

Uma das hipóteses aventadas sobre a gênese da planície costeira amapaense diz respeito às variações do nível do mar e processos de neotectônica regional. De acordo com Silveira (1998), em um primeiro momento por se tratar de uma região com relevo muito baixo e fortemente influenciado pelo sistema de dispersão do rio Amazonas, torna-se difícil de identificar evidências diretas de neotectônica nessa região, além da ausência de dados geofísicos continentais e nas áreas submersas, até então, que possam comprovar tal hipótese. No entanto, Silveira (1998) pondera sobre trabalhos de autores como (Davies, 1980; Driscoll & Karner 1994; Vital & Silveira 1990) dedicados ao entendimento do arcabouço tectônico regional e comportamento da rede de drenagem, os quais apontam elementos para o reconhecimento da neotectônica na planície costeira do Estado do Amapá, considerando dois momentos para o desenvolvimento dessa planície, fase Pré-Holocênica e fase Holocênica.

A fase Pré-Holocênica corresponde ao processo de organização estrutural da região, onde há a elaboração em blocos desnivelados formados a partir da interação entre lineamentos mais antigos. Essa fase também corresponde à instalação de diques com orientação aproximada N-S, instalação do arco Gurupá, modificação no curso do rio Amazonas e instalação do Sistema de Dispersão Amazônico. No domínio Sul da planície costeira esse processo de organização estrutural refletiu-se no adernamento do bloco localizado entre o rio Amapá Grande até o norte do rio Araguari, tendo como limite oeste o atual rio Flechal, onde o resultado desse adernamento gerou a desorganização generalizada da rede de drenagem e o estabelecimento dos cinturões lacustres meridional e ocidental (Silveira, 1998).

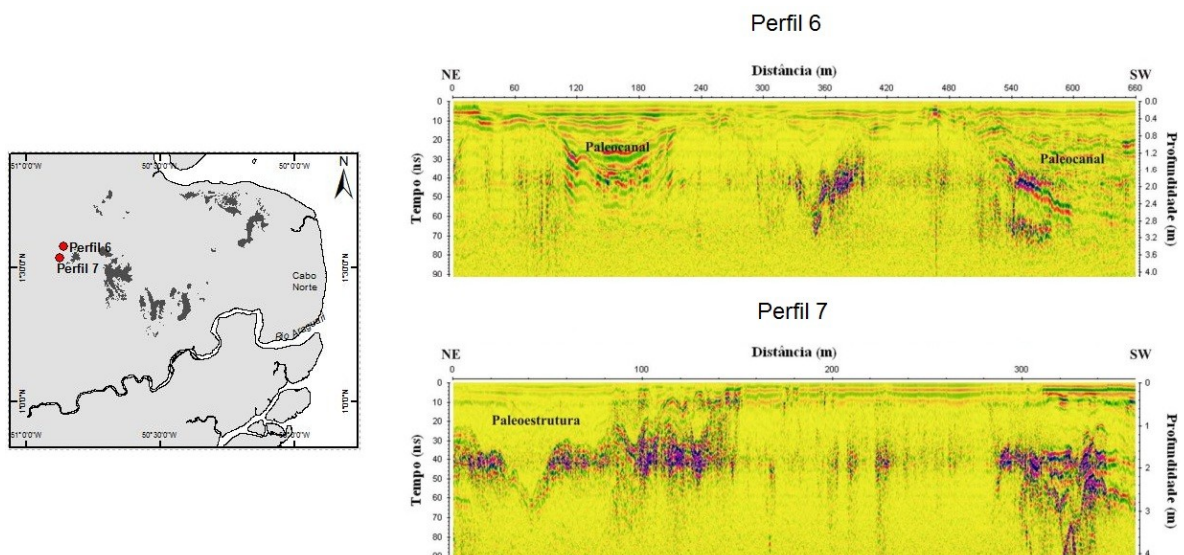
A fase Holocênica é caracterizada pela reorganização progressiva da rede de drenagem da planície costeira como resultado da fase anterior. Nessa fase os processos aluviais e os períodos de nível do mar mais elevado corroboram para o remodelamento da planície. Os processos aluvionares junto às condições climáticas e a hidrodinâmica da região, influenciados pelo Sistema de Dispersão do rio Amazonas são responsáveis pela acreção costeira, assim como, a colmatção de lagos e áreas inundáveis, fazendo assim o nivelamento da região através do processo de agradação (Silveira, 1998).

Estudos mais recentes como o de Santana (2011), a partir da integração de dados de sensores remotos ópticos e RADAR, mapeou a morfologia de um paleodelta na região do

Macarry a norte da planície costeira amapaense, o que seria uma paleofeição provavelmente resultante da ação da tectônica local, aliado a processos oceanográficos e atmosféricos.

Estudos realizados na borda oriental do Escudo das Guianas, nos limites da planície costeira, identificaram paleoestruturas, como paleocanais e paleovales usando métodos geofísicos de investigação subsuperficial no solo (Figura 5) (Martins, 2009). A identificação dessas paleofeições de subsuperfície pode ajudar na interpretação de trabalhos pretéritos sobre o mapeamento de paleofeições superficiais identificadas a partir da interpretação de imagens de satélites conforme (Boaventura e Narita, 1974; Silveira, 1998; Jardim *et al*, 2011; Santana, 2011).

Figura 5: Identificação de paleofeições subsuperficiais a partir de dados de radar de penetração no solo (GPR).



Fonte: Adaptado de Martins (2009).

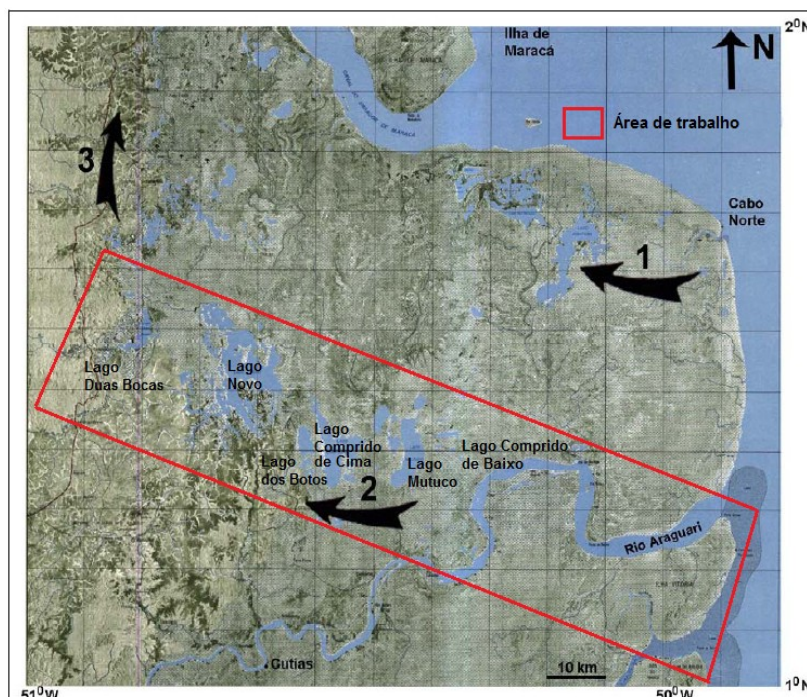
No tocante a estruturação tectônica da região costeira do Amapá, Souza (2010) identificou padrões de lineamentos tridirecional, com direções NE-SW, N-S e NW-SE, observadas em rochas do embasamento através de foliações, lineamentos, bandas de cisalhamento e fraturas. A relação entre esses lineamentos sugere a presença de neotectônica na região, controlados por prováveis falhas do embasamento, responsáveis por reajustes do relevo e das drenagens em decorrência de reativações tectônicas recente a sub-recentes. Datações geocronológicas absolutas por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) realizadas em sedimentos permitiram a classificação de depósitos pleistocênicos sobrepostos

ao embasamento, onde foram individualizadas duas unidades morfológicas distintas: *terraço arenoso* e *terraço areno-argiloso*. As idades obtidas por LOE para esses terraços mostram um intervalo entre 80.000 e 30.000 anos AP, descartando assim a possibilidade de enquadrá-los no Grupo Barreiras de idade Miocena – Pliocena como já mencionado em estudos precedentes conforme (Rosseti *et al.*, 1989; Lima *et al.*, 1991; Silveira, 1998; Rosseti, 2001; CPRM, 2004).

2.2.3. A Região dos Lagos do Estado do Amapá

No contexto da evolução holocênica a maior concentração de lagos da planície costeira amapaense está localizada entre o Rio Amapá Grande e a região imediatamente a norte do rio Araguari. Nessa área foram identificadas por Silveira (1998) três subáreas principais de concentração, a saber: Cinturão Lacustre Oriental, Cinturão Lacustre Meridional e Cinturão Lacustre Ocidental. Nesta pesquisa a área foco de investigação é o Cinturão Lacustre Meridional (CLM) (Figura 6).

Figura 6: Distribuição espacial da concentração dos lagos na região do Cabo Norte, planície costeira do Amapá. 1) Cinturão Lacustre Oriental, 2) Cinturão Lacustre Meridional e 3) Cinturão Lacustre Ocidental.



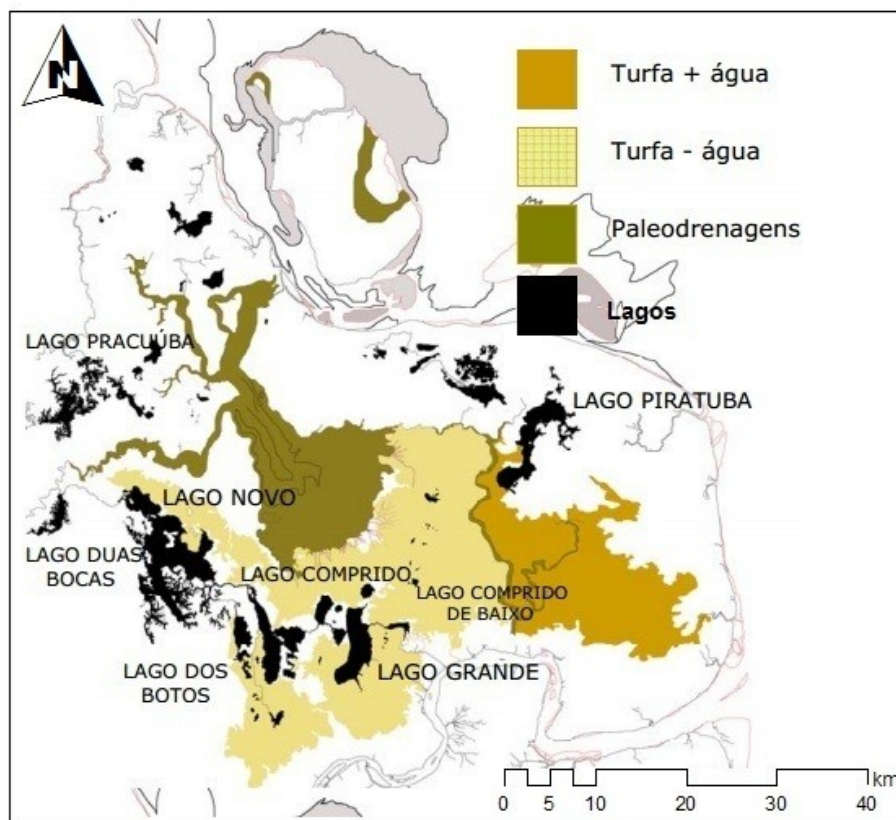
Fonte: Adaptado de Santos (2006), a partir de carta imagem do projeto RADAM (1974) com localização dos cinturões lacustres de acordo com Silveira (1998).

De acordo com a classificação de Silveira (1998), a região do Cinturão Lacustre Meridional é formada pelos lagos Duas Bocas, Novo, Comprido de Cima, dos Botos ou Lodão, Mutuco e o Comprido de Baixo, assim distribuídos de oeste para leste, respectivamente (Figura 6). A orientação dos lagos deste cinturão apresenta orientação nítida dos lineamentos regionais, com direções predominantemente NS e NE-SW e E-W (Figura 1). Possuem formas variadas, porém, em sua maioria, mostram seu comprimento maior na direção N-S. Exceção é feita ao Lago Comprido de Baixo que mostra alongamento na direção E-W (Silveira e Santos, 2006).

No que consiste a concentração dos lagos da costa do Amapá, a evolução dessa região ainda não foi devidamente esclarecida, mas ao que tudo indica sua gênese parece estar ligada a fatores tectônicos locais (Guerra, 1952; Silveira, 1998) e à evolução do rio Araguari (Santos 2006). Alguns lagos apresentam feição que lembra um *ox-bow*, meandro de antiga drenagem (Silveira, 1998). Esteves (1988) classificou os lagos da costa amapaense como lagos de barragens, formados pela ação do rio principal que ao transportar grande quantidade de sedimentos deposita-os ao longo do seu leito o que provoca elevação, e, por conseguinte causa o represamento de seus afluentes, onde são transformados em lagos.

Silveira (1998), em hipótese aventada sobre a gênese desses lagos, acredita que processos tectônicos ocorridos na região, junto com o evento de Transgressão Flandriana e os processos de colmatação característicos da região, foram determinantes para a formação da região dos lagos do Amapá, uma vez que a formação desses lagos se mostra diretamente vinculada ao abandono das drenagens após a desorganização causada pelo basculamento do bloco de domínio Sul, que gradativamente permitiu que fosse criado um espaço para acumulação de água. Esses processos apontam condições favoráveis para a geração de turfas. A distribuição das turfas se estende para além do limite do Cinturão Meridional, onde aflora e dá ao sistema lacustre como um todo um nível de fragilidade e sensibilidade crítico ao fogo (Silveira e Santos, 2006) (Figura 7).

Figura 7: Distribuição das turfas e das paleodrenagens na planície costeira do Amapá de acordo com Silveira e Santos (2006).



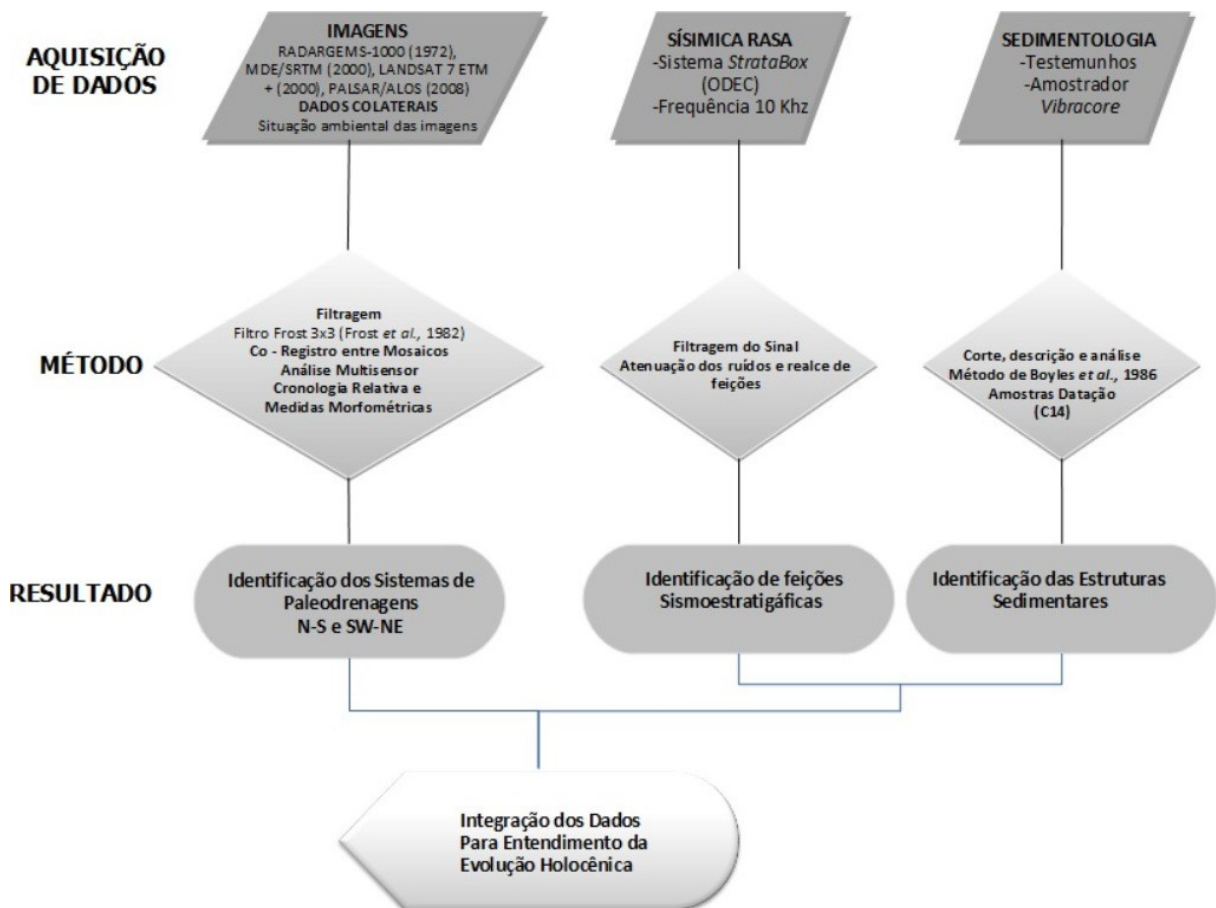
Em relação a dinâmica atual, estudos de caracterização morfodinâmica e hidrodinâmica, visando o entendimento geoambiental do igarapé Tabaco e dos lagos que compõem o Cinturão Lacustre Meridional (Comprido de Baixo, Mutuco e dos Ventos), mostram que esses sistemas possuem dinâmicas diferentes. Através da análise multitemporal de imagens de satélites em 11 anos esses lagos tiveram uma redução no seu espelho d'água. O lago dos Ventos teve uma redução de sua área equivalente a 50%, já o lago Comprido de Baixo foi o que teve maior alteração, com perda de área equivalente a 60%, com suas margens ocupadas por macrófitas aquáticas (Matos, 2009). Esses dados corroboram com as observações de campo realizadas durante as expedições da REDE 05 – PETROMAR, pois o lago Comprido de Baixo atualmente apresenta um pequeno canal de ligação entre o igarapé Tabaco e o lago Mutuco.

O entendimento acerca dos aspectos físicos regionais e locais registrados em trabalhos anteriores são essenciais para a retomada de discussões importantes no que consiste ao avanço do conhecimento sobre o arcabouço geológico e geomorfológico da área em questão.

3. MATERIAL E MÉTODOS

Visando alcançar os objetivos dessa pesquisa a metodologia de trabalho foi elaborada em duas fases de acordo com os objetivos específicos do trabalho. O fluxograma metodológico mostra esses processos de forma resumida (Figura 8) e em seguida cada fase é detalhada.

Figura 8: Fluxograma metodológico.



3.1. Mapeamento dos Sistemas de Paleodrenagens do Cinturão Lacustre Meridional

Nessa fase foram utilizados dados de sensores ativos do radar aerotransportado *Goodyear Mapping System 1000* (GEMS-1000) banda X, do radar orbital *Phased Array type L-band SAR/Advanced Land Observing Satellite* (PALSAR/ALOS) e dados de Modelo

Digital de Elevação (MDE) da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Uma cena do satélite de observação da terra *Land Remote Sensing Satellite (LANDSAT 7)*, com sensor passivo *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) foi utilizado. Também foram utilizadas informações colaterais (Jensen e Epiphonio, 2009) para auxiliar na interpretação dos dados de sensores remotos.

3.1.1. MATERIAL

3.1.1.1. RADAR GEMS-1000

O sistema RADAR GEMS-1000 é um sistema radar aerotransportado de visada lateral e abertura sintética, operado na banda X (3 cm), com polarização HH e frequência de 8 a 12,5 Ghz (Lima, 2008). As imagens foram adquiridas no âmbito do projeto Radar da Amazônia (RADAM), através da parceria entre Brasil e EUA, tratando-se um dos primeiros levantamentos com radar na Amazônia (Azevedo, 1971). Embora as imagens tenham sido adquiridas na banda X, por ser uma onda mais curta, ela é capaz de penetrar a subsuperfície dos alvos no terreno, favorecendo a detecção de uma variedade de feições morfológicas no solo (Soares, 2006).

Como as imagens foram adquiridas no início da década de 1970, apresentam grande parte da morfologia natural da área preservada, sem tanta interferência antrópica, uma vez que a região possui um histórico de ocupação pela atividade da pecuária bubalina (Santos 2009).

Trabalhos na planície costeira amazônica identificando sistemas de paleodrenagens com imagens GEMS-1000 foram realizados por Boaventura e Narita (1974) e Silveira (1998).

3.1.1.2. PALSAR/ALOS

O sistema ALOS é um satélite japonês que carrega a bordo três sensores, sendo dois ópticos, PRISM e AVNIR-2 e um radar, PALSAR. O PALSAR é um radar de visada lateral e abertura sintética que opera na banda L (23.6 cm), com centro de frequência de 1.270 Mhz. Possui dois modos de polarização o Single Beam Dual (FBS) com polarização HH/VV e o modo Fine Beam Dual (FBD). Nesta pesquisa foram utilizadas as imagens do modo FBD, as

quais possuem órbita descendente com ângulo de incidência de 34.3° (Rosenqvist e Shimada, 2007). O intervalo de frequência da banda L permite uma melhor interação e penetração da onda de radar com o dossel vegetal chegando até a subsuperfície do solo (Soares, 2006).

Estudos prévios têm enfatizado o uso de imagens PALSAR, banda L, para o mapeamento de feições de paleodrenagens em regiões áridas e semiáridas (Paillou *et al.*, 2006; Paillou *et al.*, 2007; Paillou *et al.*, 2009; Paillou *et al.*, 2012), assim como em regiões tropicais como a Amazônia brasileira (Hayakawa *et al.*, 2010; Rossetti *et al.*, 2008).

3.1.1.3. MDE SRTM

Os dados de elevação do terreno utilizados são provenientes da missão SRTM (Farr *et al.*, 2007) e possuíam resolução de *grid* de 1 arco-segundo (aproximadamente 30 m). O MDE foi gerado através da técnica de interferometria InSAR - *Interferometric Synthetic Aperture Radar* e os dados de elevação foram coletados simultaneamente na Banda C (5.6 cm), polarização HH e VV, e banda X (3 cm) com polarização VV, registrando o sinal do radar em uma única passagem. A metodologia utilizada para a geração do MDE permite retratar a topografia da superfície imageada levando em consideração a cobertura superficial do terreno, como a copa das árvores (Robinson *et al.*, 2006). Estes dados estão disponíveis no site <http://earthexplorer.usgs.gov/> e foram utilizados para observar as diferenças de altitude entre os planaltos ou colinas e a planície costeira e as variações na topografia do terreno.

Dados de elevação de terreno são utilizados na identificação de paleodrenagens em conjunto com outros dados de sensores remotos em regiões áridas (Robinson *et al.*, 2006; Ghoneim e El-Baz, 2007; Ghoneim *et al.*, 2012) e tropicais (Rossetti *et al.*, 2008; Rossetti *et al.*, 2009; Hayakawa *et al.*, 2010).

3.1.1.4. LANDSAT 7 ETM+

Foi utilizada uma cena correspondente a órbita ponto 225/56 do sensor ETM+ do satélite LANDSAT 7, com resolução espacial de 30 m e composição colorida 7R 4G 2B. Estes dados estão disponíveis no site do Serviço Geológico dos EUA (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) e as imagens estavam ortorretificadas.

A imagem foi usada para a interpretação visual de feições superficiais dos depósitos fluviais e lacustres na área de estudo e para esclarecer dúvidas sobre as paleofeições observadas nas imagens de radar.

Esse tipo de imagem geralmente são utilizadas na identificação de paleodrenagens junto com imagens de radar e dados de elevação (Robinson *et al.*, 2006; Ghoneim *et al.*, 2012; Rossetti *et al.*, 2009; Hayakawa *et al.*, 2010; Santos *et al.*, 2009).

3.1.1.5. Dados Colaterais

Os dados colaterais foram utilizados para auxiliar na interpretação das imagens visando dirimir dúvidas sobre ambiguidade de feições morfológicas.

Para a validação das feições e padrões das paleodrenagens foram recuperadas imagens aéreas georeferenciadas adquiridas a partir de sobrevôos (registros fotográficos e vídeos) e registros fotográficos obtidos *in situ*. Todos os dados estavam devidamente georeferenciados com um sistema de posicionamento por navegação *Global Positioning System- GPS*.

Para definir a situação ambiental da área, na época do imageamento, em relação a inundação, foram utilizados dados de precipitação provenientes da Agência Nacional de Águas (ANA) (<http://hidroweb.ana.gov.br/>) e dados de marés disponibilizados pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil (<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/>).

3.1.2. MÉTODOS

3.1.2.1. Filtragem

O filtro FROST é do tipo adaptativo, desenvolvido com algoritmos apropriados para imagens de radar. Uma característica peculiar desse filtro é a preservação do valor médio nas áreas homogêneas, mantendo uma boa relação sinal – ruído com preservação da estrutura de bordas nas imagens (FROST *et al.*, 1982).

O filtro *Enhanced FROST* (FROST *et al.*, 1982) foi utilizado para realçar as feições

morfológicas e atenuar o efeito do ruído *speckle* nas imagens. A dimensão da janela utilizada foi de 3x3 pixels. Esta dimensão de janela foi escolhida por ter sido aplicado em outros trabalhos na região e ter apresentado uma melhor preservação das feições morfológicas (Jardim *et al.*, 2011; Jardim *et al.*, 2015).

3.1.2.2. Co-Registro entre Mosaicos

As imagens GEMS-1000 já se encontravam mosaicadas e realçadas (Silva, 2011), por isso não foram processadas. As imagens PALSAR/ALOS após a aplicação do filtro foram mosaicadas.

Os mosaicos das imagens GEMS-1000 e ALOS/PALSAR foram co-registrados utilizando a cena do satélite LANDSAT 7 ETM+ como imagem base. Durante o co-registro os mosaicos tiveram seus pixels reamostrados para 30 m para assumir as mesmas características da imagem base.

Todos os dados de sensores remotos (imagens PALSAR/ALOS, GEMS-1000, MDE/SRTM e LANDSAT 7 ETM+) foram projetados no sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) em Datum WGS84.

3.1.2.3. Análise Multisensor

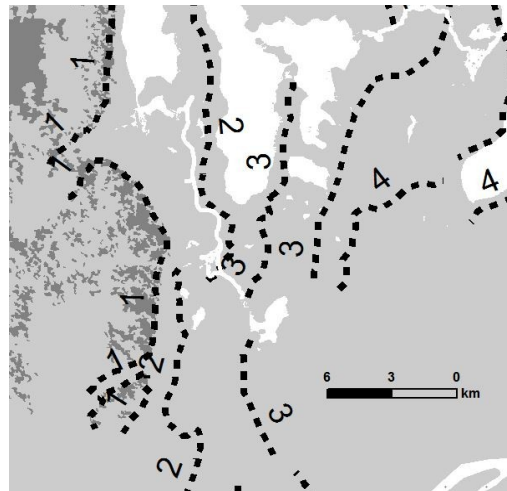
Esta análise foi realizada de forma visual com a integração de todas as imagens em um Sistema de Informações Geográficas (SIG). Esta integração permitiu a sobreposição e correlação entre as paleofeições interpretadas e digitalizadas.

3.1.2.4. Cronologia Relativa e Medidas Morfométricas

As paleodrenagens identificadas foram hierarquizadas cronologicamente em modo relativo para traçar a história dos eventos responsáveis pela formação das mesmas. Cada alinhamento de paleodrenagem foi numerado em ordem crescente do mais antigo para o mais

novo, desde o contato do planalto e/ou colinas até a parte mais distal na planície costeira. Em sua maioria estes alinhamentos estão representados de forma descontínua formando vários segmentados como mostra a (Figura 9).

Figura 9: Esquema de segmentação dos alinhamentos de paleodrenagens identificados neste trabalho.



Medidas morfométricas de extensões máximas e mínimas das paleodrenagens e suas larguras foram realizadas com o objetivo de estimar a dimensão dos antigos leitos fluviais e comparar com os rios atuais da região.

3. 2. Identificação das Evidências da Evolução Holocênica do Cinturão Lacustre Meridional

Nessa fase foram utilizados dados de sísmica rasa e testemunhos sedimentares de subsuperfície, além de amostras de sedimentos para datação absoluta por radiocarbono e integração dos dados.

3.2.1. Aquisição de Dados de Geofísica Marinha de Águas Rasas (Método Sísmico)

A investigação de subsuperfície do fundo dos lagos foi realizada por meio de investigações de geofísica marinha, através do método de sísmica rasa. Segundo Ayres Neto (2001), esse método utiliza o fato de que as ondas sísmicas ou elásticas viajam com diferentes velocidades em diferentes tipos de rochas. Através da geração dessas ondas e observando o tempo de chegada destas em diferentes pontos, é possível determinar a distribuição de velocidade e localizar a interface onde as ondas são refletidas e refratadas.

O planejamento dos perfis sísmicos teve como base o mapeamento dos sistemas de paleodrenagens. A priori o critério para estabelecer as linhas sísmicas foi de acordo com a orientação estrutural preferencial da área estudada, NW/SE, e que foram confirmadas através das orientações perpendiculares dos perfis NE/SW a fim de compreender o arcabouço estrutural que condicionou a evolução do Cinturão Lacustre Meridional e do rio Araguari, além de entender o arranjo entre as sequências sedimentares a serem definidas a partir das fácies sísmicas. Foram coletados um total de 49 perfis sísmicos na região dos lagos meridionais.

Após a fase de levantamento de campo foram escolhidos apenas 4 perfis sísmicos para o trabalho, exatamente os que apresentavam orientação transversal aos lagos. Esta escolha se deu de acordo com a hipótese a ser testada nessa dissertação referente à origem desses lagos, os quais seriam prováveis meandros abandonados de antigas drenagens. Segundo Ayres Neto (2001), dados obtidos através de levantamento geofísico servirão de base para a escolha de pontos de amostragens de testemunhos ou amostras superficiais, permitindo assim uma correlação lateral com os dados geofísicos para um melhor detalhamento da geologia da área.

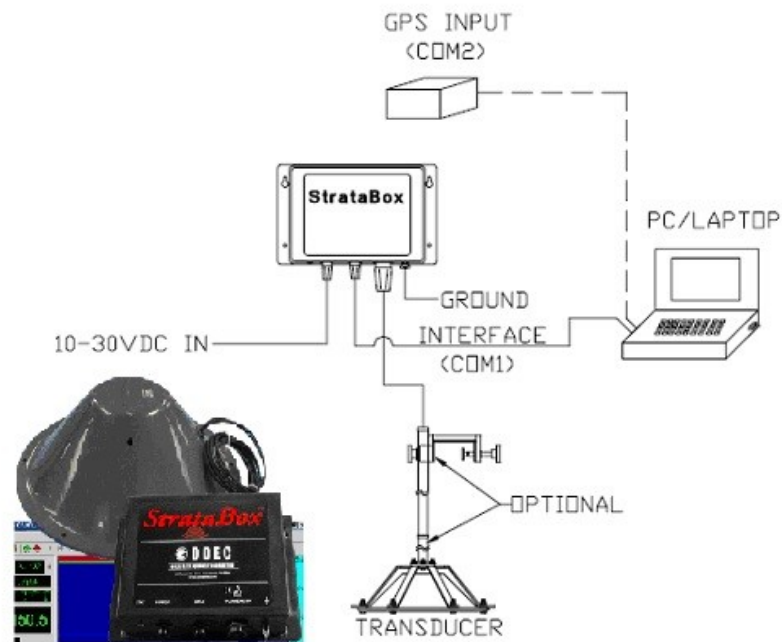
Para o levantamento geofísico de águas rasas foi utilizado o sistema de fonte ressonante denominado *StrataBox* que consiste em um sistema de aquisição de dados sísmicos do tipo *chirp*, que opera em módulo de transdutor com frequência nominal fixa de 10 kHz. É composto por um transdutor, rebocado pela embarcação e um registrador digital conectado a um computador e a um Sistema de Posicionamento Global (GPS) para indicar a posição e a rota dos perfis no momento da coleta (Figura 10). Neste levantamento, foram utilizados dois GPS's ambos da marca Garmin modelo 76CSx sendo um conectado ao equipamento e o outro permanecendo em mãos para indicar a rota das linhas de coleta e a navegação.

O equipamento utilizado – *StrataBox* - é proveniente do Departamento de Geologia e

Geofísica Marinha – LAGEMAR da Universidade Federal Fluminense (UFF).

Para o levantamento em campo foi utilizado uma lancha de alumínio de aproximadamente 6 m de comprimento e 1,40 m de largura, com motor de popa *Yamaha* de 40 HP, onde foi acoplado o equipamento sísmico.

Figura 10: Sistema de aquisição sísmica StrataBox.



3.2.2. Coleta e Análise de Testemunhos de Subsuperfície

Os pontos para coleta dos testemunhos rasos de subsuperfície foram determinados a partir do mapeamento da rede de paleodrenagem e dos perfis sísmicos dos lagos. Com o objetivo de aferir as informações sísmo estratigráficas a partir dos perfis de sísmica rasa.

As coletas foram realizadas em três campanhas de campo nos seguintes períodos: 13 a 27 de setembro 2012, 24 de novembro a 01 dezembro de 2012 e 20 a 30 de março de 2013. Foram amostrados e descritos um total de 19 testemunhos (Figura 11). No entanto, para essa pesquisa foram utilizados apenas 3 testemunhos sedimentar, os quais foram coletados dentro dos lagos e assim puderam ser correlacionados as feições sísmo estratigráficas.

A maioria dos trabalhos de campo requereu esforços extremos, devido à inospitalidade

da região costeira do Amapá e inacessibilidade relativa dos pontos de amostragem. Os locais de coleta foram os mais variados possíveis (várzea, campos inundáveis, planícies de marés lamosas, lagos, etc.) (Figura 11).

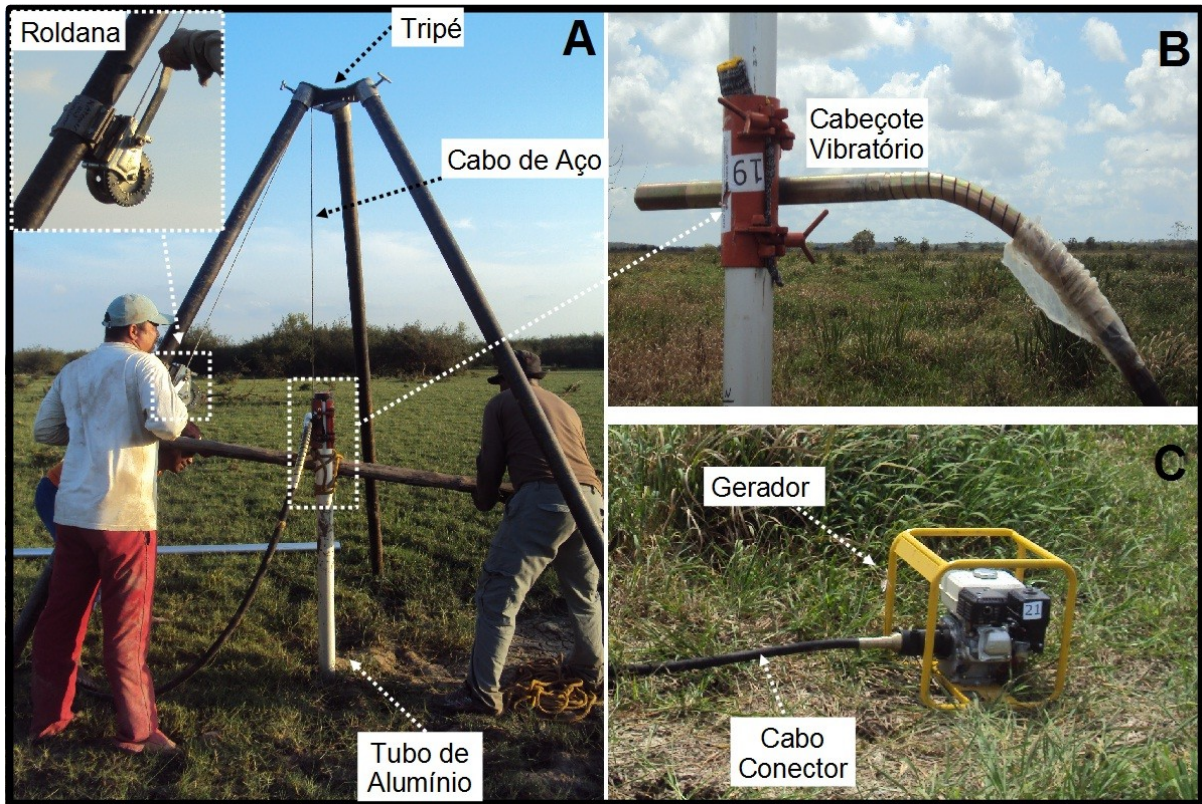
Figura 11: Locais de amostragem com o sistema *vibracore* na planície costeira do Amapá. A) Várzea; B) Campo inundável; C) Planície de maré lamosa. D) Lago.



De acordo com Mendes (1994), a escolha do equipamento de amostragem leva em consideração além da sua versatilidade de poder ser utilizado em terrenos secos e inundados, a sua leveza e compactabilidade para ser transportado em pequenas embarcações e facilitar o deslocamento nas áreas. Dessa forma o testemunhador escolhido foi o *vibracore*.

O sistema *vibracore* consiste em um amostrador a vibração (Lanesky *et al.*, 1979), que funciona por meio de um cabo eletromecânico acoplado em uma das extremidades a um motor o qual transmite energia ao cabeçote vibratório acoplado ao tubo de alumínio com dimensões de 6 m de comprimento, 7.5 cm de diâmetro e 1.5 mm de espessura. A vibração facilita a penetração do tubo de alumínio dependendo das características do terreno (Silveira, 1998) (Figura 12). Para a retirada do testemunho em alguns casos foi utilizado um sistema de tripé, composto por uma roldana, cabo de aço, torre, catraca e manivela (Figura 12A), no entanto, na maioria das vezes a retirada do tubo requereu bastante esforço físico humano (Figura 11C). Na costa do Amapá alguns trabalhos já utilizaram esse método de amostragem por ser um amostrador de fácil manuseio em campo e capaz de amostrar até 6 m de profundidade (Mendes, 1994; Costa, 1996; Silveira, 1998).

Figura 12: Esquema de testemunhagem utilizando o sistema *vibracore*. A) Tripé, cabo de aço, tubo de alumínio e roldana; B) Cabeçote vibratório; C) Gerador e cabo conector.



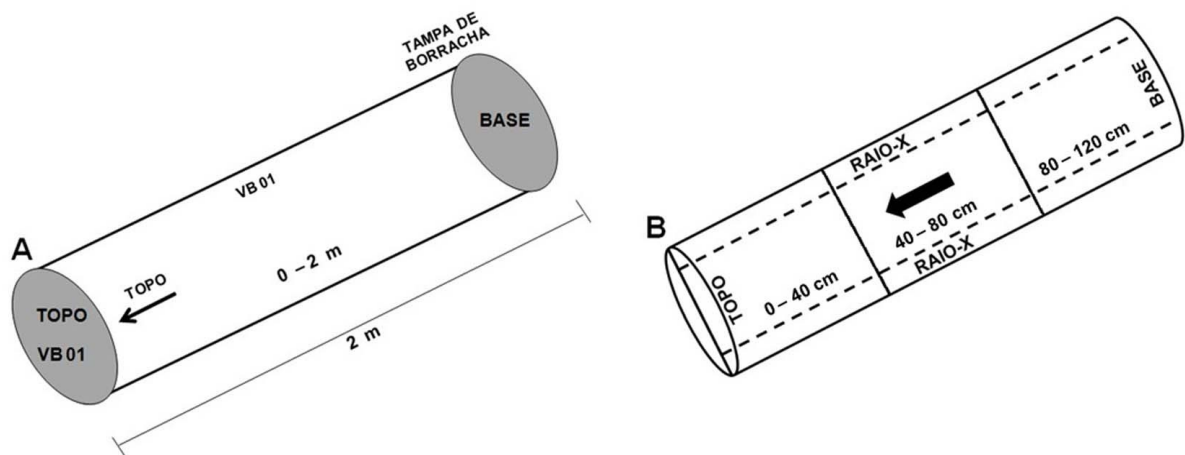
Assim como, no levantamento de Mendes (1994) e Costa (1996), dada as dificuldades operacionais na maioria das coletas, o tubo de alumínio não foi inserido em seu comprimento máximo (6 m), sendo assim, serrado próximo ao topo da sequência amostrada e lacrado com tampa de borracha e vedado com fita isolante e identificado de acordo com o ponto de coleta, metragem da seção e “topo” e “base” (Figura 13A).

Em laboratório os testemunhos de *vibracore* foram subdivididos em intervalos de 40 em 40 cm, os quais foram cortados em duas seções longitudinais, utilizando uma serra elétrica. As seções longitudinais foram destinadas a descrição macroscópica de acordo com o método de Boyles *et al.*, (1986), que consiste na análise de estruturas e texturas sedimentares. Essa análise permite a inserção de uma série de informações como: cor, tipo de litologia, granulometria, estrutura sedimentar física e biogênica, recobrimento de fotografias, etc. As seções do meio dos testemunhos com aproximadamente 1,5 cm foram destinadas para radiografia (Figura 13B). As radiografias de acordo com Mendes (1994) são fundamentais para auxiliar na descrição das fácies sedimentares argilosas, pois evidenciam características difíceis de serem reconhecidas sem tal recurso como as variações granulométricas, estruturas

sedimentares e biogênicas, grau de bioturbação e a natureza dos contatos.

As duas seções longitudinais dos testemunhos foram utilizadas para descrição das estruturas sedimentares, fotografias e amostragens para datação por C14, taxa de sedimentação por Pb 210, análise granulométrica, geoquímica e de foraminíferos. No entanto, para este trabalho apenas as análises por C14 foram utilizadas.

Figura 13: Esquema ilustrativo das identificações realizadas nos testemunhos. A) Identificação realizada em campo após a coleta; B) Identificação realizada em laboratório antes da abertura do tubo.



Fonte: Adaptado de Figueiredo (1990).

3.2.3. Determinação da Cronologia Absoluta dos Testemunhos por C14

O método carbono 14 ou radiocarbono foi desenvolvido nos EUA por Willard Frank Libby em 1947, trata-se de um isótopo radioativo natural do elemento carbono. Seu estudo justifica-se pelo fato do carbono 14 ser responsável na determinação da idade de fósseis e artefatos de diversos tipos como carvão, madeira, fóssil, turfa, solo, etc.. A datação por radiocarbono é a técnica de datação provavelmente mais conhecida e mais usada no meio arqueológico e paleontológico (Francisco *et al.*). Na geologia e estratigrafia a técnica é bastante utilizada em amostras de áreas costeiras no mundo todo (Angulo *et al.*, 2008). No Brasil tem sido usado em regiões costeiras para determinar o paleonível do mar e para distinguir barreiras entre o Holoceno e o Pleistoceno (Suguio e Martin, 1978; Martin *et al.*, 1979; Dominguez *et al.*, 1990.; Angulo *et al.*, 2002).

Em cada testemunho foi coletado uma amostra para datação através do método carbono 14. O critério para essas amostragens foi sempre a base de cada testemunho, já que o objetivo era determinar a idade mais antiga possível dos perfis, além de amostragens realizadas em sedimentos do topo e base de cada intervalo contendo matéria orgânica, a exemplo de seções de turfas.

3.3. INTEGRAÇÃO DOS DADOS

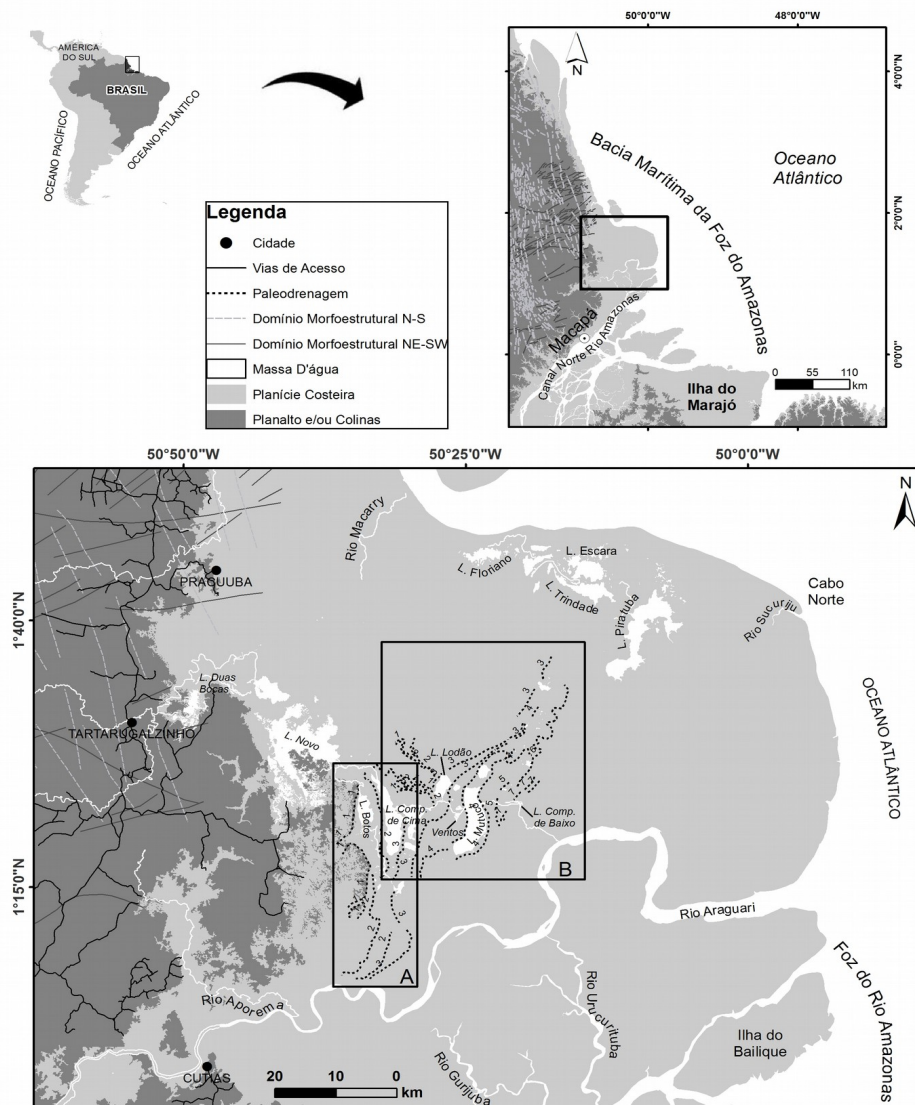
A partir da análise e interpretação dos dados de sensores remotos, de sísmica rasa, testemunhos de subsuperfície e das datações por C14 foi realizado a integração dos dados visando à identificação de evidências que possam confirmar a hipótese norteadora dessa pesquisa. Para o entendimento da evolução holocênica dos lagos meridionais.

4. RESULTADOS

4.1. Mapeamento dos Sistemas de Paleodrenagens da Região do Cinturão Lacustre Meridional

Dois sistemas de paleodrenagens com duas direções preferenciais foram identificados neste trabalho: um sistema N-S e um sistema SW-NE (Figura 14, boxes A e B). Os sistemas abrangem uma área de aproximadamente 823 km².

Figura 14: Localização da área de estudo com *boxes* destacando os sistemas de paleodrenagens mapeados nesse trabalho na região do Cinturão Lacustre Meridional (CLM) na Bacia Marítima da Foz do Amazonas. Os boxes A e B correspondem as Figuras 15 e 16.



Fonte: As unidades morfo-estruturais e a massa d'água do mapa são provenientes do projeto Cartas SAO da Bacia Marítima da Foz do Amazonas. Os lineamentos morfoestruturais são provenientes da CPRM e do trabalho de Souza (2010). Os vetores de estrada e cidades são do IBGE e do Centro de Ordenamento Territorial (COT) do IEPA/AP.

4.1.1. Sistema de Paleodrenagens N-S

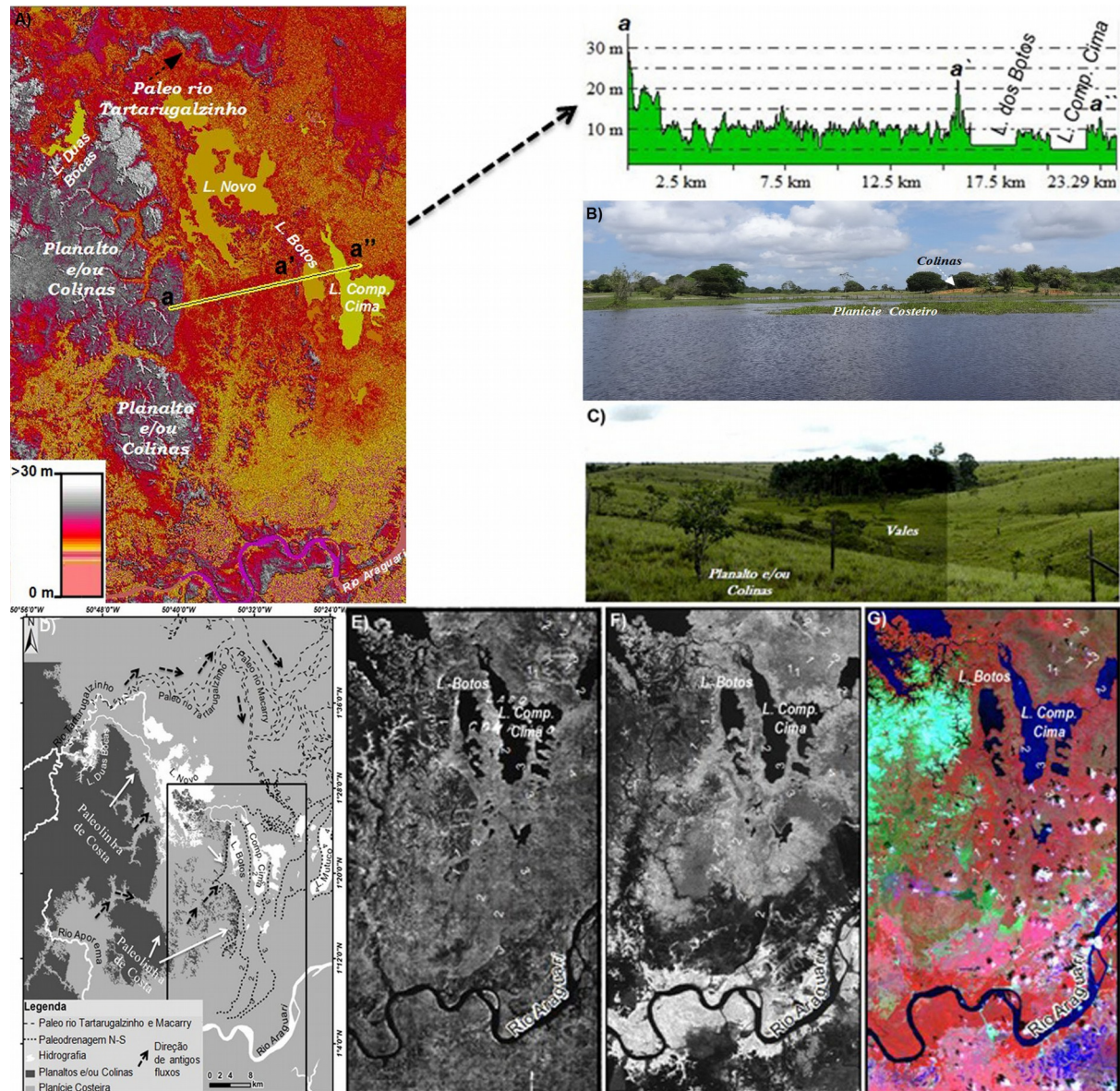
O conjunto de paleodrenagens de direção N-S possuem extensão máxima de aproximadamente 36 km e largura de até 4 km. Apresentam pelo menos três alinhamentos de paleodrenagens bem definidos em quase toda a sua extensão e poucos segmentos. Os segmentos estão encaixados em dois terraços de altitudes topográficas aproximadas de 30 m e 10 m (Figura 15A). As paleodrenagens deste sistema estão localizadas entre o planalto a oeste e a planície costeira a leste, entre os lagos dos Botos e Comprido de Cima. Na parte norte acompanha a borda dos lagos e a sul chegam próximo a margem esquerda do rio Araguari (Figura 15B). Três alinhamentos de paleodrenagem foram observados neste conjunto.

O alinhamento 1 possui extensão máxima de 23 km encontra-se no contato entre o planalto e a planície costeira, está disposto em um terraço com altitude aproximada de 20 m, na margem esquerda do lago dos Botos (Figura 15) que se encontra confinado em uma depressão entre os alinhamentos 1 e 2.

O alinhamento 2 apresenta uma extensão máxima de 36 km. Está localizado entre o lago dos Botos e o lago Comprido de Cima em um terraço com altitude aproximada de 10 m. O prolongamento deste alinhamento em direção sul chega próximo a margem esquerda do rio Araguari. Este é um dos alinhamentos mais próximos das paleodrenagens com a atual drenagem do rio Araguari (Figura 15B).

O alinhamento 3 possui extensão de aproximadamente 30 km. Na porção sul, este alinhamento de paleodrenagem alcança as proximidades da margem esquerda do rio Araguari, curvando-se para sudoeste em direção ao alinhamento 2, adquirindo a mesma direção de um dos meandros do atual rio Araguari. Apesar de aparentemente ter direção sudoeste-noroeste, na porção norte, este alinhamento inflete-se para o contato com um pequeno lago perdendo a sua continuidade (Figura 15B). O alinhamento reaparece mais a norte margeando a porção leste do lago Comprido de Cima.

Figura 15: Sistema de paleodrenagens N-S e unidades morfológicas do planalto e/ou colinas e planície costeira. A) MDE do SRTM destacando as áreas de afloramento do com destaque para o perfil topográfico a, a', a". B) Fotografia tomada em campo com destaque para o contato entre a planície costeira e o relevo de colinas. C) Fotografia tomada em campo apresentando a unidade do planalto recortado por colinas com vales encaixados. D) Mapa destacando o paleorio Tartarugalzinho, o sistema de paleodrenagens N-S entalhado sobre as unidades morfológicas (planalto e/ou colinas e planície costeira), os alinhamentos representando as linhas de paleodrenagem e a direção de antigos fluxos das paleodrenagens. E) Imagem radar banda X mostrando evidências das paleodrenagens N-S, transversais ao rio Araguari. F) Imagem PALSAR/ALOS, banda L mostrando evidências das paleodrenagens N-S, transversais ao rio Araguari. G) Imagem LANDSAT 7 ETM+, composição colorida 7R 4G 3B mostrando evidências das paleodrenagens N-S, transversais ao rio Araguari.



Fonte: As fotos de campo fazem parte do acervo do projeto AMASTRAT.

4.1.2. Sistema de Paleodrenagens SW-NE

As paleodrenagens de orientação SW-NE são mais extensas e numerosas que as do sistema N-S (Figura 14, boxes A e B). Elas alcançam aproximadamente 45 km de extensão em linha contínua e até 3 km de largura máxima. Destacam-se neste sistema cinco alinhamentos de paleodrenagens, desde a porção leste do lago Comprido de Cima, bordejando os lagos Lodão e Mutuco e se prolongam até o extremo nordeste da área. Estas feições estão completamente elaboradas sobre a planície costeira (Figura 16A).

O alinhamento 3, que têm início no sistema N-S se prolonga até o sistema SW-NE, corresponde ao primeiro alinhamento desse sistema e possui aproximadamente 45 km de extensão. Inicia na porção sudoeste, entre os lagos Comprido de Cima e Mutuco, segue em linha reta, curvando-se na porção oeste do lago dos Ventos e voltando a retilinearizar-se em direção nordeste, a medida que se aproxima da margem leste do lago Lodão. Neste ponto, outro alinhamento paralelo de paleodrenagem é identificado que marca a outra margem dessa paleodrenagem e bordeja a oeste o lago Lodão (Figura 16D). Resquícios desse alinhamento são encontrados no extremo nordeste da área apresentando-se vários segmentos (Figura 16C). Um sistema secundário de direção SE-NW trunca este alinhamento na porção oeste da área (Figura 16B).

Os segmentos de paleodrenagens que compõem o alinhamento 4 do sistema SW-NE apresentam aproximadamente 28 km de comprimento. Iniciam na porção sudoeste do lago Mutuco, e seguem bordejando as duas bordas do referido lago definindo o formato *ox bow* do lago (Figura 16D). Ao seguir na direção NE as duas margens desse alinhamento se encontram e truncam formas anômalas de meandros isolados em forma de arco (Figura 16C).

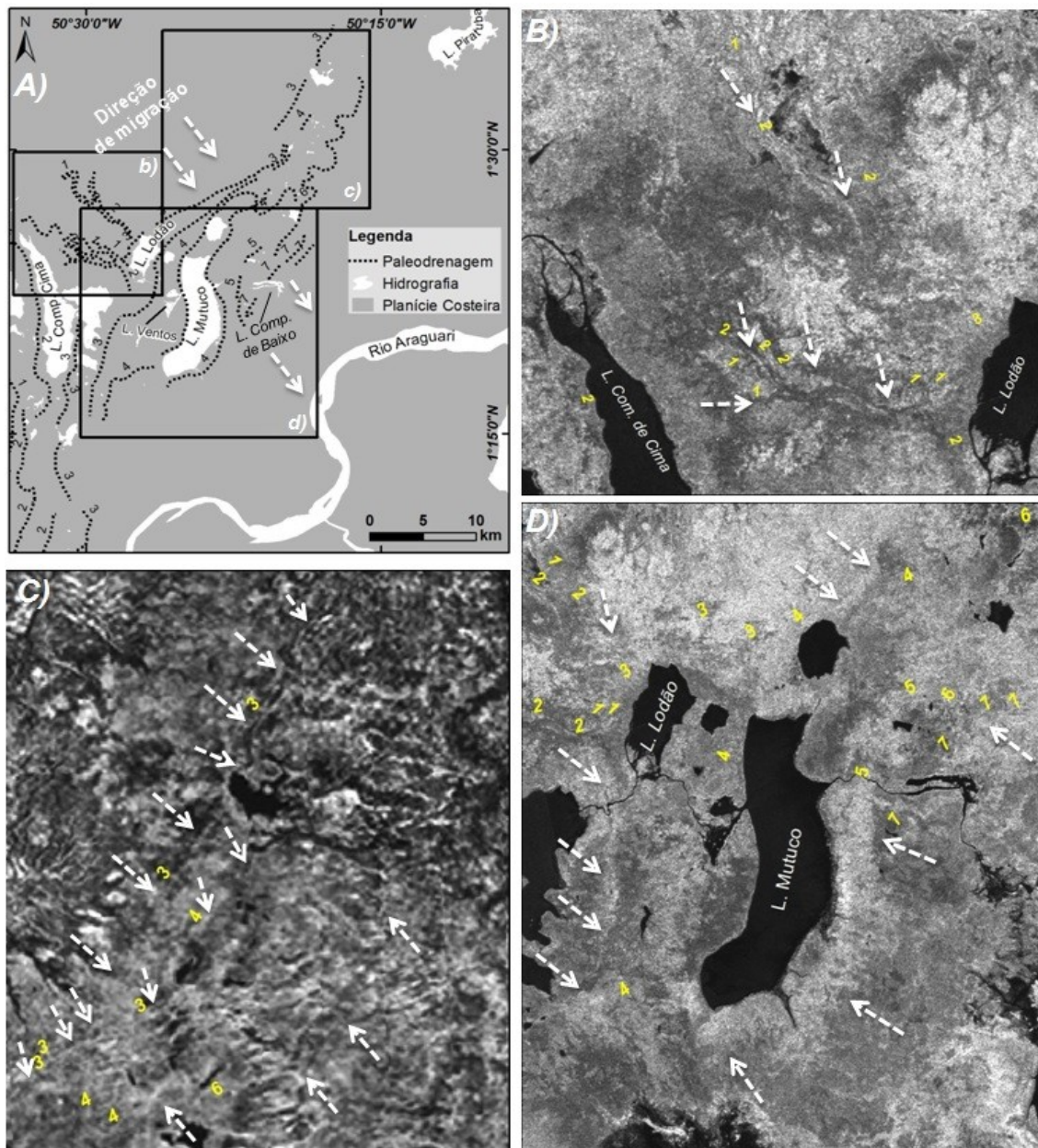
O alinhamento 5 possui extensão aproximada de 9 km. Está localizada entre os lagos Mutuco e Comprido de Baixo (Figura 16D). O alinhamento é marcado por dois segmentos levemente curvados e isolados que bordejam pequenos lagos isolados alongados na direção W-E (Figura 16D) que ocorrem a leste do lago Mutuco.

O alinhamento 6 possui extensão aproximada de 20 km. Está localizado na porção NE da área. O segmento deste alinhamento possui forma retilínea e a medida que segue na direção NE forma meandros isolados, voltando a ficar reto no final do segmento. Os segmentos deste alinhamento, a semelhança dos alinhamentos 4 e 5 bordejam uma série de pequenos lagos residuais de dimensões que variam de 2 a 20 km² dispostos na direção E-W.

As bordas W e E destes lagos marcam os limites desses segmentos. Entre estes lagos as imagens apresentam tonalidades mais escura, típico de áreas mais úmidas (Figura 16C).

O alinhamento 7 possui uma extensão de 10 km. Corta na direção SW-NE o lago Comprido de Baixo. Dois segmentos dispostos paralelamente a NE da área definem as duas margens de uma paleodrenagem (Figura 16D).

Figura 16: Sistema de paleodrenagens SW-NE. A) Mapa com os segmentos do alinhamento das feições de paleodrenagens SW-NE. B) Imagem radar banda L com identificação das paleodrenagens tributárias no sentido NW-SE, C) Imagem radar banda L com identificação das paleodrenagens SW-NE que acompanham os lagos Lodão e Mutuco. D) Imagem radar banda X com identificação de linhas de paleodrenagens no sentido SW-NE, com uma série de pequenos lagos que auxiliam a marcar essas paleofeições.



4.2. Evidências da Evolução Holocênica do Cinturão Lacustre Meridional

Este capítulo tem como objetivo corroborar com as interpretações superficiais realizadas inicialmente na paisagem da região do CLM, onde foram mapeados dois sistemas de paleodrenagens, a partir de imagens de radar, associadas a esses lagos. Assim, as interpretações estratigráficas da arquitetura de subfundo dos lagos tem como objetivo encontrar elementos que comprovem a hipótese de que os mesmos podem ser meandros abandonados de antigos sistemas fluviais que existiam nessa região e estariam associados ao sistema fluvial do rio Araguari.

Foram interpretados um total de 4 (quatro) perfis sísmicos e três testemunhos sedimentares de subsuperfície do fundo dos lagos. Compreendendo os lagos dos Botos, Comprido de Cima, Lodão e Mutuco, distribuídos de oeste para leste na unidade morfológica da planície fluvial colmatada influenciada por maré (Figura 17).

4.2.1. Lago dos Botos

O primeiro lago analisado é o dos Botos (Figura 18 A), com uma área de aproximadamente 10.000 km², com forma ligeiramente alongada no sentido N-S. Está localizado no contato entre o planalto e as colinas, a oeste, e a planície costeira, a leste. Os lineamentos de paleodrenagens associadas a este lago estão orientadas na mesma direção (N-S).

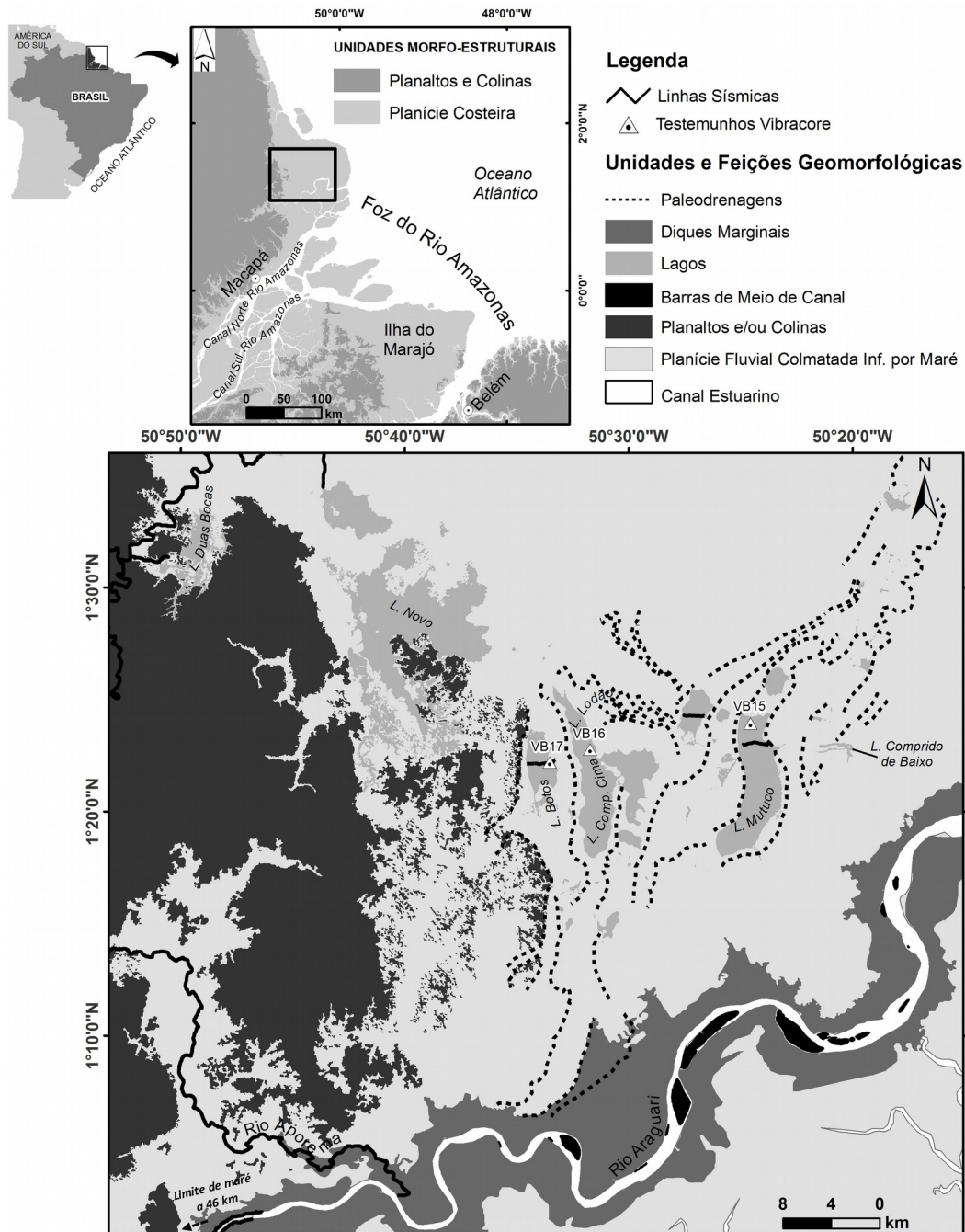
O perfil sísmico está localizado na direção E-W, transversal ao lago e possui extensão de 2.500 m. O testemunho sedimentar VB17 desse perfil foi coletado a aproximadamente 540 m a partir do ponto inicial na margem leste do lago dos Botos a uma profundidade de 358 cm (Figura 18).

A profundidade desse lago em relação a lamina d'água é inferior a 1 m. O primeiro nível estratigráfico investigado é o fundo lacustre, que limita o topo da primeira sequência sismoestratigráfica. Essa sequência não apresenta estruturas aparentes, abrigoando um único pacote sedimentar argiloso até a profundidade de aproximadamente 2 m (Figura 18 E).

A partir do contato estratigráfico na profundidade de 2 m inicia uma nova sismoestratigráfica até a profundidade de 8 m, marcada por pacotes de maré com estratificações plano paralelas

do topo para a base (2-5 m) e estratificações cruzadas tangencial na base (5-8 m). O limite inferior é marcado pelo embasamento acústico (Figura 18 E e F).

Figura 17: Mapa morfológico da região do Cinturão Lacustre Meridional, com distribuição dos perfis sísmicos e pontos de coleta dos testemunhos sedimentar com sistema *vibracore*.



Fonte: Mapa elaborado a partir de dados vetoriais provenientes do projeto Cartas SAO, dados de campo e interpretação de imagens do radar orbital ALOS/PALSAR, banda L.

No testemunho sedimentar os primeiros 11 cm do perfil registram a ocorrência de argila cinza escura misturada com matéria orgânica. A partir daí até a profundidade de 25 cm o perfil é marcado pela presença de um pacote espesso de matéria orgânica. No intervalo de 25 a 36 cm ocorre um pacote de lama de coloração cinza médio sem estruturas aparentes. De 36 a 50 cm é possível registrar a presença de argila cinza claro com laminações plano paralelas e marcas de oxidação. O intervalo de 50 a 76 cm é composto por argila cinza claro com laminações milimétricas bem espaçadas, com presença de bioturbação e pequenos pontos com marcas de oxidação de 50 – 56 cm. A ocorrência intercalada de silte e argila cinza escura ocorre de 76 – 115 cm com predomínio de facies heterolíticas estruturas *lenticular*, *wave* e do tipo *flaser*. O intervalo 115 - 153 é composto por silte e argila, de coloração cinza médio intercalado por cinza escuro na base da ondulação, com marcas de matéria orgânica, laminações curvo paralelos até a profundidade de 130 cm. A partir dai o contato passa a ser do tipo sigmoidal até 153 cm. Entre 153 – 234 cm o perfil sedimentar é composto por silte e argila de coloração cinza claro intercalado por cinza escuro na base da ondulação, estratificação cruzada plano paralela e marcas de oxidação (Figura 18 B).

A partir da profundidade de 234 a 274 cm o pacote sedimentar muda para silte e areia muito fina, com coloração cinza claro e estruturas com estratificações plano paralelo acanalada e concentração de minerais pesados de coloração mais escura no espaço entre 235 – 240 cm e 255 – 258 cm (Figura 18 B).

Em 274 cm dá-se o contato brusco na textura sedimentar passando para areia muito fina de coloração marron escuro, com presença de minerais pesados de tonalidade escura que ajudam a dar essa característica na coloração dos sedimentos até a profundidade de 314 cm, possuem laminações plano paralelas milimétricas. No intervalo entre 295 – 300 cm as laminações são do tipo *flaser* com marca de matéria orgânica fossilizada, de 300 – 301 cm há uma concentração de minerais pesados de cor escura, a partir de 301 cm volta a estrutura plano paralela milimétrica com a preservação de um pequeno galho de madeira fossilizado até 307 cm. Na base da seção de 309 até 314 cm volta a ocorrer a concentração de minerais pesados de cor escura com uma pequena intercalação curvo paralelo de 310 a 311 cm (Figura 18 B).

Na profundidade de 314 – 358 o pacote sedimentar é composto por lama e areia muito fina de coloração cinza escuro e sem estruturas aparentes. Apenas uma marca de matéria orgânica fossilizada no topo da seção, responsável por uma fissura no sedimento no momento do corte longitudinal até a sua base. Neste intervalo uma amostra foi submetida à datação pelo

método de radiocarbono (C14). A amostra referente ao intervalo 356-358 cm possui idade radiocarbo de 3920 +/- 30 BP (Figura 18 B).

4.2.2. Lago Comprido de Cima

O lago Comprido de Cima apresenta área de aproximadamente 40.000 km², com forma alongada no sentido N-S (Figura 19 A). Está localizado entre o lago dos Botos, a oeste, e o lago Mutuco, a leste. Os lineamentos de paleodrenagem associados a esse lago possuem a mesma orientação (N-S).

O perfil sísmico está orientado na direção E-W transversal ao lago com uma extensão de 1.574 m. O testemunho sedimentar VB16 relacionado a este perfil foi coletado a aproximadamente 500 m do ponto inicial da seção sísmica. O testemunho recuperou 201 cm de sedimentos.

O primeiro horizonte sísmico do topo para a base ocorre a partir do fundo lacustre, o qual limita a primeira superfície estratigráfica e vai até a profundidade de 2 m. Esse horizonte apresenta múltipla do fundo lacustre. Não há presença de feições morfológicas ou estruturas aparentes no intervalo. A partir de 2 m de profundidade ocorre a segunda superfície estratigráfica que marca o segundo horizonte sismoestratigráfico até a profundidade de 9 m, com estratificações cruzadas plano paralelas na distância entre 650 e 1450 m de comprimento (Figura 19 D e E). De 10 a 14 m ocorrem feições que lembram vales de fundo chato, marcando assim um dos últimos refletores do perfil sismoestratigráfico. O final da seção sísmica é marcada com fortes sinais de ruído até a profundidade de 20 m no espaço entre 0 e 650 m, a partir daí até o comprimento final da seção (1.574 m) só há o embasamento acústico.

O testemunho sedimentar VB16, só conseguiu recuperar até a profundidade de 201 cm de sedimentos, limitando assim, a correlação estratigráfica e morfológica entre o perfil sedimentar e o perfil sísmico B - B'.

O primeiro pacote sedimentar do testemunho VB16 de 0 – 77 cm é composto por matéria orgânica misturada a lama cinza escura compacta, com presença de estruturas de gases nos primeiros 35 cm e marcas de oxidação ao longo do pacote sedimentar. No contato de 77 cm ocorre uma superfície erosiva que marca o início da segunda seção do perfil até 162 cm de profundidade. A partir daí o pacote sedimentar é composto por argila maciça de tonalidade cinza claro sem estruturas aparentes, apenas no intervalo de 151 – 162 cm

apresenta laminações plano paralelas milimétricas o restante do perfil é marcado por marcas de oxidação e fluidização. Entre 162-201 cm as argilas desse testemunho são acompanhadas de silte, com intercalações na coloração de cinza claro a escuro, as estruturas já são mais aparentes apresentando laminações plano paralelas e marcas de oxidação. Os últimos dois cm do testemunho (199-201) foram amostrados para datação radiocarbônica (C14) e apresentaram idades de 8460 +/- 30 BP (Figura 19 B).

Figura 18: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar do lago dos Botos. A) Espacialização do perfil sísmico e testemunho *vibracore*. B) Testemunho *vibracore*, com destaque para a datação radiocarbono na base do perfil. C) Pacote sedimentar espesso na margem do lago dos Botos. D) Sucessão de plantas aquáticas na margem do lago. E) Perfil sísmico de subsuperfície do lago dos Botos. F) Interpretação da seção sísmica A-A'.

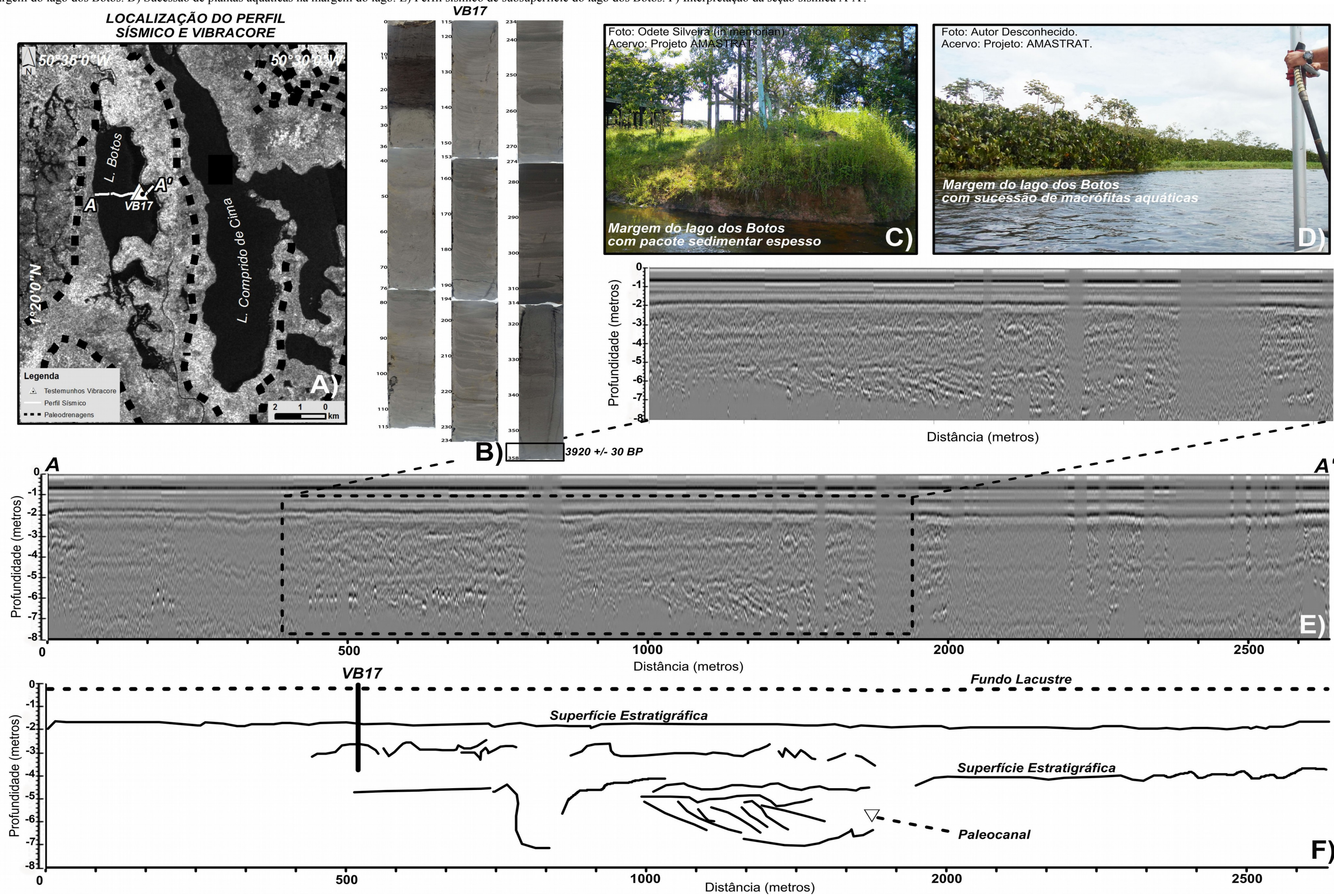
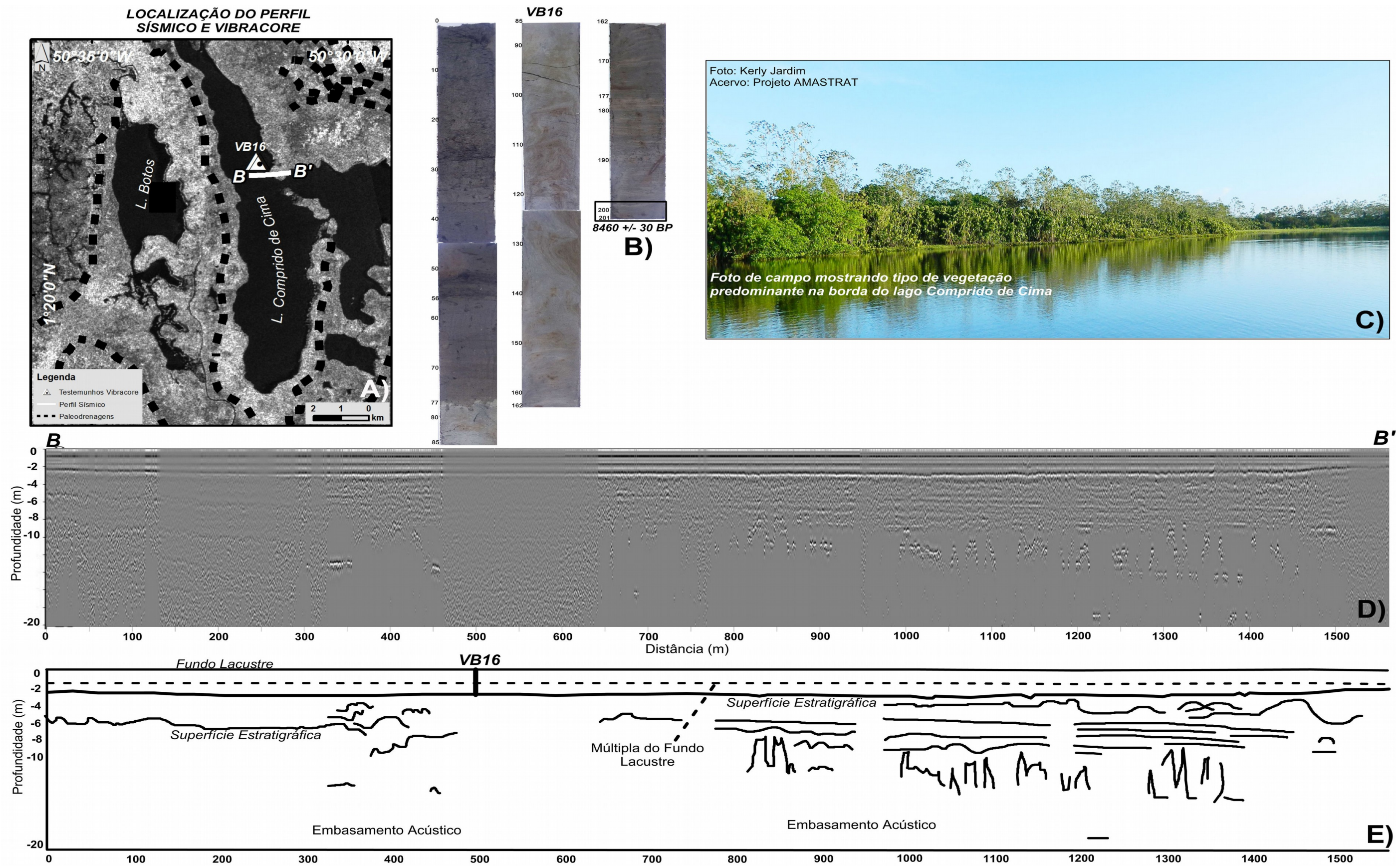


Figura 19: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar do lago Comprido de Cima. A) Espacialização da linha sísmica e testemunho *vibracore*. B) Testemunho vibracore, com destaque para a datação radiocarbono na base do perfil. C) Foto de campo mostrando as características da borda do lago Comprido de Cima. D) Perfil sísmico de subsuperfície do lago Comprido de Cima. E) Interpretação da seção sísmica B-B'.



4.2.3. Lago Lodão

O lago Lodão apresenta área de aproximadamente 6.500 km², com forma alongada de direção SW-NE. Esse lago abriga nas suas margens lineamentos de paleodrenaens de mesma direção (SW-NE) (Figura 20 A).

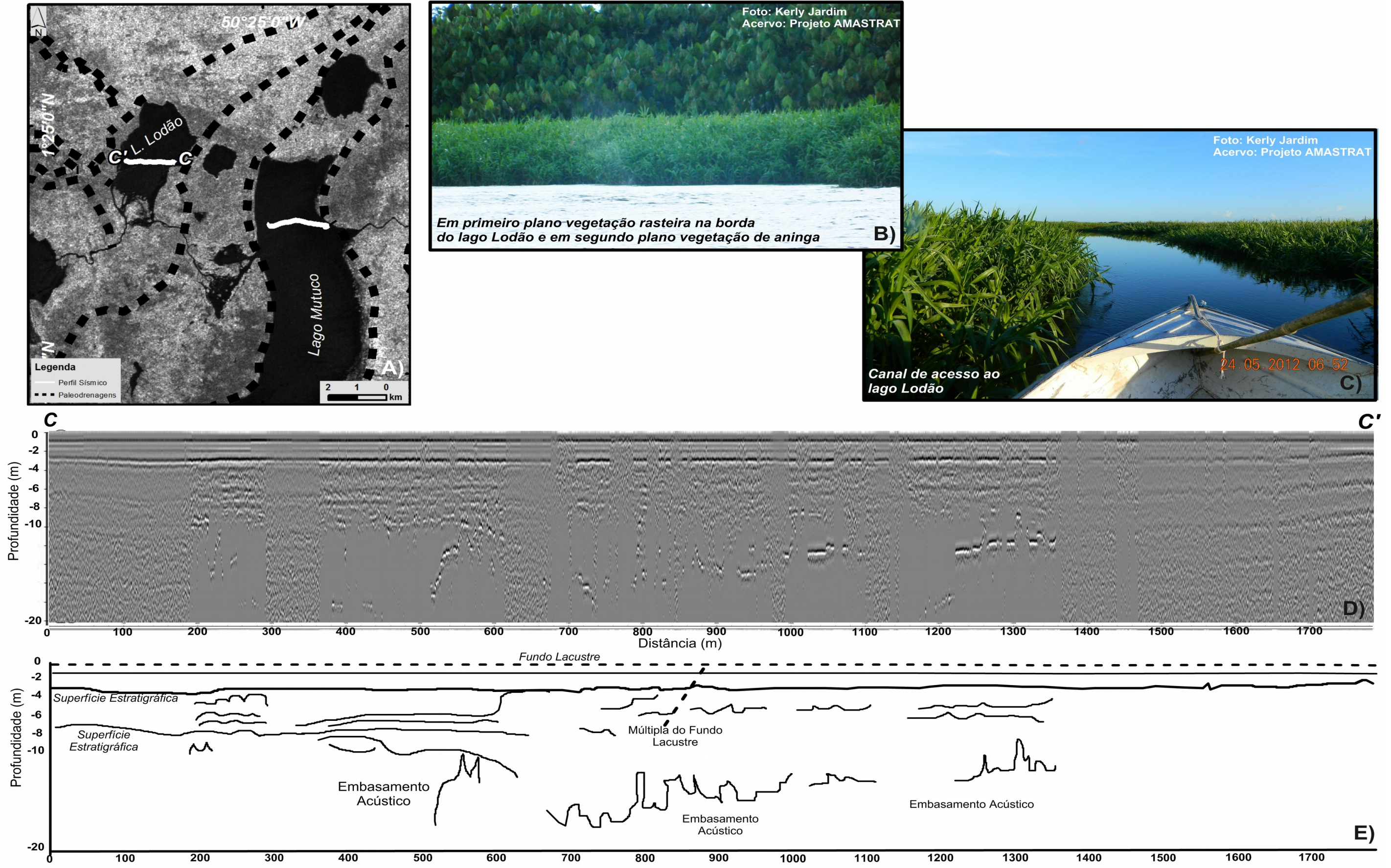
O perfil sísmico do lago Lodão foi realizado na direção E-W transversal ao lago, com comprimento de 1.784 m. Este perfil, diferente dos outros não apresenta testemunho sedimentar de subsuperfície, sendo assim, a seção sísmica o único dado referente a arquitetura estratigráfica do subfundo lacustre.

O fundo lacustre é a primeira superfície estratigráfica que marca o limite da primeira sequência sismoestratigráfica, seguido por uma múltipla do fundo do lago. Sem estruturas aparentes o primeiro horizonte sismoestratigráfico se encerra na profundidade de aproximadamente 3 m.

O segundo horizonte sismoestratigráfico vai 3 a 18 m, apresentando assim, uma espessura de 15 m na parte mais larga. A arquitetura estratigráfica desse perfil apresenta estruturas plano paralelas de preenchimento de canal em cima de uma morfologia de fundo de canal de alta reflexão sísmica (Figura 20 D e E).

Figura 20: Localização do perfil sísmico do lago Lodão. A) Espacialização e orientação do perfil sísmico. B) Foto de campo mostrando a sucessão de vegetação na margem do lago Lodão. C) Foto de campo mostrando as margens dos canais de acesso ao lago Lodão. D) Perfil sísmoestratigráfico C-C'. E) Interpretação da seção sísmica C-C'.

LOCALIZAÇÃO DO PERFIL SÍSMICO



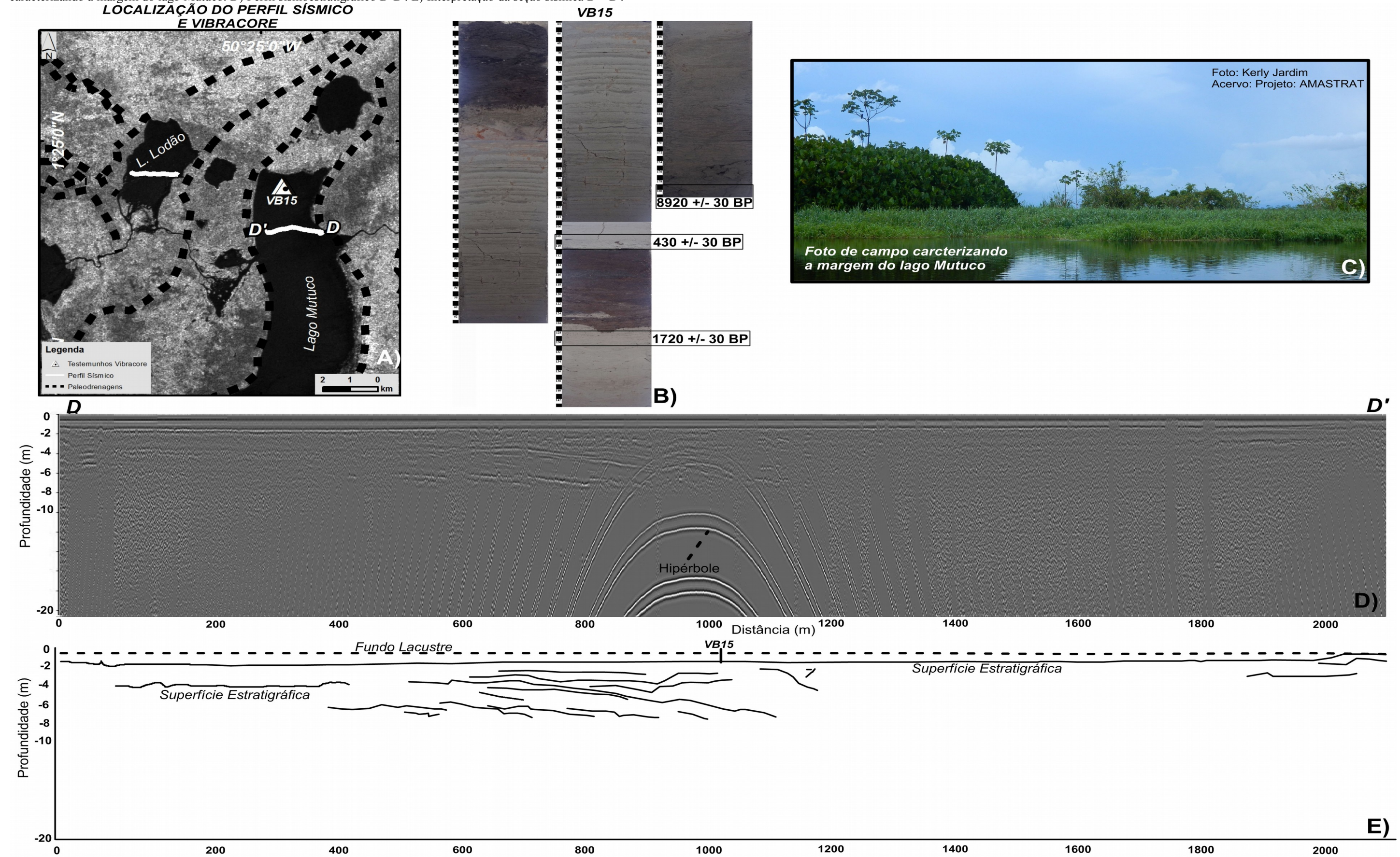
4.2.4. Lago Mutuco

O lago Mutuco possui uma área de aproximadamente 34.500 km², a sua morfologia lembra o formato de um *ox bow*. Este lago está localizado inteiramente na planície fluvial colmatada influenciada por maré entre os lagos Comprido de Cima e Lodão, a oeste, e o rio Araguari, a leste (Figura 17). As paleodrenagens associadas a esse lago possuem orientação SW-NE e acompanham a morfologia do lago.

O perfil sísmico está orientado na direção E-W transversal ao lago, com extensão de 1.574 m. O testemunho sedimentar associado a essa seção sísmica corresponde ao VB15 com 181 cm de profundidade (Figura 21 B). A primeira superfície estratigráfica do perfilamento sísmico corresponde ao fundo lacustre e limita a primeira superfície sismoestratigráfica até a profundidade de 1 m, aparentemente sem estruturas. De 1 a 8 m, no intervalo de 400 a 1200 m o perfil apresenta estruturas de preenchimento de canal, com estratificações plano paralelas acanaladas. De 8 a 20 m não é possível identificar nenhuma estrutura, apenas o embasamento acústico e a presença de hipérboles, que consiste em uma informação ruidosa, não caracterizando assim uma estrutura sedimentar (Figura 21 D).

No testemunho sedimentar os primeiros 19 cm correspondem a um pacote de matéria orgânica de tonalidade escura. De 19 a 26 cm o material sedimentar é representado por argila maciça cinza esverdeada com marcas de oxidação. No intervalo de 26 a 105 cm o pacote sedimentar espesso apresenta predominância de argila na sua composição com intercalações de silte e areia muito fina, apresentando assim estruturas heterolíticas do tipo *flaser*. Na profundidade de 105 cm ocorre um contato brusco que separa a sequência de maré (estruturas heterolíticas) dos sedimentos argilosos. Nesse intervalo o pacote maciço de argilas sem estruturas aparentes vai até 111 cm de profundidade, apresenta coloração cinza claro, com intrusão de matéria orgânica de 109 – 111 cm. Neste intervalo uma amostra foi coletada para datação por radiocarbono (C14) e apresentou idade de 430 +/-30 BP. No intervalo de 111 a 127 cm o testemunho é representado por um pacote de matéria orgânica escura. De 128-149 cm o pacote sedimentar volta a ser a argila maciça cinza esverdeada, sem estruturas aparentes. Com datação C14 no intervalo de 128-131 cm, com idade de 1720+/-30 BP. No espaço de 149-181 cm a granulometria muda para silte, com coloração cinza escuro, sem estruturas aparentes. De 179-181 uma amostra foi destinada a datação e apresentou idade de 8920+/- 30 (Figura 21 B).

Figura 21: Localização do perfil sísmico testemunho sedimentar do lago Mutuco. A) Espacialização e orientação do perfil sísmico e testemunho de *vibracore*. B) Testemunho sedimentar com destaque para as idades de radiocarbono no perfil. C) Foto de campo caracterizando a margem do lago Mutuco. D) Perfil sismoestratigráfico D-D'. E) Interpretação da seção sísmica D – D'.



5. DISCUSSÕES

5.1. Sistemas de Paleodrenagens

No trecho analisado, o sistema de paleodrenagem de orientação N-S provavelmente está associado com uma antiga linha de costa orientada nessa direção. Essa paleocosta obedece a mesma orientação dos lineamentos regionais descritos por Souza (2010), que se encontram próximo ao contato do planalto e colinas com a planície costeira (Figura 15D). O MDE (Figura 15A) e as imagens (Figura 15E, F, G) registram antigos canais fluviais encaixados na direção W-E nas unidades de planalto e colinas indicando a presença de um sistema de drenagem que desaguiariam nessa costa.

O alinhamento 1 de paleodrenagem define a margem do planalto e pode representar a evidência da linha de costa mais antiga da região marcado por uma falésia inativa de direção N-S (Figura 15A e D). Esta falésia marcaria uma linha de costa de idade Quaternária como apontado por Guerra (1951) que poderia estar associado a linha de costa referente a última transgressão holocênica ocorrida a aproximadamente 7.000 anos AP (Silveira, 1998). Estudos mais recentes (Bezerra *et al.*, 2015) demonstram a existência de uma unidade pleistocênica na porção superior do planalto e colinas adjacentes, denominada de Formação Itaupal. O posicionamento relativo entre as unidades corroboram a ideia de que o sistema N-S possui idade holocênica.

Este antigo sistema fluvial N-S teria deixado como registro os lagos dos Botos e Comprido de Cima. Como este sistema corta transversalmente o rio Araguari, provavelmente trata-se de outro sistema fluvial mais antigo que o atual Araguari e assim estes dois lagos não seriam registros de migração do rio Araguari como defendido por Boaventura e Narita (1974).

O evento responsável pela gênese desse sistema pode estar associado ao mesmo evento responsável pela mudança de direção do paleorio Tartarugal descrito no trabalho de Silveira (1998) (Figuras 15D). De acordo com a referida autora todos os rios que desaguiavam na costa pretérita corriam no sentido E-W. Um evento repentino teria obstruído a desembocadura desses rios fazendo os mesmos correrem no sentido N-S (Figura 15D). A preservação das feições fluviais da drenagem do paleorio Tartarugal como os *levées*, barras e *ox-bows*, sugere de acordo com Silveira (1998) que houve uma mudança no nível de base, posicionando a região em cotas diferenciadas.

As paleodreagens SW-NE apresentam indícios de que os lagos Lodão e Mutuco, assim

como uma série de pequenos lagos sem nome fizeram parte de um antigo sistema de drenagem provavelmente ativas no Holoceno Superior. Este sistema fluía em direção a costa no sentido SW-NE e juntavam-se a um outro sistema de lagos (Cinturão Lacustre Oriental) próximo a atual linha de costa (Figura 14) representados pelos lagos Piratuba, Escara e Trindade.

Os diversos alinhamentos de paleodrenagens identificados na direção SW-NE indicam uma direção de migração lateral de NW para SE (Figura 16A). Tais evidências levaram Boaventura e Narita (1974) a interpretar os lagos Comprido de Cima e Mutuco como resíduos do rio Araguari, uma vez que os mesmos apresentam a mesma direção deste rio (Figura 16A).

Processos neotectônicos podem ter condicionado essa direção de migração da rede de drenagem (Boaventura e Narita, 1974; Silveira, 1998), os quais teriam sido responsáveis pelas mudanças no nível de base local, desativando as drenagens de sentido N-S e mudando os seus cursos para o sentido SW-NE.

A migração desse sistema de drenagens no sentido NW-SE corroboraria a interpretação de Souza (2010) que sugere a presença de compartimentos tectônicos associados a esta direção, formados por blocos tectonicamente ativos prolongados do embasamento a oeste em direção a plataforma oceânica, a leste. Estes blocos teriam condicionado a disposição desses lagos. Investigações de subsuperfície para alcançar maiores profundidades através de métodos geofísicos adequados são necessárias para estabelecer a posição e continuidade desses compartimentos de maneira mais precisa.

Deve-se considerar que a alta descarga de sedimentos do rio Amazonas (Anthony *et al.*, 2014) e o baixo gradiente da costa auxiliaram o processo de colmatação dos antigos sistemas fluviais e preservaram as margens das paleodrenagens identificadas. Esse processo de colmatação na região ainda estariam ativo nos dias atuais conforme já atestado por Guerra (1951), Boaventura e Narita (1974), Silveira e Santos (2006), Santana (2011). Tal processo seria confirmado pela presença de canais, meandros abandonados e paleodeltas.

A dimensão e morfologia das paleodrenagens identificadas podem ser comparadas as drenagens atuais encontradas na planície costeira amapaense, a exemplo do rio Araguari, recentemente desativado que possuía largura de pouco mais de 3 km na sua desembocadura e quando ativo contribuía para o oceano Atlântico com uma vazão média de 2.617 m³/s (Matos, 2009).

5.2. Arquitetura de Subsuperfície do Cinturão Lacustre Meridional

O lago dos Botos está associado ao sistema de paleodrenagem N-S, exatamente no contato entre a unidade morfológica do planalto e colinas e a planície costeira. O perfil sísmico transversal ao lago e o testemunho sedimentar mostram evidências de depósitos de preenchimentos de canal representado por estruturas de marés, onde a primeira camada é formada por argila maciça e matéria orgânica sem presença de estruturações. Em seguida a segunda camada é formada por argila com predomínio de estruturas heterolíticas *lenticular*, *wave* e *flaser* e por fim a última camada é formada por estratificações cruzadas tangenciais (Figura 18. E e F). Essas estruturas estariam relacionadas às mudanças periódicas na velocidade das correntes de marés diurnas e semidiurnas predominantes na região. Datações realizadas por C14 na base do pacote sedimentar na profundidade de 356-358 cm apontam idade absoluta de 3920 \pm 30 BP. Isso indica uma área muito recente com altas taxas de deposição sedimentar, diferente dos outros lagos que apresentaram idades superiores.

O lago Comprido de Cima, assim como o dos Botos também está associado ao sistema de paleodrenagens N-S, disposto inteiramente na planície costeira. O perfil sísmico transversal a esse lago preserva na sua arquitetura de subfundo estruturas de depósitos de preenchimento, com estratificações plano-paralelas, seguido de feições que lembram fundos de vales achatados (Figura 19 D e E). O testemunho sedimentar referente a essa seção sísmica, no entanto, só chegou até a profundidade de 2 m. Dessa forma, não foi possível realizar a aferição das estruturas contidas no perfil sísmico. No entanto, o testemunho sedimentar mostra um considerável pacote de lama misturado à matéria orgânica, sem estruturações com espessura de 77 cm. Essa profundidade (77 cm) também limita uma superfície erosiva que marca o início de um pacote sedimentar argiloso espesso de 85 cm sem estruturas aparentes com marcas de bioturbação. As laminações começam a aparecer na estrutura a partir da profundidade de 162 cm e vai até 201 cm, marcado por laminações plano paralelas, típicas de ambientes com alta energia. As datações da base desse testemunho indicam uma idade de 8460 \pm 30 BP, idade esta, muito superior a idade registrada no lago dos Botos. Essa datação pode estar relacionada a um ambiente mais estável.

O lago Lodão é um dos menores lagos analisados, está associado ao sistema de paleodrenagens SW-NE, localizado na unidade morfológica da planície costeira.

O perfil sísmico do lago mostra uma morfologia típica de canal fluvial soto-posto por depósitos de preenchimento de canal, influenciado por marés. O arranjo dessas estruturas são decorrentes das condições hidrodinâmicas locais.

O lago Mutuco também está associado ao sistema de paleodrenagens SW-NE, assim como, os outros lagos associados às paleodrenagens, esse também apresenta evidências de depósitos de preenchimento de canal, com estratificações plano paralelas acanaladas registradas no perfil sísmico.

O testemunho sedimentar (VB15) referente a esse lago apresentou formas de depósitos de marés definidas por estruturas heterolíticas do tipo *flaser*, com alternância entre os sedimentos argilosos e siltes com areia muito fina. No intervalo de 111-128 cm de profundidade o testemunho apresenta um espesso pacote de matéria orgânica com idades de 430 +/- 30 BP no topo da camada e idade de 1720 +/-30 BP na base da camada. Apresentando assim um espaço de tempo de 1290 +/- 30 BP para formação dessa camada. Enquanto a base do testemunho apresentou idade de 8920 +/- 30 BP, representado assim um ambiente mais estável em relação ao lago dos Botos.

5.3. Integração dos Dados

As investigações superficiais a partir de imagens de satélites permitiram uma visão sinótica da paisagem do Cinturão Lacustre Meridional, onde foi possível mapear dois sistemas de paleodrenagem (N-S e SW-NE). A partir da integração das informações superficiais com os dados de subsuperfície de sísmica rasa e testemunhos sedimentar, aliados as datações radiocarbônicas (C14), foi possível encontrar evidências sobre a evolução desses lagos a partir da arquitetura dos pacotes sedimentares de subfundo. Segundo Rainson (1992), as transformações das condições físicas, como a alteração dos fluxos, dos níveis de energia e do fornecimento sedimentar, implicam em mudanças no ambiente deposicional, que se sucedem e se preservam no registro geológico.

De acordo com Guerra (1954) e Silveira (1998) a evolução do Cinturão Lacustre Meridional, que envolve os lagos Duas Bocas até o Comprido de Baixo, distribuídos de oeste para leste, respectivamente, estaria ligada a evolução morfológica da área e ocupariam meandros abandonados de antigas drenagens. Essa afirmação pode ser válida para os lagos

Duas Bocas e Novo, pois suas características indicam antigos meandros abandonados a partir do paleorio Tartarugalzinho-Macarry (Figura 15). No que consiste aos lagos analisados neste trabalho, as evidências da sua evolução levam a crer que os mesmos foram formados a partir do afogamento da desembocadura de antigos sistemas fluviais que corriam nessa costa em direção ao mar, deixando assim os lagos represados em uma área mais deprimida no meio da planície costeira. Quanto a origem dos processos que levaram a essa formação pode-se atribuir a colmatação proveniente da descarga sedimentar do rio Amazonas. Quanto a questão tectônica ou neotectônica a partir de basculamento e adernamento de blocos regionais que seriam responsáveis pela mudança no nível de base local de acordo com Silveira (1998), nada pode ser comprovado ainda, os dados apresentados nesta pesquisa não podem sustentar tal hipótese devido a limitação das ferramentas utilizadas.

Segundo Souza (2010), esta porção da planície costeira amapaense mostra-se balizada lateralmente por traços de lineamentos de direção NW-SE que se prolongam do embasamento cristalino até a linha de costa. Neste domínio predominam os processos deposicionais (agradção) com sedimentos lamosos e importantes contribuições de matéria orgânica, silte e argila. Os lagos, então, apresentam-se alinhados seguindo a direção geral NW-SE, aparentemente represados em segmentos afogados de uma rede de drenagem pretérita.

As características sedimentares definidas por estruturas heterolíticas, com espessuras variadas, estão relacionadas às mudanças periódicas na velocidade das correntes, marcando uma maior ou menor energia do ambiente.

As seções de perfilagem sísmica mostraram evidências de estruturas de fundos de antigos leitos fluviais. A maioria dos perfis sísmicos foram aferidos por testemunhos sedimentares, estes também apresentaram muitas características dos sedimentos que não são possíveis de visualizar no dado sísmico, como cor, textura e granulometria. Essas estruturas de subsuperfície confirmam o mapeamento superficial das paleodrenagens a partir das imagens de satélites.

As idades datadas pelo método de radiocarbono serviram para confirmar a hipótese aventada sobre a idade dessa porção da planície costeira, se enquadrando definitivamente na idade holocênica, assim como, identificar as áreas sob influência de processos deposicionais e não deposicionais.

6. CONCLUSÃO

Dois sistemas de paleodrenagens de orientação N-S e SW-NE foram identificados ao norte da foz do rio Amazonas, na porção oeste do Cabo Norte, na margem esquerda do rio Araguari. Estes novos sistemas identificados ainda não tinham sido registrados na literatura científica sobre a região.

O sistema N-S pode estar ligado a uma antiga linha de costa de idade Quaternária antiga e envolve os lagos dos Botos e Comprido de Cima.

O sistema SW-NE possui mesma direção de cursos de rios atuais e estaria associado a presença dos lagos Lodão, dos Ventos, Mutuco e Comprido de Baixo. Segundo Souza (2010), apresenta evidências de migração de alinhamentos de paleodrenagens no sentido NW-SE acompanhando a mesma direção de lineamentos tectônicos prolongados do embasamento.

Os registros estratigráficos provenientes dos dados de sísmica rasa e testemunhos sedimentar corroboraram o mapeamento superficial das paleodrenagens a partir das imagens de satélites. Apesar das investigações de subsuperfície serem muito rasas, em média de 2 a 8 m de profundidade, foi possível identificar depósitos de preenchimentos de canal e arquiteturas de sistemas fluviais influenciados por marés no subfundo lacustre. Isto leva a afirmar que esses lagos são resquícios de antigas drenagens fluviais que desaguavam na costa do Amapá e tiveram suas desembocaduras obstruídas, causando assim o afogamento dessas drenagens.

Quanto a conexão dessas paleodrenagens com o rio Araguari, foi identificado apenas superficialmente lineamentos de paleodrenagens no sistema N-S chegando até a margem esquerda do Araguari.

A identificação desses registros mostram evidências da evolução recente de parte da planície costeira amazônica, onde foi possível caracterizar apenas as sucessões estratigráficas superficiais. No entanto, esses registros precisam ser melhores investigados a partir de um número maior de dados de subsuperfície e de maior profundidade para o estudo mais completo do pacote sedimentar depositado durante o Holoceno e conseqüentemente um melhor entendimento da evolução costeira. Novas investigações geológicas e geofísicas estão sendo realizadas para compreender melhor a evolução dessa costa e traçar a paleogeografia da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ackermann, F. V. Notas sobre a geologia e formação da costa do extremo norte do Brasil. Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia: IBGE**, n. 2, p. 99-111, 1966.
- Almeida-Filho, R.; Miranda, F. P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, n. 3, p. 387-392, 2007.
- Al-Sulaimi, J.; Khalaf, F. J.; Mukhopadhyay, A. Geomorphological analysis of paleo drainage systems and their environmental implications in the desert of Kuwait. **Environmental geology**, v. 29, n. 1-2, p. 94-111, 1997.
- Angulo, R. J.; Souza, M. C de.; Assine, M. L.; Pessenda, L. C. R.; Disaró, S. T. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. **Marine Geology**, v. 252, n. 3, p. 111-119, 2008.
- Angulo, R.J., Pessenda, L.C.R., Souza, M.C. O significado das datações C14 do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior Holoceno. **Rev. Bras. Geociênc.**, São Paulo 32 (1), 95–106, 2002.
- Anthony, E. J.; Gardel, A.; Gratiot, N. Fluvial sediment supply, mud banks, cheniers and the morphodynamics of the coast of South America between the Amazon and Orinoco river mouths. **Geological Society, London**, Special Publications, v. 388, n. 1, p. 533-560, 2014.
- Arakel, A. V. Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, central Australia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 54, n. 1, p. 283-303, 1986.
- Arakel, A. V.; McConchie, D. Classification and genesis of calcrete and gypsite lithofacies in paleodrainage systems of inland Australia and their relationship to carnotite mineralization. **Journal of Sedimentary Research**, v. 52, n. 4, 1982.
- Azevedo, D. E. Radar in the Amazon(RADAM/Radar Amazon/ side-looking radar imagery and multiband aerial photography for mineral, vegetation, soil and water resources mapping in Brazil). **In:** International Symposium on Remote Sensing of Environment, 7 th, University of Michigan, Ann Arbor, Mich. P, 2303-2306, 1971.
- Ayres Neto. A. Uso da Sísmica de Reflexão de Alta Resolução e da Sonografia na Exploração Mineral Submarina. **Brazilian Journal of Geophysics**, Niterói, vol. 18, n. 3, p.441-256, 2001.
- Benvenuti, M.; Bonini, M.; Moratti, G.; Ricci, M.; Tanini, C. Tectonic and climatic controls on historical landscape modifications: The avulsion of the lower Cecina River (Tuscany, central Italy). **Geomorphology**, v. 100, n. 3, p. 269-284, 2008.

Bezerra, I. S.; Nogueira, A. C. R.; Guimarães, J. T. F.; Truckenbrodt, W. Late Pleistocene sea-level changes recorded in tidal and fluvial deposits from Itaubal Formation, onshore portion of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 63, 2015.

Bezerra, P. E. L.; Oliveira, V. de; Regis, W. P. E.; Brazão, J.E.M.; Galvinho, I., & Coutinho, R.C.P. **Projeto Zoneamento das Potencialidades dos Recursos Naturais da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro, IBGE. SUDAM, 221 p, 1990.

Boaventura, F. M. C. & Narita, C. Geomorfologia. Folha Na/NB.22-Macapá. **In:** Projeto Radam, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v.6. MME/DNPM. p. II/1-II/27. 1974.

Boyles, J.M.; Scott, A.J.; Rine, J.M. A logging form for graphic descriptions of core and outcrop. **Journal of Sedimentary Petrology**, 56(4);567-568. 1986.

Bloom, A. L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 1998.

Conti, L. A. **Paleodrainage Systems**. INTECH Open Access Publisher, 2012.

Costa, J. B. S.; Bemerguy, R. L.; Hasui, Y.; Borges, M. S.; Ferreira Júnior, C. R. P.; Bezerra, P. E. L.; Costa, M. L.; Fernandes, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Revista Geonomos**, v. 4, n. 2, 2013.

Costa, L. T. da R. **Sedimentação Holocênica no Estuário do Rio Araguari-AP**. Dissertação.(Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Belém, 148 p, 1996.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil 1:1.000.000, **Folha NA.22-Macapá**. CD-ROM. 2004.

Davies, John Lloyd. **Geographical variation in coastal development**. London: Longman, 1980.

Dominguez, J. M. L.; Bittencourt, A. C da S. P.; LEÃO, Z. M de A. N. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. **Brazilian Journal of Geology**, v. 20, n. 1, p. 208-215, 1990.

Driscoll, Neal W.; Karner, Garry D. Flexural deformation due to Amazon Fan loading: A feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. **Geology**, v. 22, n. 11, p. 1015-1018, 1994.

Esteves, F.A. **Fundamentos de limnologia**. Interciência, Rio de Janeiro, 2 a ed.602p. 1988.

Farr, T. G.; Rosen, P. A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.;

Oskin, M.; Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. **The Shuttle Radar Topography Mission**. *Reviews of Geophysics*, 45.

Figueiredo Júnior, A. G. Normas de controle de qualidade para processamento de testemunhos inconsolidados. **In:** PETROBRÁS. Projeto Sedimentos de Talude. Rio de Janeiro, UFF. 27 p. (Contrato PETROBRÁS/UFF n.º 3-570-794-0-90), 1990.

Francisco, J. A. S.; Lima, A. A.; Arçari, D. P. **Datação por Carbono-14**.

Frost, V. S.; Stiles, J. A.; Shanmugan, K. S.; Holtzman, J. C. A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise. **IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence**, March, v. 4, n. 2, p. 157-166, 1982.

Ghoneim, E.; Benedetti, M.; El-Baz, F. An integrated remote sensing and GIS analysis of the Kufrah Paleoriver, Eastern Sahara. **Geomorphology**, v. 139, p. 242-257, 2012.

Ghoneim, E.; El-Baz, F. The application of radar topographic data to mapping of a mega-paleodrainage in the Eastern Sahara. **Journal of Arid Environments**, v. 69, n. 4, p. 658-675, 2007.

Goudie, A. S. Global warming and fluvial geomorphology. **Geomorphology**, v. 79, n. 3, p. 384-394, 2006.

Guerra, A. C. **Estudos geográficos do território federal do Amapá**. Rio de Janeiro, IBGE-Conselho Nac. de Geografia. **Biblioteca Geográfica Brasileira**. 366 p, 1954.

Guerra, A. T. **Contribuição a Geologia do Território Federal do Amapá**. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 03 – 26, jan – mar, 1952.

Guerra, A. T. **Alguns aspectos geomorfológicos do litoral amapaense**. Bol. Geogr, v. 9, n. 98, p. 167-178, 1951.

Gupta, N.; Kleinhans, M.G.; Addink, A. E.; Atkinson, M. P.; Carling, A. P. One-dimensional modeling of a recent Ganga avulsion: Assessing the potential effect of tectonic subsidence on a large river. **Geomorphology**, v. 213, p. 24-37, 2014.

Hayakawa, E. H.; Rossetti, D. F.; Valeriano, M. M. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. **Earth and Planetary Sciences Letters**, v. 297, p. 262-270, 2010a.

Horton, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological society of America bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

Jardim, K. A.; Santos, V. F. dos.; Silveira, O. F. M. da. Uso de imagens SAR do sensor PALSAR/ALOS para mapeamento morfológico da região do Cabo Norte, Planície Costeira do Amapá - Brasil. **Contribuições à Geologia da Amazônia**. v. 9 (no prelo).

Jardim, K. A.; Santos, V. F. dos.; Silveira, O. F. M. da. Caracterização de Feições Geomorfológicas utilizando Imagens SAR, Costa Amazônica, Cabo Norte, Amapá. **In:** XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA – III Encontro do Quaternário Sul – Lamericano, 2011, Armação de Búzios. Anais.... Armação de Búzios: ABEQUA, 2011.

Jensen, J. R.; Epiphanyo, J. C. N. Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. São José dos Campos: Parêntese Editora, 2009.

Kafri, U.; Heimann, A. Reversal of the palaeodrainage system in the Sea of Galilee area as an indicator of the formation timing of the Dead Sea Rift valley base level in northern Israel. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 109, n. 1, p. 101-109, 1994.

Lanesky, D.E.; Logan, B.W.; Brown, R.G.; Hine, A.C. A new approach to portable vibracoring underwater and on land. *Journal Sedimentary Petrology*, 48: 654-657. 1979.

Lima, M. I. C. Projeto RADAM: Uma saga Amazônica. Belém: Paka Tatu. 2008 132p.

Lima, M. I. C.; Bezerra, P. E. L.; Araújo. H. J. T. Sistematização da Geologia do Estado do Amapá. **In:** SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém. Anais. SBG – Núcleo Norte. p. 322-335. v3, 1991.

Lima, M. I. C de.; Montalvão, R. M. G de.; Issler, R.S.; Oliveira, A. da S.; Basei, M. A. S.; Araújo, J. F. V.; Silva da. G. G. Geologia. Folha Na/NB.22-Macapá. **In:** Projeto Radam, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v.6. p. I/9-I/114. MME/DNPM. 1974.

Magnanini, A. As regiões naturais do Amapá. *Revista Brasileira de Geografia*: 244-304, 1952.

Martins, S. S. **Análise de Feições Geológicas na Região de Tartarugalzinho, Amapá, Através de Métodos Geofísicos.** 81 f. Dissertação. (Mestrado em Geofísica) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

L. Martin, A.C.S.P. Bittencourt, G.S. Villas Boas, J.M. Flexor. Introdução ao estudo do Quaternário do litoral do Estado da Bahia, trecho Salvador-Ilhéus. **Brazilian Journal of Geology**, v. 9, n. 4, p. 309-320, 1979.

Matos, M. F. A. **Caracterização de processos morfodinâmicos e hidrodinâmicos do Cinturão Lacustre Meridional da Reserva Biológica do Lago Piratuba, Amapá.** Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 142 p, 2009.

McCauley, J. F.; Breed, C. S.; Schaber, G. G.; McHugh, W. P.; Bahay, I.; Haynes, C. V.; Grolier, M. J. Kilani, A. E. Paleodrainages of the Eastern Sahara-The Radar Rivers Revisited (SIR-A/B Implications for a Mid-Tertiary Trans-African Drainage System). **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, n. 4, p. 624-648, 1986.

McHugh, William P. et al. Paleorivers and geoarchaeology in the southern Egyptian Sahara. **Geoarchaeology**, v. 3, n. 1, p. 1-40, 1988.

- Mendes, A. C. **Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Sedimentos Holocênicos da Região Costa do Amapá** - Setor entre a Ilha de Maracá e Cabo Orange. Dissertação. (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará. Belém, 274 p, 1994.
- Paillou, P.; Tooth, S.; Lopez, S. The Kufrah paleodrainage system in Libya: A past connection to the Mediterranean Sea?. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 344, n. 8, p. 406-414, 2012.
- Paillou, P.; Schuster, M.; Tooth, S. Farr, T.; Rosenqvist, A; Lopez, S.; Malezieux, J. M. Mapping of a major paleodrainage system in eastern Libya using orbital imaging radar: the Kufrah River. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 277, n. 3, p. 327-333, 2009.
- Paillou, P.; Lopez, S.; Lasne, Y.; Farr, T.; Rosenqvist, A. Mapping subsurface geology in Arid Africa using L-band SAR. In: **Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International**. IEEE, 2007. p. 2685-2688.
- Paillou, P.; Farr, T.; Rosenqvist, A; Lopez, S. A PALSAR mosaic of Sahara to map subsurface geology. **Journal of African Earth Sciences**, v. 44, p. 229-240, 2006.
- Plotzki, A.; May, J. H.; Preusser, F.; Veit, H. Geomorphological and sedimentary evidence for late Pleistocene to Holocene hydrological change along the Río Mamoré, Bolivian Amazon. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 230-242, 2013.
- Potter, P. E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 5, p. 331-344, 1997.
- Reinson, G. E. Transgressive barrier island and estuarine systems. **Facies models: response to sea level change: Geological Association of Canada**, p. 179-194, 1992.
- Robinson, C.A., El-Baz, F., Al-Saud, T.S.M., Jeon, S. B. Use of radar data to delineate palaeodrainage leading to the Kufra oasis in the eastern Sahara. **Journal of African Earth Sciences** 44, 229–240, 2006.
- Rosenqvist, A.; Shimada, M. ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 45, n. 11, p. 3307-3316, 2007.
- Rossetti, D. de F. Multiple remote sensing techniques as a tool for reconstructing late Quaternary drainage in the Amazon lowland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 10, p. 1234-1239, 2010.
- Rossetti, D. de F.; Valeriano, M de. M.; Furini, C. H. **Evaluating remote sensing products to delineate paleodrainages in forested areas of southwestern Marajó Island**. n. 14, p. 3333-3339, 2009.

Rossetti, Dilce F. Góes, A. M.; Valeriano, M. M; Miranda, M. C. C. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, v. 23, n. 2, p. 121-135, 2008.

Rossetti, D. F.; Valeriano, M. M. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, v. 70, p. 253-265, 2007.

Rossetti, D. F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, 14, p. 77-89, 2001.

Rossetti, D. F.; Trukenbrodt, W.; Góes, A. M. **Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreirase Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará**. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra), 1, p. 25-74, 1989.

Santana, L de. O. **Uso de Sensoriamento Remoto para Identificação e Mapeamento do Paleodelta do Macarry, Amapá**. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará. Belém, 2011. 95 p.

Santos, V. F. dos.; Polidori, L.; Silveira, O. F. M. da. Aplicação de dados multisensor (SAR e ETM+) no reconhecimento de padrões de uso e ocupação do solo em costas tropicais – costa amazônica, Amapá, Brasil. **In: Revista Brasileira de Geofísica**. Rio de Janeiro, v. 27, p. 39-55, 2009.

Santos, V. F. **Ambientes Costeiros Amazônicos. Avaliação de modificações por sensoriamento remoto**. Tese (Doutorado). CPGGM, UFF/IGEO, Niterói. 306 p, 2006.

Schumm, S. A. **Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications**. 1981.

Silva, M. V da.; Santos, V. F dos.; Silveira, O. F. M da. Análise Multitemporal de Mudanças nas Ilhas Costeiras do Estado do Amapá Aplicando Dados de Sensores Remotos. **In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 8614-8622, 2011.

Silveira, O. F. M; Santos, V. F. Aspectos geológicos-geomorfológicos da região costeira entre o rio Amapá Grande e a região dos Lagos do Amapá. **In: Projeto de conservação e utilização sustentável da diversidade biológica brasileira – PROBIO**. Macapá, AP. 2006. (Relatório Técnico-Científico Meio Físico).

Silveira, O. F. M. **Geomorfologia da Área de Entorno da Reserva Biológica do Lago Piratuba. Relatório de Atividades**. IBAMA: [s.n.], 2002. 10 p.

Silveira, O. F. M. **A Planície Costeira do Amapá. Dinâmica de Ambiente Influenciado por Grandes Fontes Fluviais Quaternárias**. Tese (Doutorado). CPGG, UFPA/CG, Belém, 215p, 1998.

Simpson, G. Role of river incision in enhancing deformation. **Geology**, v. 32, n. 4, p. 341-344, 2004.

Soares, J. V. **Energia e ondas eletromagnéticas**. (Desenvolvimento de material didático ou instrucional - Capítulo de livro em preparação online). 2006.

Souza, E. de J. **Geologia da Região Costeira do Amapá com Ênfase na Estratigrafia, Morfotectônica e Geomorfologia**. (Monografia de Conclusão de Curso) – Universidade Federal do Pará. Belém, 2010. 118 p.

Suguio, K., Martin, L., 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. **In:** Special Publication n°1, International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary — The Brazilian National Working Group for the IGCP, Project 61. Instituto de Geociências da USP.

Vital, H.; Silveira, O.F.M. **Submersed holocenic levels evidences on the Igarapé do Inferno mouth (Maracá Island), Brazil**. AGU Fall Meeting. p.127, 1990.

Yang, X.; Damen, M. C. J; Zuidan, R. A. V. Satellite remote sensing and GIS for the analysis of channel migration changes in the active Yellow River Delta, China. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 1, n. 2, p. 146-157, 1999.