



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA - DOT
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA - LAGEMAR

KERLY ARAÚJO JARDIM

**PALEODRENAGEM COMO INDICADOR DA EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DA FOZ
DO RIO AMAZONAS**

NITERÓI - RJ

2023

KERLY ARAÚJO JARDIM

**PALEODRENAGEM COMO INDICADOR DA EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DA FOZ
DO RIO AMAZONAS**

Tese de doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (PPGDOT) da Universidade Federal Fluminense (UFF), como requisito necessário para a obtenção do título de Doutora em Dinâmica dos Oceanos e da Terra.

Orientador: Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr.
(DOT/UFF)

Co-Orientadora: Dr^a. Valdenira Ferreira dos Santos (NuPAq/IEPA)

NITERÓI - RJ

2023

**PALEODRENAGEM COMO INDICADOR DA EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DA FOZ
DO RIO AMAZONAS**

KERLY ARAÚJO JARDIM

Tese de doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do título de doutora em Dinâmica dos Oceanos e da Terra com área de concentração em Geologia e Geofísica.

Banca Examinadora:

Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Júnior (Orientador)
Universidade Federal Fluminense (UFF/PPGDOT)

Dr^a. Valdenira Ferreira dos Santos (Co-orientadora)
Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá (IEPA/NuPAq)

Dr. Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense (UFF/PPGDOT)

Dr^a. Helenice Vital
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN/GEMMA)

Dr. Laurent Polidori
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Dr^a. Sheila Gatinho Teixeira
Serviço Geológico Brasileiro (SGB/CPRM)

Dr^a. Tereza Cristina Medeiros de Araújo
Universidade Federal do Pernambuco (UFPE)

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

J37p Jardim, Kerly Araújo
Paleodrenagem como indicador da evolução quaternária na região da foz do rio Amazonas / Kerly Araújo Jardim. - 2023. 79 f.

Orientador: Alberto Garcia De Figueiredo Júnior.
Coorientador: Valdenira Ferreira dos Santos.
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2023.

1. Geologia sedimentar. 2. Geologia costeira. 3. Geofísica marinha. 4. Sensoriamento remoto. 5. Produção intelectual.
I. De Figueiredo Júnior, Alberto Garcia, orientadora. II. Santos, Valdenira Ferreira dos, coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
IV. Título.

CDD - XXX

*À M^a da Conceição (mãe),
Zoé (filha) e Edson (esposo)
por estarem juntos comigo
em todos os meandros da
minha jornada, sendo os
meus sedimentos
consolidados!*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a uma força suprema que rege nossas vidas e nos faz acreditar que somos capazes, basta acreditar e trabalhar para isso. Em seguida o agradecimento se faz às pessoas e instituições que ajudaram, apoiaram e financiaram a existência desse trabalho.

Aos meus orientadores, Alberto Figueiredo e Valdenira Santos, por todos os ensinamentos e apoio necessários. Por serem comprometidos com a formação de profissionais para o desenvolvimento do conhecimento científico na Amazônia. Nesse contexto, não poderia deixar de agradecer a saudosa professora Odete Silveira (*in memoriam*) com quem tive a honra de trabalhar, e por ser uma das pioneiras da ciência nesse país, sobretudo das pesquisas na costa amazônica. Obrigada professora!!!

A Universidade Federal Fluminense, através do PPGDOT por toda a sua infraestrutura de trabalho e estudo aos discentes. Ao Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha – LAGEMAR/UFF e ao Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análises Espaciais aplicado a Ambientes Aquáticos – LASA/IEPA, por disponibilizarem toda a infraestrutura de pesquisa necessários por meio de equipamentos e infraestrutura logística para trabalhos de campo, processamento e análise dos dados. Ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio e a Centrais Elétricas do Norte do Brasil S/A-ELETRONORTE pelo apoio logístico ao trabalho de campo. À CAPES pelo financiamento da bolsa de estudos.

Aos meus colegas e amigos de laboratório pelo apoio e compartilhamento de ideias e trocas de informações, Emáriele Pardal, Edineuza Rosário, Benedito Balieiro, Fernanda Souza, Gabriel Silveira, Luan Patrick, Francinete Facundes, e em especial ao meu amigo João Paulo, o “JP”, por todas as discussões e ajuda, sempre disponível desde o planejamento até o processamento dos dados sísmicos, aprendi muito com você! Aos pesquisadores do IEPA-AP pelo incentivo para o desenvolvimento desse trabalho e por terem contribuído na minha formação desde a graduação, em especial ao Dr. Salustiano Neto, Dr. Maurício Abdon e Dr. Luis Roberto Takiyama.

Por último gostaria de agradecer à minha família por todo o apoio necessário para mais um passo importante na minha vida. Em especial a minha mãe e ao meu querido Edson Pinheiro por todo o companheirismo e dedicação. E claro a minha pequena Zoé, por ter me proporcionado os melhores momentos de calma e serenidade no meio desse turbilhão chamado “doutorado”. Vocês sempre serão meus sedimentos consolidados!

“Você não sabe o quanto eu caminhei pra chegar até aqui...”

A Estrada – Cidade Negra.

Sumário

1. CAPÍTULO – INTRODUÇÃO	13
1.1. CONTEXTO CIENTÍFICO E OBJETIVOS	13
1.2. ÁREA DE ESTUDO	16
1.3. SINÓPSE DA TESE	18
2. CAPÍTULO – ARCABOUÇO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO E EVOLUÇÃO REGIONAL	20
2.1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO	20
2.1.1. O sistema de drenagem do rio Amazonas	21
2.2. EVOLUÇÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS	22
2.3. SISTEMAS DE PALEODRENAGENS NO QUATERNÁRIO	24
2.3.1 Exemplos de Grandes Sistemas de Paleodrenagens no Mundo	25
2.3.2. Conectividade das Paleodrenagens na Foz do Amazonas com processos globais e regionais	26
2.3.2.1- Conexões com a Neotectônica	26
2.3.2.2. Conexões com o nível relativo do mar no Quaternário	28
3. CAPÍTULO – ESTRATÉGIAS METODOLÓGICAS	31
3.1. MAPEAMENTO E ANÁLISE DA REDE DE PALEODRENAGEM	32
3.1.2. Identificação das Fácies Sismo Estratigráficas	34
3.1.3. Identificação das fácies sedimentares de subsuperfície	34
3.1.4. Determinação da geocronologia e integração dos dados para a reconstituição dos eventos Quaternários na foz do rio Amazonas	35
4. CAPÍTULO – NOVAS EVIDÊNCIAS DE PALEODRENAGENS NA FOZ DO RIO AMAZONAS	37
4.1. SISTEMA 1 – PALEODRENAGEM ESCULPIDA EM TERRAÇOS PLEISTOCÊNICOS	37
4.2. SISTEMA 2 - PALEODRENAGENS ENCAIXADAS	43
4.3. SISTEMA 3 - PALEODRENAGENS EM PLANÍCIE HOLOCÊNICA	48
5. CAPÍTULO. HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS	57
5.1. AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA FOZ DO RIO AMAZONAS	57
5.2. EVIDÊNCIAS TECTÔNICAS NA FOZ DO RIO AMAZONAS	64
6. CAPÍTULO – CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS	67
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
ANEXO	79

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1:** A região dos lagos na planície de inundação a norte do rio Amazonas, mostrando a distribuição geográfica dos cinturões lacustres classificados por Silveira (1998). 1) Cinturão Lacustre Oriental. 2) Cinturão Lacustre Meridional. 3) Cinturão Lacustre Ocidental. **Fonte:** Adaptado de Santos (2006) e Silveira (1998). 15
- Figura 2:** Localização da área de estudo no contexto da estruturação regional. A) Unidades geotectônicas da América do Sul; B) Área da bacia hidrográfica do rio Amazonas e as estruturas tectônicas regionais; C) Área de estudo localizada no contexto estrutural e geológico da região da Bacia Marítima da Foz do Rio Amazonas. **Fonte:** Dados batimétricos do GEBCO Compilation Group (2020); dados hidrográficos provenientes da Agência Nacional de Águas-ANA (2012); dados geológicos e geotectônicos provenientes de Cordani et al., (2016). 20
- Figura 3:** Estruturas da região leste do Amapá, margem esquerda da foz do rio Amazonas. **Fonte:** Costa et al., (2013). 23
- Figura 4:** Fluxograma metodológico da tese. 31
- Figura 5:** Esquema de coleta utilizando o sistema vibracore. A) Tripé, cabo de aço, tubo de alumínio e roldana; B) Cabeçote vibratório; C) Gerador e cabo conector. **Fonte:** Jardim (2015). 36
- Figura 6:** DEM/SRTM com visão geral da área de estudo, localização dos três sistemas de paleodrenagens, lineamentos estruturais interpretados neste trabalho e, a localização dos pontos de testemunhos com as datações. 38
- Figura 7:** Paleodrenagens esculpidas em terraços visualizadas no DEM/SRTM. A) Dois conjuntos de paleodrenagens mapeadas em terraços na porção sudoeste e central da ilha de Marajó. B) Perfil topográfico mostrando a altitude das paleodrenagens do setor sudoeste da ilha. C) Conjunto de paleodrenagens meandantes e localização dos testemunhos datados na área por Rossetti & Góes, 2008b. D) interpretação do conjunto de paleodrenagens meandantes sobre terraço pleistocênico, com setas em preto identificando a ruptura desses paleosistemas por drenagens ativas e localização do perfil topográfico. E, F) Paleodrenagens

anômalas no centro da ilha de Marajó com ângulos retos, meandros isolados, truncamento de drenagens com mudanças de direções e conexão com o sistema 2. 40

Figura 8: Modelo ilustrativo do movimento de separação da ilha de Marajó em relação ao continente. As letras A, B e C, representam o modelo evolutivo proposto por Rosseti et al., (2007). No lado esquerdo o dado de elevação do terreno DEM/SRTM as setas brancas grandes representam o movimento distensivo de separação entre a ilha e o continente; as setas brancas menores mostram os paleocanais abandonados, prováveis tributários do paleorio Tocantins quando este corria para direção N-NW. **Fonte:** As figuras A, B e C são adaptadas de Rosseti et al., (2007). 41

Figura 9: Localização das paleodrenagens encaixadas do sistema 2. A) Interpretação das paleodrenagens e lineamentos morfoestruturais da margem esquerda do rio Amazonas, localização do perfil topográfico e paleodrenagem do evento 2 e localização da foto de campo no Dado de Elevação do Terreno (DEM/SRTM). B) Interpretação das paleodrenagens e lineamentos morfoestruturais da margem esquerda do rio Amazonas e a localização dos perfis topográficos no DEM/SRTM e foto de campo. C) Interpretação das paleodrenagens e lineamentos morfoestruturais da margem direita do rio Amazonas, na ilha de Marajó, com a localização da paleodrenagem do evento 2 e perfil topográfico. D) Foto de campo mostrando o contato entre o terraço do planalto costeiro representando a paleolinha de costa e a planície costeira atual. E) Destaque das paleodrenagens dos eventos 1 e 2 na margem direita do rio Araguari, em imagem radar, banda P, polarização HH. F) Perfil topográfico DEM/SRTM do conjunto de paleodrenagem da margem esquerda do Amazonas, mostrando padrão morfológico em “U” dos canais, e paleodrenagem do evento 2 com bordas marcadas em torno de 40 m de altitude. G) Perfil topográfico do terraço que marca antiga linha de costa. H) Perfil topográfico DEM/SRTM do conjunto de paleodrenagem da margem esquerda do Amazonas, mostrando padrão morfológico dos canais em “U. I) Perfil topográfico das paleodrenagens dos eventos 1 e 2 na ilha de Marajó, com padrões morfológicos dos canais em “V” 13

Figura 10: Mudanças no estuário do rio Araguari registradas em imagens LANDSAT. A) Imagem LANDSAT 7 ETM+ de 18/11/2000, mostrando o franco canal ativo da foz do rio Araguari. B) Imagem LANDSAT 8 OLI de 29/06/2021, mostrando o canal totalmente fechado da foz do rio Araguari, com cicatrizes de pequenos canais ativos remanescentes. 46

Figura 11: A) Localização geral das paleodrenagens do sistema 3 no dado de elevação do terreno DEM/SRTM. B) Paleodrenagens na região Cabo Norte, mostrando preenchimentos e

delineamentos por vegetação de florestas de várzea em imagem LANDSAT 7 ETM+, de 18/11/2000, composição R1G2B3. C) Fotografia aérea da região do Cabo Norte mostrando uma das características predominantes das paleodrenagens preenchidas por florestas de várzea. D) Paleodrenagem do sistema Tartarugal-Macarry identificadas no DEM/SRTM, destacando os cinturões lacustres meridionais e ocidentais. E) Paleodrenagem do sistema Tartarugal-Macarry identificadas no Modelo Digital de Terreno/MDT, mostrando a localização dos perfis topográficos. F) Fotografia aérea da região do Cabo Norte mostrando as paleodrenagens delineadas por florestas de várzea e leito preenchido por gramíneas. G), H) Perfil topográfico a-a' e b-b' mostrando a diferença de altitude do relevo dentro da mesma unidade morfológica da planície costeira. 49

Figura 12: Conjunto de Paleodrenagem Norte-Sul. A) Localização da paleodrenagem nos dados de elevação da superfície do terreno (DEM/SRTM), ano 2000. B) Conjunto de paleodrenagem N-S identificado em imagem LANDSAT-7, 18/11/2000. C) Carta histórica do século XIX indicando a toponímia do “rio tapado”. D) Carta histórica do Archives Départementales de la Guyane. 51

Figura 13: Transformações ocorridas entre a foz do rio Araguari e o Canal Norte do rio Amazonas. A-B) Rio Gurijuba e início incipiente do canal do Urucurituba em imagem LANDSAT-7, 18/11/2000. C-D) Canal do Urucurituba rasgando a planície da margem esquerda da foz do rio Amazonas, conectado ao rio Araguari e rio Gurijuba em imagem LANDSAT-8, 29/06/2021. 53

Figura 14: Paleodrenagens em planície holocênica e lineamentos morfoestruturais mapeados na margem esquerda do Canal Norte e nas ilhas da foz do rio Amazonas, a partir de Dados de Elevação da Superfície do Terreno-DEM/SRTM. A) Localização das feições mapeadas. B-C) Paleodrenagens identificadas na margem esquerda do Canal Norte do rio Amazonas. D) Paleodrenagens das ilhas da foz do Amazonas. E) Paleodrenagem mapeada na ilha de Gurupá. F) Paleodrenagem mapeada na ilha de Curuá. G) Paleodrenagens na ilha de Marajó associadas ao sistema 1 e paleodrenagem associada ao lago Arari 56

Figura 15: Variação relativa do nível do mar e volume de degelo equivalente ao GMSL durante o Último Máximo Glacial. São mostrados eventos climáticos importantes nesse período, incluindo os eventos Heinrich H1–3, o período quente de Bølling – Allerød (B-A) e o período frio de Younger Dryas (Y-D), bem como o tempo dos eventos de degelo (MWP1A, 1B) e eventos de resfriamento 8,2 ka BP. **Fonte dos dados:** Curva adaptada de Lambeck et al., (2014)

e Santos et al., (in press). Fonte das datações: estrela vermelha = Vital (1996); estrelas amarelas e laranja = Torres (1997); estrelas verdes= este trabalho; círculos brancos e pretos = Nittrouer et al. (1996); círculos azuis = Milliman et al. (1975). 58

Figura 16: Evolução da foz do rio Amazonas e plataforma amazônica. **Fonte:** Elaborado a partir de dados de elevação do terreno DEM/SRTM (Lehner et al., 2008); batimetria do GEBECO 2022 Grid e trabalhada por Santos et al., (in press); Datações a partir de Rossetti et al., (2008), Bezerra et al., (2015); e paleo nível do mar de Milliman et al., 1975. 60

Figura 17: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar no lago dos Botos. A) Perfil sísmico A-A' (direção W-E) sem interpretação; B) Interpretação do perfil com as unidades e superfícies sísmo estratigráficas e localização do testemunho VB17; C) Detalhe da interpretação da seção sísmica com refletores de superfícies inclinadas indicando migração lateral e depósitos de preenchimento de canal; D) Mapa morfológico modificado de Jardim et al., (2015) com indicação da localização do lago dos Botos, do perfil sísmico e do testemunho. 62

Figura 18: Localização do perfil sísmico do lago Comprido de Cima e testemunho sedimentar. A) Perfil sísmico B-B' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sísmo estratigráficas destacando as feições plano paralelas na UC e superfícies erosivas do Pleistoceno superior na UB; C) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2013 e 2018) com indicação da localização do lago Comprido de Cima, do perfil sísmico B-B' e do testemunho VB16 63

Figura 19: Localização do perfil sísmico do lago Lodão. A) Perfil sísmico C-C' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sísmo estratigráficas. C) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2013 e 2018) com indicação da localização do lago Lodão e do perfil sísmico. 63

Figura 20: Eventos sísmicos. A) Figura mostrando eventos sísmicos no Brasil. B) Sismicidade em parte da Amazônia e foz do rio Amazonas. C) Mega paleodrenagem mapeada na ilha de Marajó que coincide com o eixo dos abalos sísmicos na área. D) Paleodrenagem menor mapeada dentro do mega sistema. **Fonte:** Figuras A e B provenientes do laboratório LABSIS da UFRN, integrante da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). 66

RESUMO

O conceito de paleodrenagem refere-se a mudanças em larga escala em sistemas fluviais, desencadeadas por fatores como variações do nível de base, processos morfossedimentares, mudanças climáticas e tectônicas. Essas mudanças afetam o suprimento sedimentar, as configurações topográficas, o clima e a cobertura vegetal. A região da foz do rio Amazonas é um ambiente complexo, influenciado por processos meteo-oceanográficos do Oceano Atlântico e processos físico-químicos e bioquímicos da bacia hidrográfica do rio Amazonas. Sua localização na região Equatorial é influenciada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pelos ventos alísios, esses processos ditam um ambiente altamente dinâmico e único no planeta. Com o objetivo de entender a evolução quaternária na região da foz do rio Amazonas, essa pesquisa apresenta novas evidências de paleodrenagens na área, obtidas através da análise de dados de elevação do terreno, imagens de sensores remotos radar e ópticos, onde foram identificados três sistemas distintos de paleodrenagens. O primeiro, esculpido em terraços pleistocênicos, mostra evidências de migração de canais devido a eventos tectônicos; o segundo, encaixado entre terraços, revela paleodrenagens maiores e menores, sugerindo possíveis processos de superposição ou fechamento; o terceiro, em planície holocênica, destaca-se por feições sinuosas e descontínuas, indicando variações do nível do mar. As análises sugerem influência de eventos tectônicos, neotectônicos e mudanças no curso do rio Amazonas ao longo do tempo. O estudo destaca também a importância de características sedimentares, datações radiocarbônicas e análises morfoestruturais para compreender a evolução dessas paleodrenagens. A evolução da região da foz do rio Amazonas, considera variações do nível do mar e evidências tectônicas. E destacam-se fases desde o Pleistoceno até o presente, incluindo transgressões e regressões. A análise integrada de dados sedimentológicos e do nível do mar é crucial para compreender a evolução da região. No âmbito tectônico, discute-se a atividade neotectônica, influenciada por movimentos crustais e laterais de blocos, com impacto na rede de drenagem. A subsidência na foz do rio Amazonas é considerada relevante para explicar a presença de paleodrenagens.

Palavras-chave: Foz do Amazonas, Costa Amazônica, Sensoriamento Remoto, Sísmica, Testemunho Sedimentar.

ABSTRACT

The concept of paleodrainage refers to large-scale changes in fluvial systems, triggered by factors such as variations in base level, morphosedimentary processes, climate change, and tectonics. These changes affect sediment supply, topographic configurations, climate, and vegetation cover. The region of the Amazon River mouth is a complex environment, influenced by meteo-oceanographic processes from the Atlantic Ocean and physical-chemical and biochemical processes from the river basin. Its location in the equatorial region is influenced by the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and trade winds, dictating a highly dynamic and unique environment on the planet. To understand the Quaternary evolution in the region of the Amazon River mouth, this research presents new evidence of paleodrainages in the area, obtained through analysis of terrain elevation data, radar and optical remote sensing images, where three distinct paleodrainage systems were identified. The first, carved on Pleistocene terraces, shows evidence of channel migration due to tectonic events; the second, embedded between terraces, reveals larger and smaller paleodrainages, suggesting possible processes of superposition or closure; the third, in the Holocene plain, stands out for its sinuous and discontinuous features, indicating sea level variations. The analyses suggest the influence of tectonic and neotectonics events, as well as changes during the Amazon River over time. The study also highlights the importance of sedimentary characteristics, radiocarbon dating, and morphostructural analysis to understand the evolution of these paleodrainages. The evolution of the region of the Amazon River mouth considers sea level variations and tectonic evidence, including phases from the Pleistocene to the present, including transgressions and regressions. The integrated analysis of sedimentological data and sea level is crucial to understand the evolution of the region. In the tectonic scope, the neotectonic activity influenced by crustal and lateral movements of blocks, with an impact on the drainage network, is discussed. Subsidence at the Amazon River mouth is considered relevant to explain the presence of paleodrainages.

Keywords: Amazon mouth, Amazon Coast, Remote Sensing, Seismic, Sedimentary Core.

1. CAPÍTULO – INTRODUÇÃO

1.1. CONTEXTO CIENTÍFICO E OBJETIVOS

O conceito de paleodrenagem está associado a mudanças em larga escala de sistemas fluviais (Conti, 2009). A desativação desses sistemas relaciona-se com processos ambientais mais amplos (Horton, 1945) como as variações do nível de base, processos morfossedimentares, mudanças climáticas (Goudie, 2005; Hayakawa, Ericson Hideki et al., 2010) e tectônicas (GHONEIM et al., 2012).

Esses processos envolvem mudanças do suprimento sedimentar, das configurações topográficas e geológicas, do clima local e regional e da cobertura vegetal (Conti, 2012). No caso dos rios meandrantés, as migrações do rio podem criar uma série de lagos em formato *oxbow* e meandros abandonados (YANG et al., 1999).

Em várias regiões no mundo, dados de sensores remotos orbitais e suborbitais, como dados de sísmica de alta resolução tem sido amplamente utilizados para a identificação de paleodrenagens (Gupta et al., 2014; Hayakawa, Ericson H. et al., 2010; McCauley et al., 1986; McHugh et al., 1988; Paillou et al., 2012; Hayakawa, Ericson Hideki et al., 2010). Esses dados são úteis para analisar as evidências de mudanças paleoambientais ao longo do tempo. No entanto, a maioria dos estudos foram realizados em regiões áridas (Hayakawa, Ericson Hideki et al., 2010; Paillou et al., 2012) e semiáridas (ARAKEL; MCCONCHIE (1982); PAILLOU et al., 2020).

Em ambientes tropicais com grandes rios, como na bacia do rio Congo e Niger os estudos evidenciam a evolução morfológica a partir das mudanças climáticas e tectônicas (Goudie, 2005) e avulsão de canais no baixo curso do rio Ganges (Gupta et al., 2014), assim como, mudanças de rota do rio Brahmaputra em função da dinâmica morfológica (Rashid et al., 2021). Em regiões tropicais, na América do Sul, ainda há poucos estudos e a maioria deles concentra-se ao longo da bacia hidrográfica do rio Amazonas. Esse rio, tem sua planície de inundação marcado por numerosas paleodrenagens associadas a processos neotectônicos que desencadearam capturas fluviais e mudaram os cursos dos canais (ALMEIDA-FILHO et al., 2007); HAYAKAWA, ERICSON H. et al., 2010; PLOTZKI et al., 2013).

Na foz do rio Amazonas, na ilha de Marajó, uma série de paleocanais foram identificados por (Rossetti, 2010; Rossetti et al., 2007; Valeriano; Rossetti (2008); Rossetti et

al., 2008) e utilizados para a reconstrução paleogeográfica da área no período Quaternário. Ao norte da desembocadura do rio Amazonas, outros grandes complexos de paleodrenagens se sobressaem, com maior concentração na região do Cabo Norte (BOAVENTURA; NARITA, 1974; MENDES, 1994; COSTA, 1996; SILVEIRA, 1998; SANTOS et al., 2009; SANTANA, 2011; JARDIM et al., 2015; JARDIM et al., 2018; JARDIM et al., 2019).

Alguns são sistemas do Pleistoceno Superior que indicam a existência de nível do mar alto nessa região há 120.000 anos AP (Bezerra et al., 2015). Os sistemas holocênicos (Jardim et al., 2018a; Silveira (1998) se distribuem na maior parte da planície de inundação influenciada por marés (Santos et al., 2009), e incluem registros de desativações recentes do século XIX (SILVEIRA (1998); SANTOS (2006); SANTOS et al., 2009).

Esses sistemas evidenciam significativas mudanças na drenagem regional devido a processos de colmatção (Boaventura; Narita, 1974); Silveira, 1998; Santos, 2006), movimentos tectônicos e neotectônicos locais (Costa, 1996; Silveira, 1998), variações relativas do nível do mar (Mendes, 1994); Silveira, 1998) e prováveis relações com mega mudanças do rio Amazonas (DRISCOLL; KARNER, 1994).

A evolução das paleodrenagens holocênicas resultou na formação de uma extensa região lacustre (Boaventura; Narita, 1974), ao norte da foz do rio Amazonas, subdivida por Silveira (1998) em três sistemas lacustres: Oriental, Meridional e Ocidental. Em hipótese aventada por (Boaventura; Narita, 1974) e Silveira (1998), o sistema lacustre Meridional seria resultado de meandros abandonados do rio Araguari, que teria migrado para Sul acompanhando o movimento ocorrido com a foz do rio Amazonas.

Essa hipótese foi testada anos mais tarde por Jardim (2015) para esse sistema, a partir do uso de imagens de radar orbital, banda L, dados sísmicos de alta resolução e testemunhos sedimentares de subsuperfície, a autora estabeleceu duas relações de morfogênese para esses lagos. Assim, parte dos lagos dessa região na porção meridional (lagos dos Botos, Comprido de Cima e Lodão) são meandros abandonados de antigas drenagens desativadas durante o Holoceno; enquanto apenas o lago Mutuco seria registro da migração do Araguari para Sul (Figura 1). Essas paleodrenagens apresentam duas direções de lineamentos com orientação predominantemente SW-NE que corriam na direção da linha de costa e N-S, acompanhando movimentos tectônicos ocorridos na foz dos rios Amazonas e Araguari (BOAVENTURA; NARITA (1974); JARDIM (2015); JARDIM et al. (2018); SILVEIRA; SANTOS,

2006).

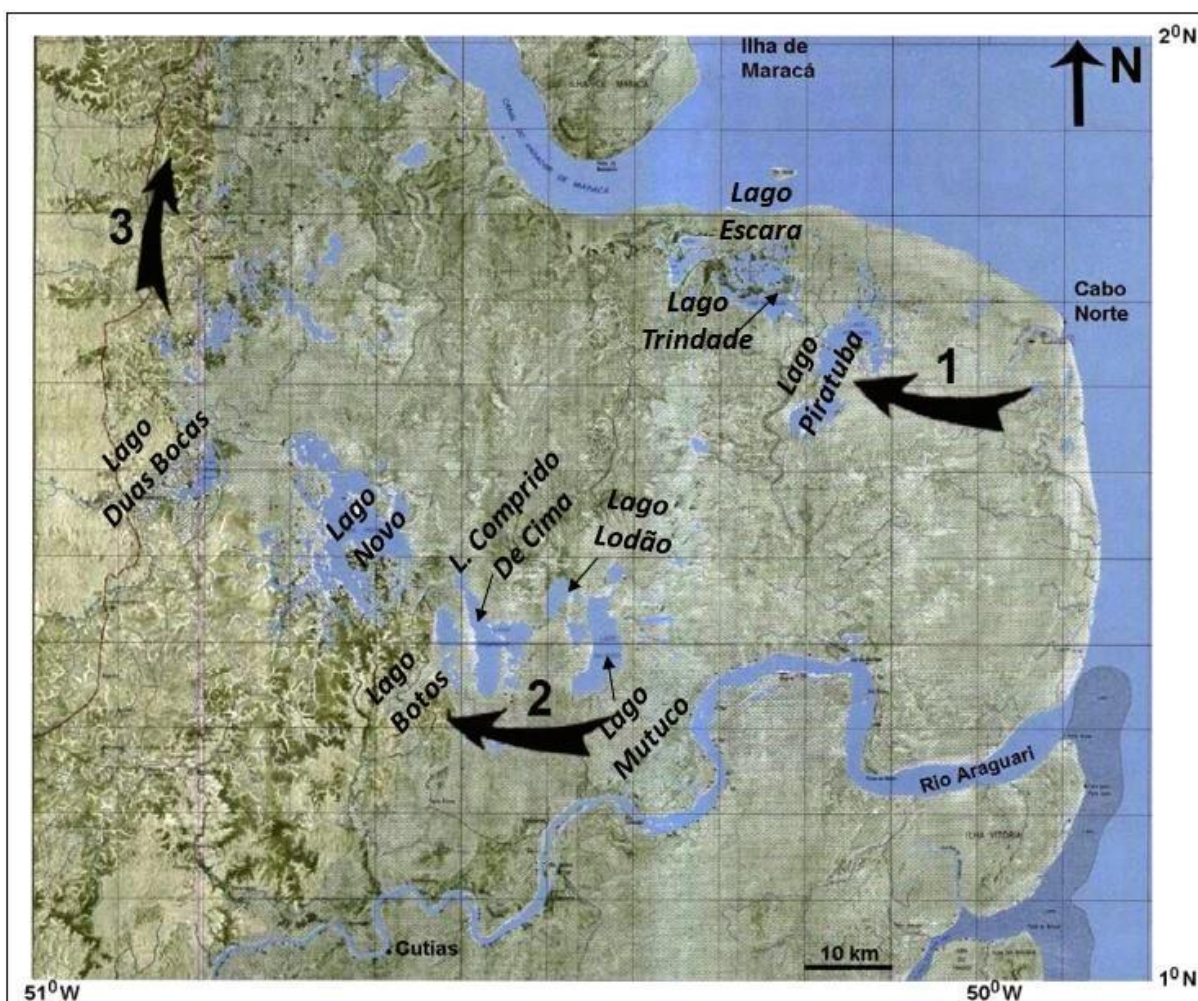


Figura 1: A região dos lagos na planície de inundação a norte do rio Amazonas, na costa do Amapá, mostrando a distribuição geográfica dos cinturões lacustres classificados por Silveira (1998). 1) Cinturão Lacustre Oriental. 2) Cinturão Lacustre Meridional. 3) Cinturão Lacustre Ocidental. **Fonte:** Adaptado de Santos (2006) e Silveira (1998).

A gênese dessas paleodrenagens e dos lagos estão ligados à evolução morfológica da região (Boaventura; Narita (1974); Costa, 1996; Guerra, 1951; Silveira, 1998) e guardariam evidências de parte da evolução da foz do rio Amazonas e de sua planície de inundação. Ressaltando-se que os últimos estágios dos eventos responsáveis pelo desenvolvimento desse importante rio ainda não foram devidamente esclarecidos.

Assim, os registros morfológicos identificados na literatura da região precisam ser melhor investigados, a partir de um número maior de dados de subsuperfície e com maior profundidade, estendendo a área de investigação, para um estudo mais completo do pacote sedimentar depositado durante o Quaternário e conseqüentemente um melhor

entendimento da evolução costeira na foz do rio Amazonas.

A pergunta de pesquisa deste trabalho é: como se deu o último estágio de evolução dos eventos responsáveis pela desativação dos sistemas de paleodrenagens na região da foz do rio Amazonas e qual a sua relação com o desenvolvimento do estuário amazônico?

A tentativa de resposta baseia-se na hipótese de que os sistemas de paleodrenagens nessa região foram desativados durante os últimos estágios de evolução, no período Quaternário. Essas paleofeições guardariam evidências do desenvolvimento do estuário do rio Amazonas e da sua planície de inundação do baixo curso do rio.

O objetivo central da pesquisa é entender a evolução quaternária da região da foz do rio Amazonas, a partir da: 1) caracterização dos diferentes sistemas de paleodrenagem e análise da sua relação com o desenvolvimento da foz do rio Amazonas; 2) identificação as fácies estratigráficas de preenchimento de canal nas seções sísmicas e nos testemunhos sedimentares e; 3) proposição de um modelo evolutivo para a reconstrução dos eventos quaternários responsáveis pela desativação das paleodrenagens na região da foz do rio Amazonas.

Esta proposta vem contribuir para a compreensão da evolução da região da foz do rio Amazonas, a partir do mapeamento e análise da paleorede de drenagem e sua relação com os últimos estágios evolutivos do estuário do rio Amazonas, visando entender o arcabouço geológico e geomorfológico regional.

Do ponto de vista do desenvolvimento e gestão de políticas públicas, os sistemas de paleodrenagens são elementos importantes para modelar cenários paleoambientais, compreender a dinâmica geológica e climática em escalas de tempo que variam de estações a milhares de anos. Por outro lado, é preciso considerar que a dinâmica sedimentar com suas fases erosivas e com o acúmulo de sedimentos impacta o meio ambiente, a população, atividades de navegação, agricultura, pecuária, pesca etc. são informações importantes para estabelecer diretrizes e melhoria na gestão das regiões costeiras.

1.2. ÁREA DE ESTUDO

A foz do rio Amazonas está localizada no nordeste da América do Sul, na Margem

Passiva da Plataforma Brasileira, na região Equatorial do planeta, entre os estados do Pará e Amapá (Figura 2). O rio Amazonas nasce nos Andes peruanos (região de Arequipa) é o maior do mundo em extensão (~6500 km) com descarga média interanual de água doce de ~ $205 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o equivalente a cerca de 17 % da água doce despejada nos oceanos (CALLEDE et al., 2010).

A bacia hidrográfica do rio Amazonas apresenta uma área de drenagem de ~ $6 \times 10^6 \text{ km}^2$, abrangendo 40% do território da América do Sul (Lehner et al., 2008). Deságua direto no oceano Atlântico, onde contribui com um volume d'água da ordem de $6.600 \times 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, com uma carga total de sedimentos em sus pensão calculada entre 600 e $800 \times 10^6 \text{ t} \cdot \text{ano}^{-1}$ (FILIZOLA; GUYOT, 2011).

A carga sedimentar suspensa do Amazonas viaja pela costa e plataforma amazônica na direção norte, empurrada pela Corrente Norte Brasileira-CNB até os países vizinhos, formando bancos lamosos que são rapidamente colonizados e se transformam em grandes florestas de mangues, uma das mais altas do mundo, e estão expostos sob a ação das correntes de maré e das ondas (Santos et al. (*in press*)). Está situada no contexto da costa amazônica e como outras costas no mundo recebe influência de eventos globais que controlam a sua morfologia. Entre os mais importantes estão: a tectônica de placas, o clima, as variações do nível do mar e a resposta reológica da terra às mudanças na distribuição das massas de gelo e de água sobre sua superfície (VILLWOCK, 1994).

A região da foz do rio Amazonas é um ambiente complexo, influenciado por processos meteo-oceanográficos que atuam na região do Oceano Atlântico Ocidental, e por processos físico-químicos e bioquímicos que ocorrem na Bacia Hidrográfica do rio Amazonas. Sua localização na Região Equatorial do planeta é influenciada pela Zona de Convergência Intertropical-ZCIT, sujeita a ação dos ventos alísios (Lentz, 1995) que controla a descarga sólida e líquida e os regimes sazonais que também são influenciados por eventos de El Niño e La Niña. Essa região é caracterizada por elevadas temperaturas ($> 20^\circ \text{ C}$) e precipitação ($> 60 \text{ mm mes}^{-1}$, $> 1500 \text{ mm a}^{-1}$), sujeita a diferentes forçantes, como meso e macromarés semi-diurnas (BEARDSLEY et al., 1995).

1.3. SINÓPSE DA TESE

Esta tese está dividida em cinco capítulos e um artigo completo em anexo.

O capítulo 1 apresenta a introdução com a fundamentação teórica sobre os sistemas de paleodrenagens numa escala global até a foz do Amazonas, mostrando os métodos de estudos utilizados no mundo e as áreas geográficas de concentração desses estudos. Nesse capítulo também é apresentado a área geográfica de abrangência desse trabalho com seus aspectos físicos naturais.

O capítulo 2 é composto pela descrição do arcabouço geológico e geomorfológico regional, envolvendo o sistema de drenagem do rio Amazonas, parte da evolução da foz do Amazonas, com os sistemas de paleodrenagens mapeados e suas conexões com processos tectônicos e variações relativas do nível do mar.

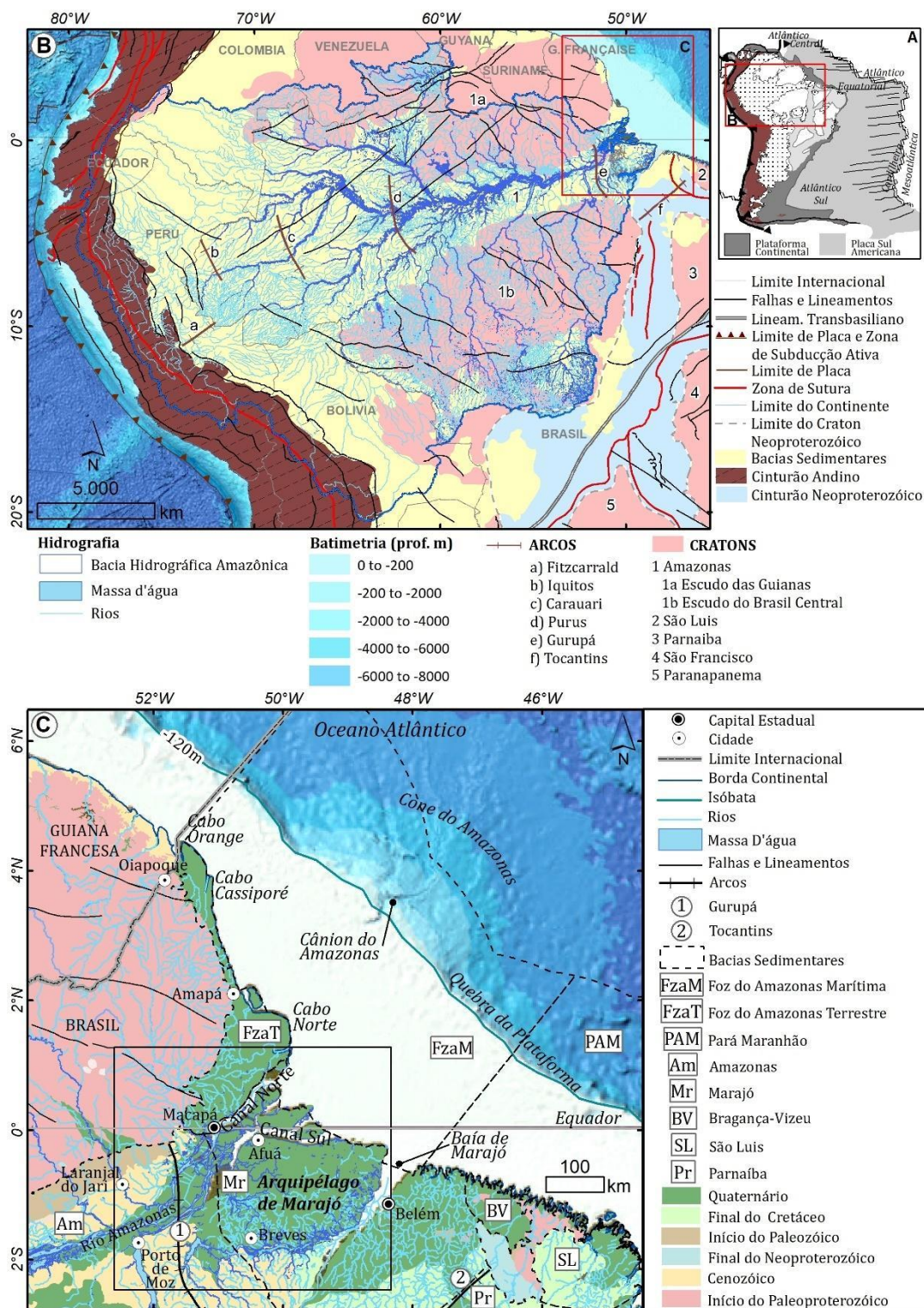
No capítulo 3 é apresentada a estratégia metodológica adotada para o desenvolvimento da tese, com seus respectivos métodos.

O capítulo 4 é dedicado à apresentação das novas evidências das paleodrenagens mapeadas na foz do rio Amazonas a partir dos dados de sensores remotos.

O capítulo 5 apresenta a hipótese de evolução da foz do rio Amazonas a partir das informações das variações relativas do nível médio dos mares e evolução neotectônica.

O capítulo 6 é dedicado às conclusões e desdobramentos do trabalho.

Por último, em anexo à tese é apresentado um artigo que trata de “novos *insights* da evolução a norte da foz do rio Amazonas” a partir de dados sísmicos e testemunhos sedimentares, o qual está relacionado ao segundo objetivo da tese.



2. CAPÍTULO – ARCABOUÇO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO E EVOLUÇÃO REGIONAL

Neste capítulo será apresentada a compartimentação morfoestrutural e os aspectos geológicos e geomorfológicos regionais, responsáveis pelo desenvolvimento do sistema de drenagem do rio Amazonas. Mostrando os eventos que condicionaram a evolução recente da área, e como as paleodrenagens evoluem dentro dos grandes sistemas tropicais no Quaternário e na região da foz do Amazonas, a partir das variações relativas do nível do mar e das atividades tectônicas.

2.1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

A história do rio Amazonas está relacionada a grandes eventos geológicos, como a abertura do oceano Atlântico, causado pela fragmentação do supercontinente Gondwana (Grabert, 1983); o soerguimento das montanhas nos Andes, dos arcos de Vaupés, Purus e Gurupá; e os estágios de desenvolvimento das bacias sedimentares da região, assim como mudanças no nível do mar (CAPUTO, 2014).

O arcabouço geológico da área de estudo (região da foz do rio Amazonas) coincide com o eixo da bacia sedimentar do Amazonas e da bacia sedimentar da Foz do Amazonas, preenchidas predominantemente com sedimentos do início do Paleozoico e Mesozoico, respectivamente (Caputo; Soares, 2016). A Leste o Arco de Gurupá forma o alto estrutural que separa a Bacia do Amazonas da Bacia da Foz do Amazonas, formada por um complexo sistema de grabens que se estende dentro da Plataforma da Foz do Amazonas. As duas bacias estão localizadas entre duas partes de um Cráton Pré-Cambriano (Cráton Amazônico), bordejadas pelo Escudo das Guianas, a norte; e o Escudo Brasil Central, a sul (Figura 1).

Entre esses maciços geológicos se desenvolveu a maior bacia hidrográfica do mundo, responsável por drenar uma área de $\sim 6 \times 10^6 \text{ km}^2$, cerca de 40 % da América do Sul. O rio Amazonas despeja $600\text{-}800 \times 10^6 \text{ ton.ano}^{-1}$ de sedimentos em suspensão (Filizola; Guyot, 2011) e uma descarga líquida média interanual de água doce de $\sim 205 \times 10^3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ para o oceano Atlântico, equivalente a 17% da água doce despejada nos oceanos (CALLEDE et al., 2010).

2.1.1. O sistema de drenagem do rio Amazonas

Apesar da importância global e regional do rio Amazonas para os processos continentais e marinhos, a idade inicial do rio Amazonas transcontinental divide opiniões entre os cientistas a depender do tipo de dado utilizado (terrestre ou marinho) e do método de análise (estratigrafia sísmica, geoquímica, filogeografia). Dados marinhos do extremo oeste do Atlântico apontam o seu início para o final do Mioceno (mais ou menos 7 milhões de anos atrás). Os dados continentais apontam indícios de uma idade inicial do Plio-Pleistoceno (aproximadamente 2,5 milhões de anos). O resultado de alguns trabalhos tem convergido para o consenso de que o rio Amazonas ganhou dimensão transcontinental e estabeleceu a direção de seu curso dos Andes para a foz atual a partir do Mioceno superior há aproximadamente 9 Ma. (HOORN et al., 2017).

O desenvolvimento do sistema de drenagem do rio Amazonas está ligado aos eventos geológicos de evolução dos Andes, dos arcos de Vaupés, Purus e Gurupá, assim como das bacias sedimentares regionais (Acre, Maraño, Solimões, Amazonas e Marajó), além de mudanças do nível relativo do mar que marcaram eventos regressivos e transgressivos que influenciaram no ambiente deposicional ao longo do tempo geológico (CAPUTO; SOARES, 2016).

O Arco de Gurupá consiste em uma elevação do *rifte* do Marajó formado na primeira fase de abertura do Oceano Atlântico Central, no início do Cretáceo (Caputo, 2014); e permaneceu elevado até o Mesomioceno, direcionando o sistema de drenagem primeiro para oeste e depois para norte, sem obstrução do Arco de Purus na Amazônia central. O arco de Vaupés, na Colômbia, foi soerguido junto com as montanhas dos Andes no Mesomioceno, responsável pela separação da drenagem do Caribe da drenagem do rio Amazonas. A subsidência tardia do arco de Gurupá no início do Mioceno Superior teve papel importante na mudança de direção do sistema de drenagem do rio Amazonas, que antes corria em direção ao mar do Caribe e após a orogenia andina começou a fluir em direção ao Oceano Atlântico (CAPUTO; SOARES, 2016).

Com essa subsidência, acompanhada de uma grande queda no nível do mar no início do Neomioceno, o rio Amazonas abriu rapidamente seu caminho, de leste a oeste, a partir da Bacia do Marajó. Isso ocorreu devido ao processo de erosão remontante profunda que

capturou a vasta rede de drenagem das áreas cratônicas e andinas. Esse importante evento culminou em grande influxo de sedimentos siliciclásticos à Bacia da Foz do Amazonas em razão da erosão em várias áreas da América do Sul, incorporando a rede de drenagem da Bacia do Marajó à drenagem amazônica. O grande aporte sedimentar carregado pela bacia hidrográfica do rio Amazonas gerou um dos maiores leques submarinos do mundo, o famoso cone submarino do Amazonas (CAPUTO; SOARES, 2016; HOORN et al., 2017b).

2.2. EVOLUÇÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS

A região da foz do rio Amazonas envolve parte da planície costeira amazônica, mais precisamente a costa do Amapá, na sua margem esquerda e o arquipélago do Marajó na margem direita.

A planície costeira amazônica tem a sua história geológica iniciada no Oligoceno Superior (aproximadamente 30 milhões de anos) e com pico no Plioceno (5,3 milhões de anos) (Ackermann, 1966), que influenciou o desenvolvimento dos rios Amazonas e Orenoco (Hoorn et al., 1995).

A porção da planície amazônica que envolve a margem esquerda do rio Amazonas, na costa do Amapá, é bordejada pelos sedimentos da Bacia da Foz do Amazonas (Santos, 2006) e pelos depósitos do embasamento (Souza, 2010) e depósitos pleistocênicos (Souza, 2010; Bezerra et al., 2015). Do ponto de vista geológico essa planície pode ser considerada 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 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 (SILVEIRA, 1998).

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 resulta na migração do sistema de drenagem para SW e consequentemente a formação de inúmeros paleocanais, sobretudo na região costeira entre o rio Araguari e o rio Sucuriju (Costa et al., 1996; Jardim et al., 2015) (Figura 3). Alguns autores consideram a tectônica regional como fatores influenciadores no processo de formação dos estuários, e consequentemente, controla a fisiografia costeira, implicando na direção dos rios locais (MENDES, 1994; SILVEIRA, 1998).

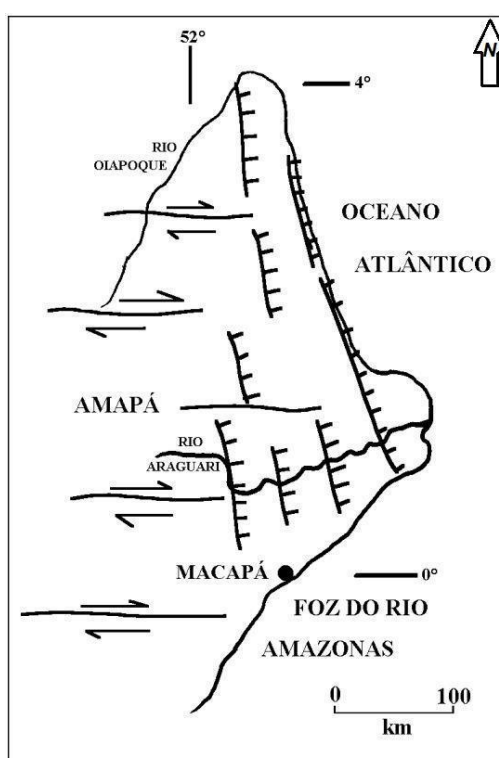


Figura 3: Estruturas da região leste do Amapá, margem esquerda da foz do rio Amazonas. **Fonte:** Costa et al., (2013).

A margem direita do rio Amazonas que engloba a região do arquipélago marajoara, está localizada na parte norte do estado do Pará. A porção oeste da ilha está inserida no sistema de graben do Marajó, com forma alongada de direção NW-SE e a porção leste inserida na plataforma do Pará. O graben do Marajó possui feições geológicas e geomorfológicas características à distensão mesozóica e à neotectônica pós-miocena. A disposição do depocentro marajoara e das suas falhas sugerem arquitetura em semi-graben com sub-bacias divididas por falhas direcionais ENE e NE-SW (Villegas, 1994).

As sub-bacias de Mexiana, Limoeiro, Cameté e Mocajuba que fazem parte desse

sistema de graben, foram originadas por falhas normais NW e NNW e direcionais NE e ENE após eventos distensivos no Cretáceo Inferior e Superior (Costa et al., 2001). Tal distensão está relacionada à abertura do Atlântico Equatorial que se propagou continente adentro ao longo das zonas de fraqueza crustal dos cinturões orogênicos pré-cambrianos Tumucumaque, Amapá e Araguaia (SOUZA, 2010).

A análise morfoestrutural sugere fase tectônica importante de direção NNW/N/NNE-SSE/S/SSW, onde eventos subsequentes resultaram em lineamentos de direção NW-SE e NE-SW, e os primeiros resultaram em uma leve depressão do lado oriental da ilha (Rossetti, et al., 2007). Os lineamentos morfoestruturais da ilha estão de acordo com as direções dos principais sistemas de falha reativados entre o Neógeno e o Holoceno ao longo da Amazônia Brasileira (Bemerguy, 1997); Bemerguy et al., 2002; Bezerra, 2003, Costa et al., 2001; Costa et al., 1996).

A evolução da foz do rio Amazonas, dentro do período Quaternário (que é analisado nesta pesquisa) ainda é um desafio para o entendimento do arcabouço geológico e geomorfológico regional. Os trabalhos sistematizados existentes na área sobre a evolução geológica se limitam a alguns trabalhos pontuais para o estudo de petróleo (Amaral, 1955), as cartas estratigráficas da Petrobrás (Brandão; Feijó (1994); Figueiredo et al., 2007), onde os primeiros horizontes do pacote sedimentar foram descartados, em função dos objetivos do trabalho que era encontrar vestígios de petróleo.

2.3. SISTEMAS DE PALEODRENAGENS NO QUATERNÁRIO

As paleodrenagens podem estar relacionadas a uma série de eventos ambientais em larga escala, como variações do nível do mar durante o Quaternário, processos tectônicos responsáveis pelas mudanças de rios e o afogamento de drenagens a partir da mudança no nível de base. No entanto, as mudanças climáticas também são responsáveis pelas desativações de drenagens, assim como, a ação humana através da mudança na cobertura do solo. Essas mudanças em larga escala nas características fluviais podem alterar a própria natureza do sistema de bacias (CONTI, 2012a).

As mudanças decorrentes de tais processos refletem na variação do suprimento de sedimentos, nas configurações topográficas e geológicas, no clima local e regional, na

cobertura vegetal etc. Nesse contexto regional, de acordo com CONTI (2012a), parte dos estudos envolvendo paleodrenagem é baseada em dois tipos de análises: 1) na abordagem geomorfológica baseada na resposta das formas de relevo aos processos de drenagem; 2) abordagem estratigráfica, baseada nos registros sedimentares das sequências fluviais relacionadas a estruturas conceituais, como a estratigrafia no tempo Quaternário.

Além disso, independente das diferenças metodológicas, a análise de antigos padrões de drenagem está quase sempre relacionada ao rastreamento de condições ambientais de larga escala, especialmente aquelas relacionadas aos ciclos glaciais quaternários e processos tectônicos. No entanto, também foi vista como um meio de fornecer um contexto para as tendências históricas observadas e prever condições futuras em um clima em mudança, bem como da intervenção humana em cenários de cobertura da terra (CONTI, 2012a).

2.3.1 Exemplos de Grandes Sistemas de Paleodrenagens no Mundo

Pesquisas recentes têm apontado uma grande quantidade de estudos de paleodrenagens voltados para a área de plataformas continentais, principalmente para a exploração mineral e hidrocarbonetos. Assim como estudos regionais voltados para a evolução de paleodrenagens durante o período Quaternário, a partir de uma abordagem geomorfológica das respostas das paleofeições (Biswas et al., 2022; Paillou et al., 2020; Robinson et al., 2006); e estudos com abordagem estratigráfica, com base nos registros sedimentares das sequências fluviais durante o Quaternário (Rossetti, 2014; Rossetti; Góes, 2008).

Embora o uso de sensoriamento remoto na literatura para reconhecimento de paleocanais em áreas tropicais não seja novo (Bertani et al., 2013; Hayakawa et al., 2010; McCauley et al., 1982; Mccauley et al., 1986; McHugh et al., 1988), o estudo de paleodrenagens e evolução de idade quaternária em áreas intertropicais são mais escassos na literatura mundial.

Nas últimas décadas os estudos de paleodrenagens utilizando imagens de radar orbital têm se concentrado principalmente em regiões áridas e semiáridas, onde o sensoriamento remoto revelou canais de rios cobertos pelas areias do deserto do Saara no continente

africano, por exemplo, fornecendo evidências de mudanças paleoambientais marcantes nas escalas de tempo do Mioceno médio ao Holoceno, as quais terão implicações importantes para a compreensão dos ambientes e climas passados do norte da África (PAILLOU et al., 2009).

O uso de imagens ópticas, com o objetivo de entender as mudanças na paisagem e como os processos naturais e humanos influenciam nessa dinâmica, revelou a migração do atual rio Amarelo, na China (Yang et al., 1999).

Na Índia, o uso de imagens ópticas foi utilizado para identificar um importante sistema de avulsão de canal no rio Ganges, a partir do mapeamento de paleocanais e barras de meandros abandonados, associados a eventos de tectônica regional (Gupta et al., 2014). A identificação dessas paleomorfologias na paisagem atual são importantes para o entendimento das mudanças recentes.

Em regiões tropicais, na América do Sul, os estudos voltados ao mapeamento e identificação de paleossistemas fluviais se concentram ao longo da bacia amazônica. A planície de inundação de alguns dos principais tributários do rio Amazonas é marcada por numerosas paleodrenagens, na sua maioria resultante de capturas fluviais a partir de movimentos neotectônicos regionais (Almeida-Filho et al., 2007; Hayakawa et al., 2010; Mantelli; Rossetti, 2009; Plotzki et al., 2013; Potter, 1997; Rossetti, 2010; Rossetti, et al., 2007; Rossetti; Góes, 2008).

Na região da foz do rio Amazonas, a paisagem é marcada por uma série de paleodrenagens emaranhadas e truncadas umas sobre as outras, e muitas delas são obstruídas por drenagens atuais (Jardim et al., 2018).

2.3.2. Conectividade das Paleodrenagens na Foz do Amazonas com processos globais e regionais

2.3.2.1- Conexões com a Neotectônica

Na desembocadura da margem esquerda do rio Amazonas, na planície costeira do estado do Amapá, grandes sistemas de paleodrenagens se sobressaem na paisagem

(Boaventura; Narita, 1974; Santos et al., 2009; Silveira, 1998) em imagens de sensores remotos nas mais variadas escalas. A evolução desses paleossistemas resultou na formação de extensos cinturões lacustres (Silveira, 1998), os quais estão relacionados a depósitos com idades holocênicas (3.920 +/- 30 B.P a 9.750 +/- 40 A.P.) e pleistocênicas (JARDIM, 2015).

Um dos elementos para tentar explicar a grande quantidade de paleodrenagens existentes nessa região foi adotado por Silveira (1998) apoiada em Davies (1973), onde a ideia de flexura continental é tratada para explicar os constantes soerguimentos das margens continentais e a subsidência nas bacias oceânicas. Assim, as flutuações no nível do mar durante o Pleistoceno seriam uma evidência do reajuste isostático nas zonas litorâneas, como reflexo do peso dos sedimentos depositados na plataforma continental e como consequência do soerguimento das porções costeiras. Driscoll; Karner (1994) retomaram a ideia da deformação flexural como um mecanismo de “feedback”, o qual poderia influenciar tanto nos processos costeiros como nos fluviais.

Através do mecanismo flexural, as regiões próximas a carga do leque seriam rebaixadas, enquanto as regiões mais distantes seriam soerguidas através de uma intumescência periférica. De acordo com os autores isso teria ocorrido no leque do Amazonas com alcance de 25 a 50 cm, elevação suficiente para atingir a plataforma continental e o baixo gradiente da área costeira adjacente, o que provocou a exposição da rede de drenagem fluvial pré-existente. Com isso o baixo curso das drenagens seriam afetadas, mudando o nível de base da planície costeira e modificando seu perfil de equilíbrio, e suas áreas para aceitarem as mudanças no volume e distribuição da entrada de sedimentos nas bacias. Isso teria implicações na rede drenagem da costa da Guiana Francesa e Norte do Brasil (SILVEIRA, 1998).

Na ilha de Marajó, estudos apontam a existência de uma grande rede de paleodrenagem bem preservada. Dados sedimentológicos da parte oeste da ilha confirmam a presença de depósitos de canais e a datação C¹⁴ aponta para uma idade Pleistocênica anterior às paleodrenagens registradas no leste da mesma ilha. As características sedimentológicas da parte oeste diferem principalmente daqueles próximos à superfície, pois os sedimentos são litificados e geralmente manchados de ferro, se comparados com os depósitos do leste da ilha de Marajó (ROSSETTI; GÓES, 2008a).

Essas informações sugerem que a deposição a oeste da ilha pode ter parado, enquanto a porção leste continuou recebendo deposição de sedimentos durante os tempos mais

recentes. Rossetti et al., 2007 e Valeriano; Rossetti (2008) reconheceram duas redes de paleodrenagem na porção leste da ilha de Marajó, as quais são de fato mais jovens do que as registradas em Rossetti; Góes (2008a) na porção oeste. São canais largos e estreitos, onde estes últimos se sobrepõem ao sistema de paleodrenagem com canais maiores, cortando-os localmente e indicam dois estágios de desenvolvimento do canal. O que foi confirmado pelas datações por C14, pois as amostras coletadas dos canais maiores indicaram idades mínimas de 8.850 +/- 110 anos A.P. Já os canais estreitos provavelmente foram formados no final do Holoceno, e cortam depósitos lacustres com idade de 3.500 +/- 40 A.P. Idades mais antigas de até 42.580 +/- 1.430 A.P. foram registradas apenas localmente em algumas sucessões de canais localizados a vários metros, ou dezenas de metros da superfície de descontinuidade, que suportaram depósitos exibindo evidências de desenvolvimento de paleosolos (ROSSETTI; GÓES, 2008a).

Embora as amostras datadas do lado oeste da ilha sejam muito pontuais e não represente uma amostragem suficiente para toda a área, elas registram idade do Pleistoceno Superior a uma profundidade muito rasa próxima a superfície atual, enquanto os depósitos correspondentes e muito mais profundos no leste de Marajó registraram idades do Holoceno. Isso levou a interpretação dos processos de abandono de canal ter terminado mais cedo no lado leste do Marajó, onde uma drenagem permaneceu ativa durante grande parte do Holoceno inicial até os dias atuais. Esse paleovale teria sido alimentado pelo paleorio Tocantins, o qual abandonou uma série de paleocanais como registro da sua migração para nordeste, resultante da sua captura por falhas.

2.3.2.2. Conexões com o nível relativo do mar no Quaternário

As variações relativas do nível do mar durante o período Quaternário foram responsáveis por importantes mudanças ambientais e evolutivas nas áreas costeiras

A ascensão e queda no oceano global e volumes de degelo nos últimos 35.000 anos do período Quaternário foi quantificado por Lambeck et al. (2014). Os autores mostraram que durante aproximadamente os últimos 6.000 anos até o início do aumento recente ~100-150 anos atrás, não há evidências de oscilações globais no nível do mar em escalas de tempo

superior a 200 anos ou amplitude de 15 a 20 cm.

Após o Último Máximo Glacial a elevação do nível médio global do mar foi caracterizada pelo rápido aumento, de curta duração (décadas a centenas de anos) sobrepostos a uma ascensão secular de longo prazo e foi denominado de pulsos de degelo por Harrison et al. (2019). Estes autores realizaram uma revisão do momento, impacto e natureza desses pulsos de derretimentos pós-glaciais em termos globais e identificaram nove pulsos, quatro dos quais ocorreram em três períodos de rápida elevação do nível do mar (19.500 a 18.800, 14.800 a 13.000 e 11.500 a 11.100 anos A.P.). Os outros pulsos são datados do período durante o aumento do nível do mar no Holoceno, após 11 mil anos AP.

Um modelo padronizado para dados do nível do mar no Pleistoceno foi realizado por Rubio-Sandoval et al. (2021) para revisar os últimos indicadores interglaciais de Estágios de Isótopos Marinhas 5 (MIS 5), ao longo das costas do Atlântico ocidental e sudoeste do Caribe. Foram identificados seis tipos principais de indicadores do nível do mar (depósito de praia, terraços de recifes de coral, depósitos lagunares, terraços marinhos, tocas de *Ophiomorpha* e entalhes de maré). Esses indicadores estão bem preservados ao longo da costa brasileira da região sul até o estado do Rio Grande do Norte, a partir daí essa continuidade desaparece. Os valores do paleonível do mar variam de ~ 5,6 a 20 m acima do nível do mar no setor continental e de ~ 2 a 10 m nas ilhas do Caribe. Vale ressaltar que há incertezas em torno desses valores. A costa norte do Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Guiana e Venezuela se beneficiaram de um estudo renovado dos indicadores de nível do mar no Pleistoceno, no entanto, não foi possível identificar pontos de índice do nível do mar para os últimos afloramentos costeiros interglaciais desses países.

No Brasil os estudos das variações relativas do nível médio dos mares estão concentrados nas regiões sul, sudeste e nordeste (Suguio et al., 1985; Dominguez et al., 1990; Angulo e Suguio, 1995; Martin et al., 1996; Angulo e Lessa 1997; Angulo et al., 1999; Lessa e Angulo, 1998; Angulo et al., 2002; Martin et al., 2003; Angulo et al. 2006), e demonstram variações entre 2,1 m no município de Laguna, no estado de Santa Catarina (Angulo et al., 1999) e 5 m no estado do Pernambuco (Dominguez et al., 1990). Essa variação se dá em função do relevo geoidal, que apresenta padrões diferenciados ao longo do território brasileiro.

Na região norte do Brasil existem inúmeros trabalhos ao longo da Plataforma da Foz do Amazonas iniciados na década de 1970 (Coutinho e Morais, 1970; Martins et al., 1974;

Figueiredo Jr. et al., 1972; Santos, 1972; Kowsmann e Costa, 1974; Damuth e Kumar, 1975; Milliman et al., 1975). No entanto, ainda não existe um modelo de dados robustos para sustentar a construção de curvas de variação do nível do mar específica para essa região, devido às dificuldades na obtenção de um número considerável de datações nos locais adequados. E geralmente faltavam informações sobre os depósitos marinhos do Pleistoceno até o trabalho recente de Bezerra *et al.*, (2015) no estado do Amapá, que trouxe à luz novas informações sobre a evolução dessa planície. Esses autores registraram o Pleistoceno, no estado do Amapá, e definiram a Formação Itaubal, cujos depósitos até então eram considerados como da Formação Barreiras, do Neógeno. Essa formação foi subdividida em duas unidades progradacionais (superior e inferior), separadas por uma discordância. A unidade inferior foi restrita ao MIS 5 (120.000 a 71.000 anos AP). Embora o estudo apresente dados cronológicos precisos e análises de fácies detalhadas da unidade inferior, não há medições de elevação relacionadas ao nível do mar moderno, só há relatos da espessura do afloramento.

3. CAPÍTULO – ESTRATÉGIAS METODOLÓGICAS

A estratégia metodológica foi desenvolvida nas seguintes fases: 1) Mapeamento e análise da rede de drenagem pretérita; 2) Identificação das feições sismoestratigráficas e fácies sedimentares de subsuperfície; 3) Determinação da cronologia absoluta dos testemunhos sedimentares; 4) Integração dos dados para propor um modelo evolutivo dos eventos quaternários responsáveis pela desativação das paleodrenagens na foz do rio Amazonas.

O fluxograma metodológico mostra os processos de forma resumida na Figura 4.

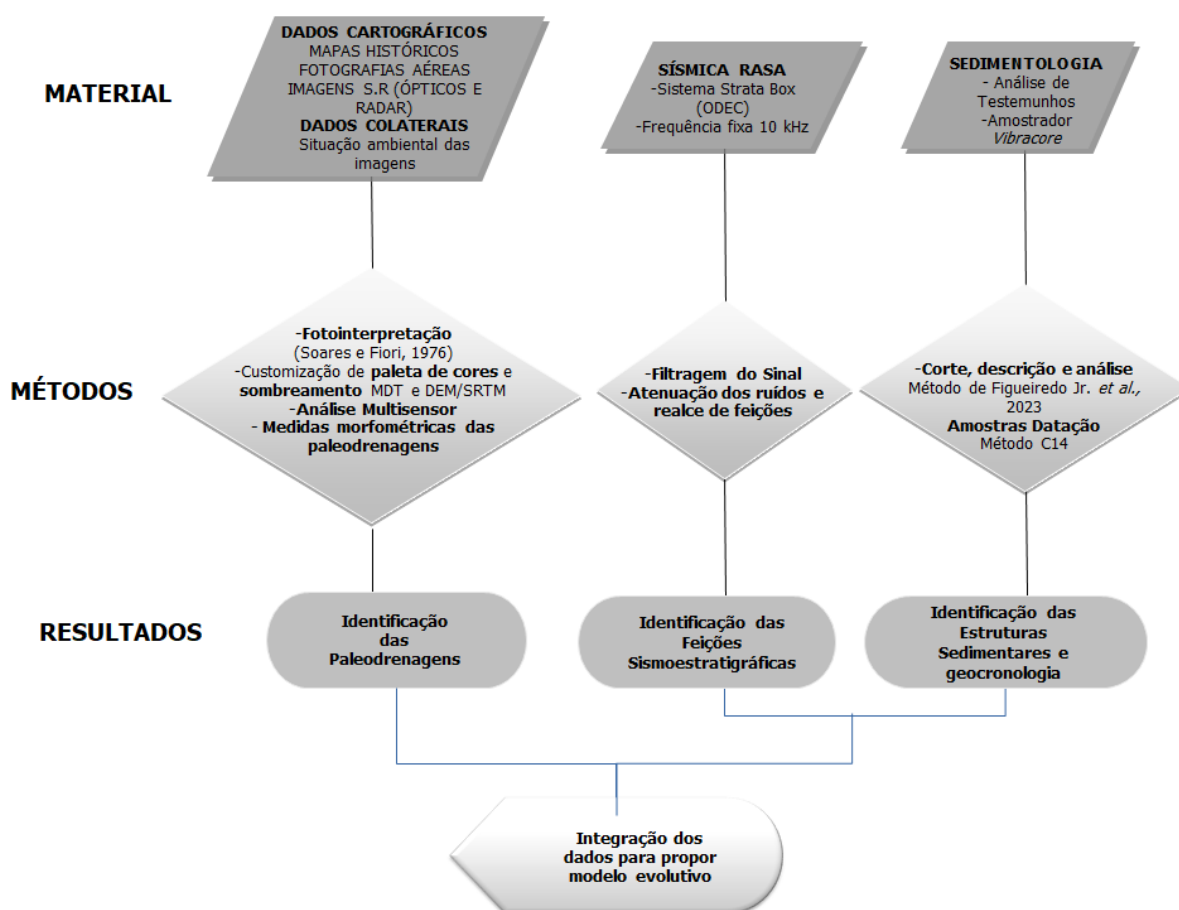


Figura 4: Fluxograma metodológico da tese.

Os dados utilizados nesta pesquisa consistem em um conjunto de dados de sensores remotos, como imagens de satélites ópticas do satélite LANDSAT, 7 e 8, imagens de RADAR aerotransportado (bandas X e P e Modelo Digital de Terreno-MDT) provenientes da Base

Cartográfica Digital Contínua do Amapá (BCDC-AP), Dados de Elevação do Terreno da *Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*, cartas históricas e fotos de sobrevoo. Além de perfis sísmicos de alta resolução (frequência 10 kHz) e testemunhos sedimentares de subsuperfície.

3.1. Mapeamento e análise da rede de paleodrenagem

Para o mapeamento da rede de paleodrenagem e registro da evolução recente da área de estudo, foram utilizadas cartas históricas dos séculos XVIII e XIX provenientes dos arquivos históricos do Exército Brasileiro e do Departamento de Arquivos da Guiana Francesa, assim como, fotografias aéreas de sobrevoos na região do Cabo Norte, na margem esquerda da foz do rio Amazonas. Esses sobrevoos foram realizados pelo Instituto de Recursos Naturais Renováveis-IBAMA no ano de 2006, e Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio, no ano de 2011. Foram utilizadas também imagens ópticas do satélite LANDSAT 7 ETM+ de 18/11/2000 e LANDSAT 8 OLI de 29/06/2021 com resolução espacial de 30 metros, disponíveis na plataforma Glovis do Arquivo Global do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). As imagens LANDSAT foram utilizadas com o objetivo de dirimir dúvidas e até mesmo identificar paleofeições que não foram possíveis de identificar nos outros dados de sensores remotos utilizados na pesquisa.

Um conjunto de dados de elevação do terreno resultante da missão *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* (Lehner *et al.*, 2008) adquirido em fevereiro de 2000, com grade de resolução de 30 m, foi usado como principal conjunto de dados para mapeamento e análise das paleodrenagens na área de estudo. O critério de escolha se deu em função da abrangência geográfica dos dados, pois eles recobrem toda a área de estudo, assim como as imagens LANDSAT. Outro critério importante a ser considerado no uso desses dados foi o critério temporal, que se justifica pelo uso de um conjunto de dados de sensores remotos o mais antigo possível da área em questão, pois os dados de imagens mais atuais mascaram muitas feições naturais em função da interferência antrópica, cada vez mais frequente na região, principalmente pelo uso do solo para pecuária bubalina (Santos *et al.*, 2009) e plantio de grãos.

Na margem esquerda do rio Amazonas que compreende o estado do Amapá também foram utilizadas imagens e o Modelo Digital de Terreno (MDT) do RADAR aerotransportado

ORBSAR-2, bandas X e P adquiridas no ano de 2014 durante a fase de execução do projeto Base Cartográfica Digital Contínua do Amapá (BCDC-AP), fruto de uma parceria do governo do Amapá com a Divisão de Serviços Geográficos (DSG), do Exército brasileiro. O uso dessas imagens permitiu a identificação de paleofeições que não foram possíveis de identificar em outros dados, pois essas imagens representam um conjunto de dados únicos disponíveis gratuitamente no território brasileiro com resolução (2,5 e 5 m) e faixa de frequência de aquisição (banda X e P).

Foi adotada a metodologia proposta inicialmente para a região por Silveira (1998) e Santos (2006), da utilização de mapas históricos em comparação com fotografias aéreas de décadas passadas e imagens de satélites (ópticos e RADAR) para reconhecer a evolução recente (secular) da área estudada. Além disso, foi utilizado também o método de fotointerpretação de Soares e Fiori (1976) para interpretação das imagens de satélites. Esse método leva em consideração os elementos interpretativos de textura, tonalidade, padrão e forma dos elementos presentes nas imagens. Para auxiliar na identificação das paleodrenagens foi utilizado também a cobertura vegetal da área como indicador, pois de acordo com Soares e Fiori (1976), a vegetação desde que não alterada pelo homem reflete a geologia e o relevo local.

O critério de análise e interpretação das paleodrenagens levou em consideração também, o fator altitude do terreno a partir dos dados MDT (BCDC-AP) e do DEM/SRTM derivados da técnica da função "Hill shade" para a visualização do efeito de sombreamento sobre o terreno, além de um contraste apropriado de esquema de cores para a visualização das paleofeições. Todos os procedimentos foram realizados no software Global Mapper v. 11. Outro critério importante para a tomada de decisão em relação à evolução das paleodrenagens foi a interpretação dos lineamentos morfotectônicos na área de estudo, assim como, a comparação deles com os padrões das drenagens modernas.

As paleodrenagens identificadas foram medidas para obter seus comprimentos e larguras mínimas e máximas para as análises morfométricas, com o objetivo de estimar a dimensão dos antigos leitos fluviais da região.

3.1.2. Identificação das Fácies Sismo Estratigráficas

A investigação de subsuperfície foi realizada através do método sísmico de alta resolução. Esse método utiliza a propagação de ondas acústicas, obedecendo o princípio de emissão, transmissão e reflexão de ondas acústicas entre dois ou mais meios físicos de propriedades elásticas distintas (coluna d'água, camadas sedimentares etc.). 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 (Ayres Neto, 2001).

Os levantamentos foram adquiridos com o sistema StrataBox, esse sistema utiliza uma fonte ressonante que consiste em 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.

O StrataBox é proveniente do Departamento de Geologia e Geofísica Marinha – LAGEMAR da Universidade Federal Fluminense (UFF).

Os dados sísmicos apresentados nesta pesquisa referem-se à região do Cinturão Lacustre Meridional. Para o levantamento das linhas sísmicas o critério adotado levou em consideração a orientação estrutural preferencial da área, NW/SE, as quais foram confirmadas através das orientações perpendiculares dos perfis NE/SW. Além disso, foram traçadas linhas longitudinais e transversais aos lagos, a fim de compreender o arcabouço estrutural que condicionou a evolução desses sistemas e identificar os depósitos de preenchimento de canais, feições de maré e sua correlação com as paleodrenagens existentes.

Os dados sísmicos foram utilizados com o objetivo de aferir as informações sismo estratigráficas, a partir da identificação das feições e unidades sísmicas.

3.1.3. Identificação das fácies sedimentares de subsuperfície

Os dados obtidos através de levantamento geofísico serviram de base para a escolha

de pontos de amostragens de testemunhos, permitindo assim uma correlação entre eles para um melhor detalhamento da geologia da área.

Os pontos para coleta dos testemunhos rasos de subsuperfície também foram determinados a partir do mapeamento da rede de paleodrenagem e dos perfis sísmicos analisados. As coletas foram realizadas com um sistema de vibração (*Vibracore*). Esse sistema 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 (FIGUEIREDO JUNIOR et al., 2023) (Figura 5).

Os testemunhos de *vibracore* foram abertos e descritos em relação a sua coloração, estrutura e textura sedimentar. Essa análise permite a inserção de uma série de informações como: cor, tipo de litologia, granulometria, estrutura sedimentar física e biogênica, recobrimento de fotografias, radiografias etc. A partir daí foram estabelecidas as fácies e unidades sedimentares (FIGUEIREDO JUNIOR et al., 2023)

3.1.4. Determinação da geocronologia e integração dos dados para a reconstituição dos eventos Quaternários na foz do rio Amazonas

A partir dos testemunhos coletados, foram obtidas amostras para datação usando o método Carbono 14 de Libby (1967). A escolha dos sedimentos para amostragem foi a base de cada testemunho, uma vez que o objetivo era determinar a idade mais antiga possível dos perfis, incluindo amostragens nos sedimentos superiores e inferiores de cada intervalo contendo turfa. No total, foram realizadas sete datações nesta pesquisa, sendo acrescentadas mais três da literatura regional para contribuir com a compreensão da evolução da área, sendo uma proveniente do trabalho de Bezerra *et al.*, (2015) e duas de Rossetti *et al.*, (2008).

A análise da variação relativa do nível do mar foi conduzida com base na curva de Lambeck *et al.*, (2014) e Santos *et al.*, (*in press*). Foram plotadas as idades C¹⁴ registradas nesta pesquisa e em outras pesquisas já publicadas sobre a região da foz do rio Amazonas. A curva

utilizada abrange os últimos 35.000 anos antes do presente, impossibilitando a inclusão das idades datadas nos trabalhos de Rossetti *et al.*, (2008) e Bezerra *et al.*, (2015), devido a serem mais antigas (39.000 AP, 65.351 AP e 120.000 AP, respectivamente).

A integração dos dados foi realizada em um Sistema de Informações Geográficas (SIG), por meio da análise e interpretação de dados provenientes de sensores remotos, sísmica de alta resolução, testemunhos de subsuperfície, datações geocronológicas e dados batimétricos.

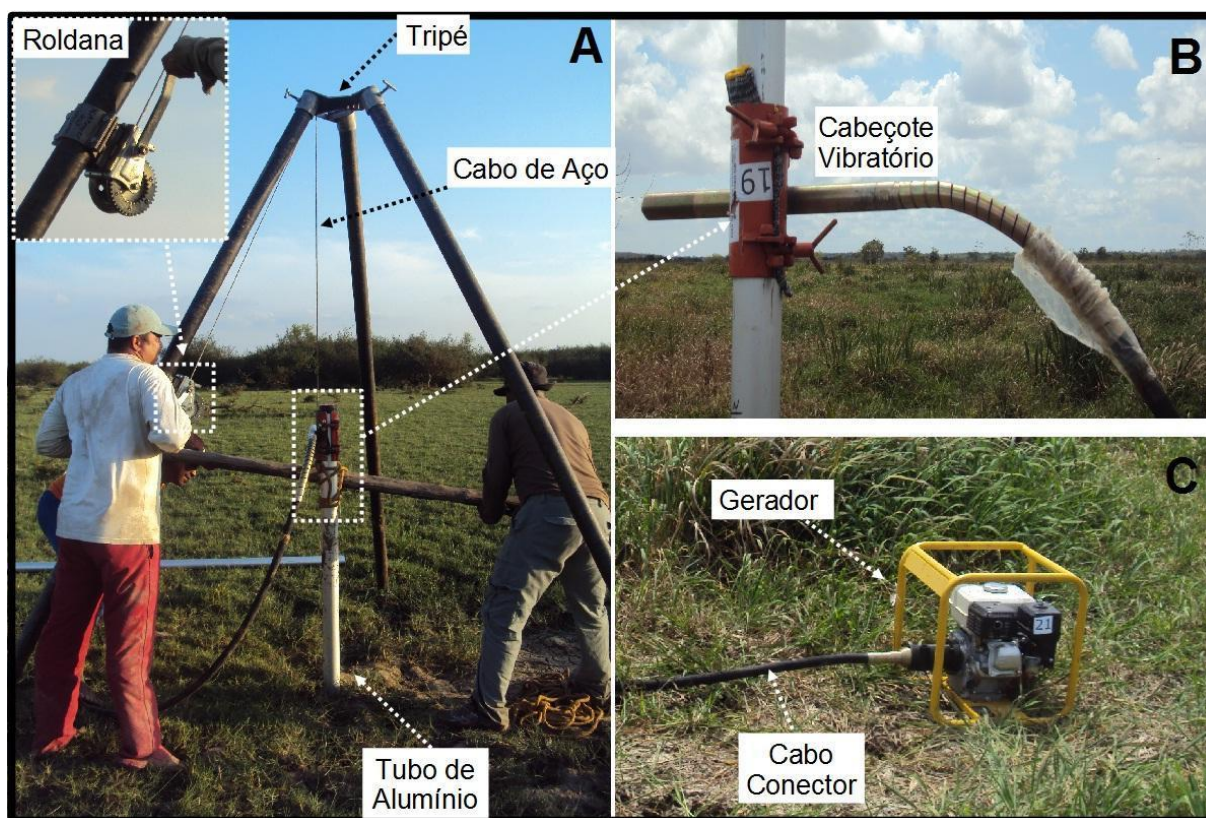


Figura 5: Esquema de coleta utilizando o sistema vibracore. A) Tripé, cabo de aço, tubo de alumínio e roldana; B) Cabeçote vibratório; C) Gerador e cabo conector. **Fonte:** Jardim (2015).

4. CAPÍTULO – NOVAS EVIDÊNCIAS DE PALEODRENAGENS NA FOZ DO RIO AMAZONAS

A análise dos dados de elevação do terreno DEM/SRTM com a aplicação de um contraste apropriado de esquema de cores para a visualização das paleofeições e a exploração da função “*Hill shade*” para a visualização do efeito de sombreamento sobre o relevo, aliado ao uso de imagens polarizadas nas bandas X e P do radar aerotransportado ORBSAR-2 e a análise de imagens ópticas do satélite LANDSAT, permitiram a detecção de três diferentes gerações de sistemas de paleodrenagens na foz do rio Amazonas com padrões diferenciados.

O primeiro sistema é identificado como uma geração de paleodrenagens esculpidas em terraços, a segunda geração é representada por paleodrenagens encaixadas entre terraços do planalto costeiro e a planície costeira. O terceiro conjunto de paleodrenagens estão dispostas totalmente na planície costeira (Figura 6).

4.1. Sistema 1 – Paleodrenagem esculpida em terraços pleistocênicos

O primeiro sistema de paleodrenagens mapeado representa uma geração de paleofeições entalhadas em terraços do planalto costeiro (Figura 7A) com elevação em torno de 35 m de altitude acima da planície de inundação atual do rio Amazonas (Figura 7B). São feições com morfologia alongadas, sinuosas e por vezes descontínuas, ocupam a porção SW e central da ilha de Marajó. Manifestam *trend* morfológico predominante na direção NE-SW, secundariamente E-W e por vezes N-S (Figura 7).

Na porção SW da ilha de Marajó as paleodrenagens são contínuas e sinuosas, mas também ocorrem como meandros isolados, interceptados por drenagens ativas. Sua continuidade lateral pode ser facilmente reconstituída pela sua distribuição espacial no terreno. Os comprimentos dos paleocanais variam entre 4 e 98 km e as larguras entre 0,7 km e 5 km (Figura 7C, D). Na parte central do arquipélago, as paleodrenagens são identificadas a partir de uma série de anomalias de drenagem, indicado principalmente por mudanças bruscas de direção, configurando ângulos retos, além de inúmeros meandros isolados e ou abandonados (Figura 7E, F).

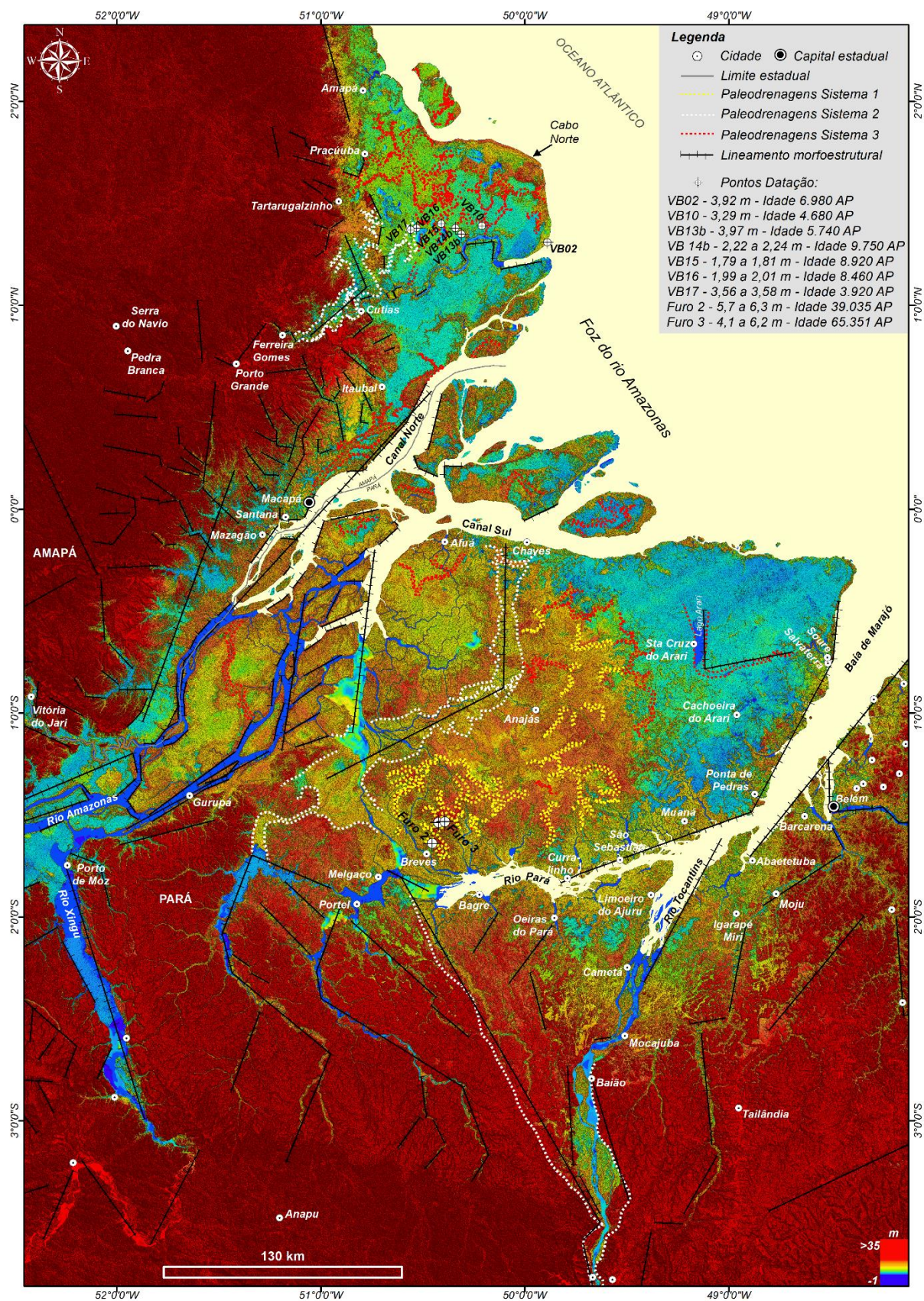


Figura 6: DEM/SRTM com visão geral da área de estudo, localização dos três sistemas de paleodrenagens, lineamentos estruturais interpretados neste trabalho e a localização dos pontos de testemunhos com as datações.

Embora as paleodrenagens tenham *trends* morfológicos predominantes NE-SW, ainda assim é difícil estabelecer um paleofluxo contínuo dessas feições, assim como acontece na parte leste da ilha, como já registrado por Souza, L. S. B. (2010). Pois essas paleofeições não necessariamente fazem parte de um mesmo sistema de drenagem, existem registros de migração de canais e truncamento de drenagens o que resulta em um complexo paleosistema na paisagem de drenagens sobrepostas. No entanto, na porção central da ilha há alguns indícios de paleofluxos no sentido E-W com forte inflexão para N (Figura 7E, F).

A rede de paleodrenagem a sudoeste da ilha de Marajó (Figura 7C, D) é anterior a rede de paleodrenagem da parte leste da ilha, e esteve ativa até o Pleistoceno Superior, quando foram abandonados, essa gênese está apoiada em datações radiocarbônicas que apontaram idades entre 65.351 AP e 39.035 AP (Rossetti e Góes, 2008b) (Figura 6). O processo que deu origem ao abandono de canal é apoiado em Bemerguy (1997); Rossetti e Valeriano (2006) e Rossetti e Góes (2008b), onde eles relacionaram esse abandono aos eventos tectônicos distensivos ligados a separação da ilha de Marajó da parte continental como os responsáveis pela formação desse paleosistema. De acordo com essa hipótese a ilha de Marajó fazia parte do continente e o paleorio Tocantins era uma drenagem franca que fluía na direção N-NW, mas eventos distensivos de falhas transcorrentes W-E fizeram com que o então rio Tocantins mudasse o seu baixo curso e sua foz para NE, separando assim a ilha de Marajó do continente, dando origem ao moderno rio Pará. A partir desse movimento houve o abandono de uma série de paleocanais, provavelmente tributários do rio Tocantins. Na época em que as paleodrenagens do sistema 1 estavam ativas o seu fluxo era direcionado no sentido N-NE. As áreas adjacentes, representadas hoje pela atual planície de inundação do rio Pará teriam sido rebaixadas ao longo da falha transcorrente W-E resultando na inversão da drenagem fluvial (Figura 8). Isso explicaria o fato dessa paleorede de drenagem do sistema 1 estar esculpida em terraços elevados (35 m de altitude) do planalto costeiro, e se diferenciar sobremaneira dos demais sistemas de paleodrenagens mapeados na região. A proposição de Rossetti e Valeriano (2006), é que o evento distensivo ocorreu provavelmente em meados do Holoceno, sendo assim o responsável pela separação final da ilha de Marajó do continente.

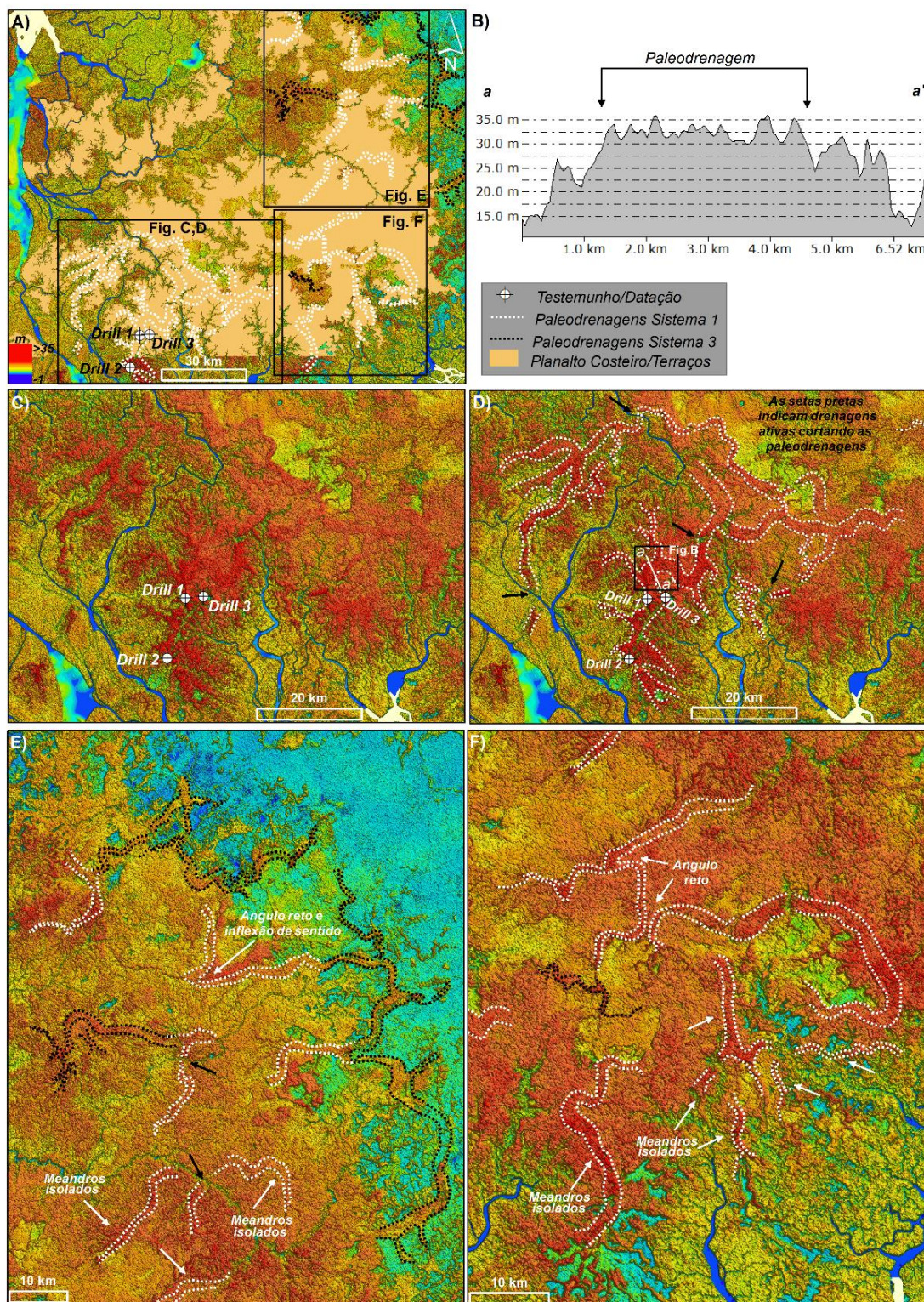


Figura 7: Paleodrenagens escultadas em terraços visualizadas no DEM/SRTM. A) Dois conjuntos de paleodrenagens mapeadas em terraços na porção sudoeste e central da ilha de Marajó. B) Perfil topográfico mostrando a altitude das paleodrenagens do setor sudoeste da ilha. C) Conjunto de paleodrenagens meandantes e localização dos testemunhos datados na área por Rossetti & Góes, 2008b. D) interpretação do conjunto de paleodrenagens meandantes sobre terraço pleistocênico, com setas em preto identificando a ruptura desses paleosistemas por drenagens ativas e localização do perfil topográfico. E, F) Paleodrenagens anômalas no centro da ilha de Marajó com ângulos retos, meandros isolados, truncamento de drenagens com mudanças de direções e conexão com o sistema 2.

Na parte central da ilha é possível identificar nas imagens de satélites uma série de paleodrenagens com meandros isolados e mudança brusca de direção, formando ângulos retos. Além disso existe a presença de paleodrenagens do sistema 1 conectadas às paleodrenagens do sistema 2, onde a única diferença consiste em relação às altitudes topográficas do terreno (Figura 7E, F). O que por um lado seria intrigante pensar numa mesma paleodrenagem contínua está em dois patamares topográficos diferenciados, e ao mesmo tempo classificada em dois paleosistemas de drenagem; por outro lado, se assumirmos que a região passou por uma série de eventos tectônicos e neotectônicos, é perfeitamente aceitável tal classificação.

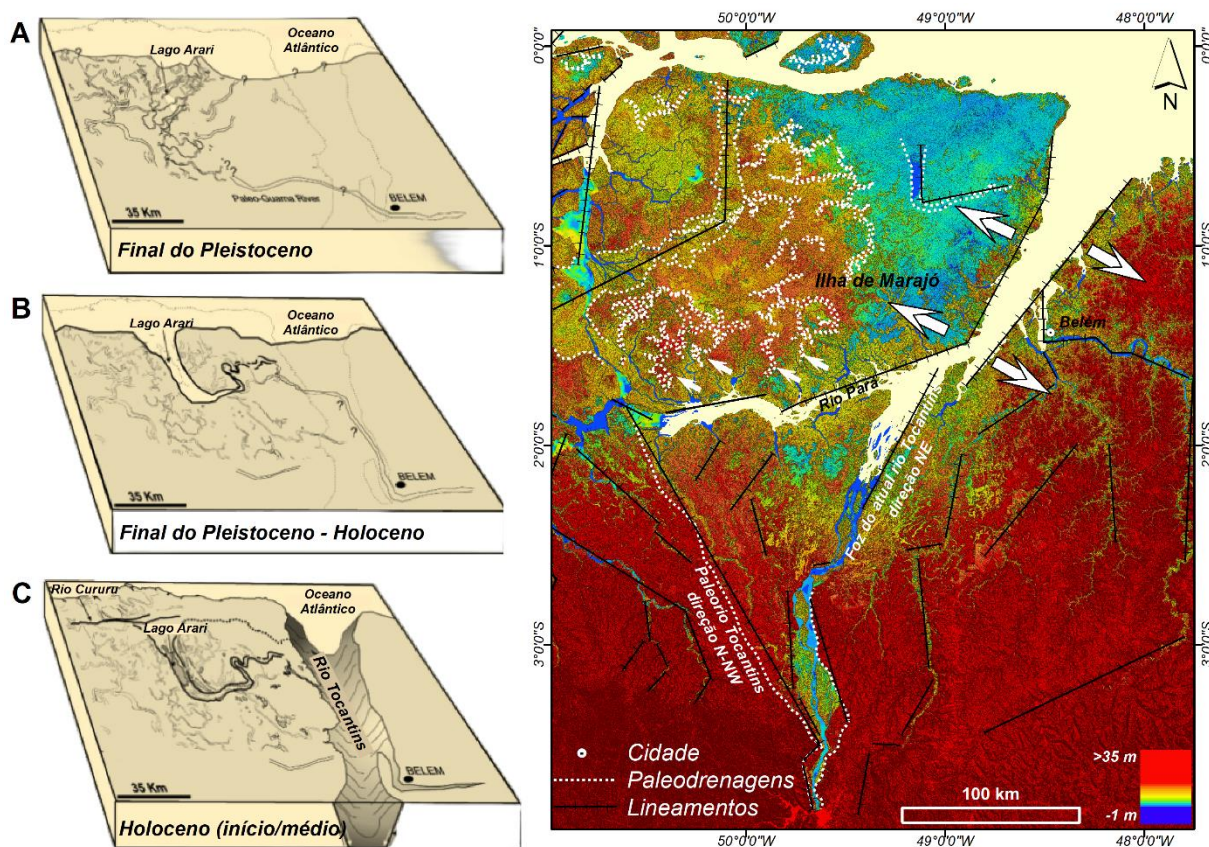


Figura 8: Modelo ilustrativo do movimento de separação da ilha de Marajó em relação ao continente. As letras A, B e C, representam o modelo evolutivo proposto por Rosseti et al., (2007). No lado direito o dado de elevação do terreno DEM/SRTM as setas brancas grandes representam o movimento distensivo de separação entre a ilha e o continente; as setas brancas menores mostram os paleocanais abandonados, prováveis tributários do paleorio Tocantins quando este corria para direção N-NW. **Fonte:** As figuras A, B e C são adaptadas de Rosseti et al., (2007).

Essas evidências podem ser apoiadas nas características sedimentares, feições estratigráficas de detalhe, datações radiocarbônicas, assim como nas análises morfoestruturais das drenagens atuais e paleodrenagens nas porções leste e oeste da ilha de Marajó (Rossetti & Góes, 2008; Rossetti et al., 2008b; Souza, L. S. B. (2010).

A leste da ilha um sistema de paleodrenagens foi identificado com idades Quaternárias de 7.900 A.P. a uma profundidade média de 7 m; 30.360 A.P. a 76 m de profundidade; e > 40.000 A.P. a 119 m. Nesse mesmo trabalho também foram identificadas estruturas sedimentares deformadas, com feições convolutas após a deposição das camadas, apontando indícios de atividades tectônicas (Rossetti et al., 2008b). Adicionalmente, as inúmeras anomalias de drenagem, como meandros comprimidos e isolados, canais meandranes que se tornam bruscamente retilíneos, padrão de drenagem em treliça e subparalela reforçam a hipótese de controle tectônico (Souza, L. S. B. (2010). Os aspectos sedimentares e as idades radiocarbônicas dessa área são diferentes dos testemunhos identificados na porção SW.

Os depósitos sedimentológicos de SW se diferem principalmente próximo à superfície, pois são mais litificados e comumente manchados de ferro em comparação aos depósitos do lado leste da ilha. As datações com profundidades rasas, em média 6 m, registraram idades entre 39.035 AP (*Drill 2*) e 65.351 AP (*Drill 3*) (Rossetti & Góes (2008) (Figura 6). Embora apenas duas amostras tenham sido datadas na porção SW próximo a cidade de Breves, a poucos metros abaixo da superfície atual, elas são um dos poucos dados existentes nessa região sobre sua evolução. Enquanto depósitos correspondentes (em torno de 7 m de profundidade) e mais profundos no leste do Marajó registraram idade do Holoceno. No mesmo testemunho, apenas sedimentos com profundidades mais elevadas (75 a 120 m) registraram as idades do Pleistoceno Superior.

Essas características sugerem que o processo de abandono de paleodrenagens pode ter encerrado mais cedo no lado leste da ilha do Marajó, enquanto no lado oeste da ilha as drenagens do sistema 1 permaneceram ativas e só foram desativadas no Pleistoceno Superior.

4.2. Sistema 2 - Paleodrenagens encaixadas

Os maiores conjuntos de paleodrenagens identificados ocorrem em ambas as margens da foz do rio Amazonas, estão encaixadas entre antigos terraços com altitudes topográficas entre 5 e 40 m, nos limites entre o planalto e embasamento e a planície costeira, apresentam padrão retangular com ângulos retos e *trends* morfológicos predominantemente N-S e NE-SW (Figura 9). Suas dimensões variam em torno de 84 a 220 km de extensão aproximadamente e de 1 a 27 km de largura. Ocupam áreas aproximadas entre 100 e 600 km.

Nesses conjuntos ocorrem paleodrenagens meandranes com dimensões menores dentro dos sistemas maiores, tanto na planície de inundação da margem esquerda do rio Amazonas, quanto na margem direita na ilha de Marajó (Figura 9C, F). As paleodrenagens maiores são tratadas aqui como eventos de primeira geração, ou evento 1, e as paleodrenagens menores como segunda gerações, ou evento 2. Sobre essas características associamos a sua gênese a duas hipóteses, a primeira seria uma superposição de eventos, e na segunda, essas paleofeições menores seriam o estágio final de fechamento das paleodrenagens maiores. Essa última associação é realizada em função das observações dos processos fluviomarinhas atuais na região, onde foi possível registrar no tempo presente a desativação de vários sistemas de drenagens na costa amazônica, a exemplo do estuário do rio Araguari, ao norte da foz do rio Amazonas. Nesses casos, o vale fluvial é colmatado, deixando cicatrizes do seu estágio final no leito do antigo canal, que é o último a ser preenchido (Figura 10).

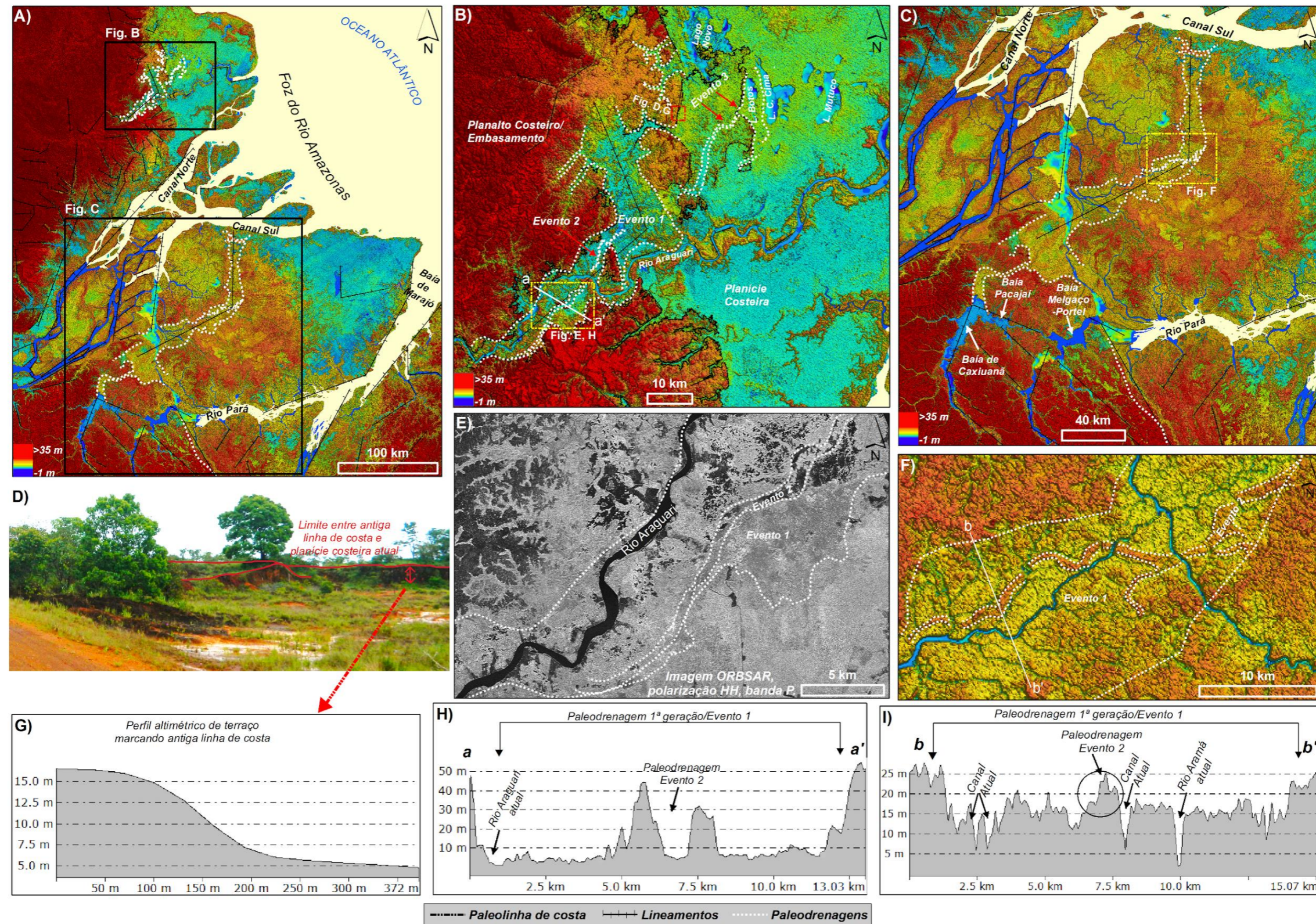


Figura 9: Localização das paleodrenagens encaixadas do sistema 2. A) Interpretação das paleodrenagens e lineamentos morfoestruturais da margem esquerda do rio Amazonas, localização do perfil topográfico e paleodrenagem do evento 2 e localização da foto de campo no Dado de Elevação do Terreno (DEM/SRTM). B) Interpretação das paleodrenagens e lineamentos morfoestruturais da margem esquerda do rio Amazonas e a localização dos perfis topográficos no DEM/SRTM e foto de campo. C) Interpretação das paleodrenagens e lineamentos morfoestruturais da margem direita do rio Amazonas, na ilha de Marajó, com a localização da paleodrenagem do evento 2 e perfil topográfico. D) Foto de campo mostrando o contato entre o terraço do planalto costeiro representando paleolinha de costa e a planície costeira atual. E) Destaque das paleodrenagens dos eventos 1 e 2 na margem direita do rio Araguaari, em imagem radar, banda P, polarização HH. F) Perfil topográfico DEM/SRTM do conjunto de paleodrenagem da margem esquerda do Amazonas, mostrando padrão morfológico em “U” dos canais, e paleodrenagem do evento 2 com bordas marcadas em torno de 40 m de altitude. G) Perfil topográfico do terraço que marca antiga linha de costa. H) Perfil topográfico DEM/SRTM do conjunto de paleodrenagem da margem esquerda do Amazonas, mostrando padrão morfológico dos canais em “U”. I) Perfil topográfico das paleodrenagens dos eventos 1 e 2 na ilha de Marajó, com padrões morfológicos dos canais em “V”

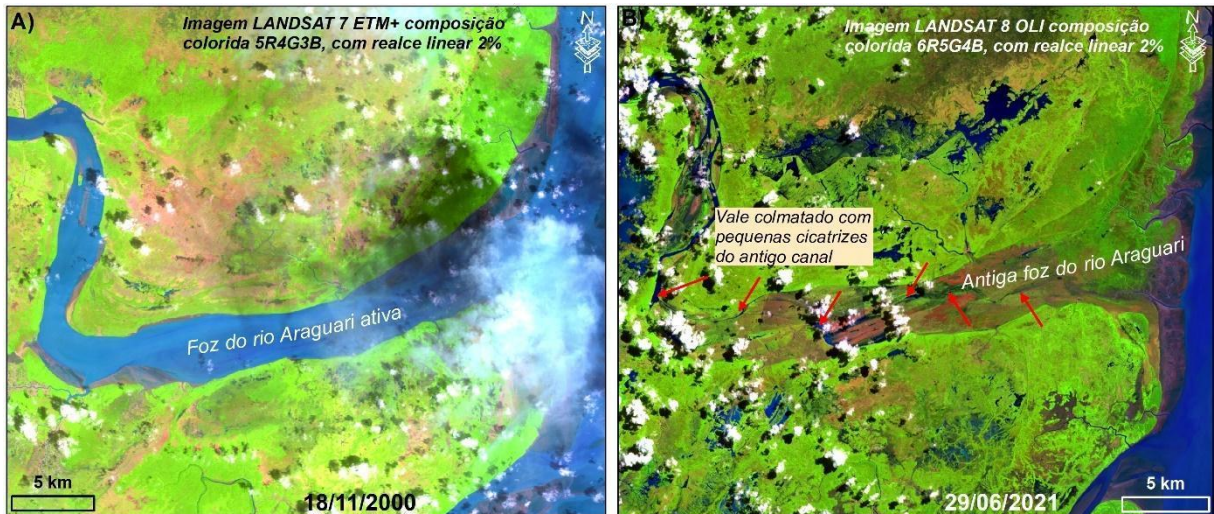


Figura 10: Mudanças no estuário do rio Araguari registradas em imagens LANDSAT. A) Imagem LANDSAT 7 ETM+ de 18/11/2000, mostrando o franco canal ativo da foz do rio Araguari. B) Imagem LANDSAT 8 OLI de 29/06/2021, mostrando o canal totalmente fechado da foz do rio Araguari, com cicatrizes de pequenos canais ativos remanescentes.

A paleodrenagem do evento 1, na margem esquerda do rio Amazonas, é uma drenagem ortogonal, controlada por lineamentos morfotectônicos com o mesmo padrão, responsável por controlar a gênese da sua fisiografia. Sua extensão aproximada é de 84 km e 15 km de largura. A posição dessa paleodrenagem indica que ela fluía no sentido NE, com inflexão para N-NW, formando assim um padrão retangular a paleodrenagem a partir da margem esquerda do rio Araguari, com presença de tributários em ambas as margens. Boaventura & Narita (1974) afirmam que essa região passou por períodos de movimentos tectônicos responsáveis pela migração progressiva do rio Araguari para sul, acompanhando o mesmo movimento ocorrido no Canal Norte do rio Amazonas. Como resultado dessa movimentação o rio Araguari teria abandonado uma série de meandros, registrados na paisagem como os atuais lagos Comprido de Cima, Mutuco e Piratuba (Figura 9B). Acreditava-se que essa paleodrenagem do evento 1 seria o proto rio Araguari que teria migrado para sul em função desses movimentos tectônicos relatados por Boaventura & Narita (1974), no entanto, os registros sísmicos de alta resolução realizados no leito do rio Araguari, não encontraram indícios estratigráfico que sustente tal afirmação. No entanto, outros métodos de geofísica terrestre, como o uso de radar de penetração no solo, por exemplo, deveriam ser explorados na área.

Na parte NE dessa paleofeição há registro de um dos seus tributários que desaguava

numa antiga linha de costa, hoje com patamares em torno de 15 m de altitude. Essa diferença de relevo foi observada em campo como mostram as figuras 9D, G, e se trata de uma área com sedimentação arenosa (areia muito fina) e coloração alaranjada, recoberta por vegetação espaçada.

A paleodrenagem do evento 2 mapeado nesse sistema, se refere a uma paleodrenagem de dimensões menores, e assim como a paleodrenagem do evento 1, ela também parece ter continuidade na margem oposta do rio Araguari, com tributários bem preservados, sendo possível observar nas imagens de radar banda P (Figura 9 E).

O evento 3 é marcado por uma paleodrenagem mapeada como um braço da paleodrenagem que se conectava ao atual lago dos Botos (Figura 9B). Essa paleofeição no limite com o lago aparenta ser mais uma sequência de paleodrenagens em contato com uma antiga linha de costa e pode ser o indício de diferentes momentos das variações e pulsos do nível médio dos mares na região. Destaca-se também o controle morfotectônico no local, representado pelas linhas pretas nas imagens. Esses lineamentos podem ter sido responsáveis pela subida e descida e consequente mudança do nível de base local nessa antiga costa, fazendo com que houvesse o interrompimento do fluxo dessas drenagens.

A paleodrenagem do evento 1, na margem direita do rio Amazonas na ilha de Marajó, também é uma drenagem com padrão ortogonal, controlada por lineamentos morfotectônicos. É uma das maiores paleodrenagens em extensão mapeadas na área, com aproximadamente 220 km de extensão e 27 km de largura, apresenta o mesmo padrão fisiográfico das drenagens atuais dos canais Norte e Sul do rio Amazonas. O padrão morfológico dessa paleodrenagem tem suas bordas definidas por terraços elevados de 25 m de altitude e vales com profundidade média de 5 m, o *trend* morfológico predominante é NW-NE, com forte inflexão para N formando um ângulo reto, assim como os canais modernos do rio Amazonas a oeste. No extremo sudoeste dessa paleofeição a norte da baía de Caxiuanã há a conexão de um paleotributário com mesmo formato dessa baía, com direção preferencial para N e inflexão para NE, onde se conecta com a paleodrenagem maior. A baía de Caxiuanã é conectada à baía de Pacajai, que por sua vez se conecta através de um estreito canal à baía de Melgaço-Portel.

Essas baías formam dois conjuntos binários com formas retangulares de direção NE e NW, delimitadas por segmentos retos semelhantes aos segmentos do rio Pará. A morfogênese

dessas baías está associada a rias fluviais formadas a partir da captura de canais de fluxos controlados por falhas NE e falhas NW. Onde essas falhas conjugadas teriam interagido com a estrutura W-E do rio Pará e produzido uma série de segmentos retangulares, resultando assim no último estágio de separação da ilha de Marajó do continente (Rossetti, 2014b). Quando esse movimento de separação aconteceu a baía de Caxiuanã migrou para sul e deixou como registro na paisagem essa paleomorfologia que se conecta a paleodrenagem do evento 1 na margem esquerda da foz do rio Amazonas. A abertura inicial da ilha de Marajó em relação ao continente, iniciou pela porção leste da ilha e o restante da abertura foi concluída a partir do deslizamento cisalhante W-E (Rossetti e Valeriano, 2007). Isso explicaria a maior largura da foz do rio Pará em relação ao restante do seu curso, a montante. Outro indício importante da atividade neotectônica na região é o deslocamento de algumas ramificações de paleodrenagens na parte sudoeste da ilha de Marajó como já apontado em Rossetti (2014b), onde essas paleofeições teriam sido obstruídas pelo canal moderno (Fig. 7D). Esse deslocamento teria sido em função das direções N e NW atribuídas a rede de drenagem do final do Pleistoceno (Rossetti e Góes, 2008).

4.3. Sistema 3 - Paleodrenagens em planície holocênica

Esse conjunto de paleodrenagens estão dispostas na planície costeira e nas ilhas da foz do rio Amazonas, e são identificadas nas imagens a partir do preenchimento do seu leito ou pelo delineamento de suas bordas por vegetação de florestas de várzea, apresentam formas alongadas, sinuosas e por vezes descontínuas. Sua extensão varia entre 22 e 60 km de comprimento e 3 km de largura, com *trend* morfológico N-S e SW- NE (Figura 11A).

Na região do Cabo Norte, a norte da foz do rio Amazonas, grande parte das paleodrenagens apresentam feições sinuosas e por vezes descontínuas, e algumas estão associadas a sistemas lacustres (Figura 11B, D, E). Nessa área se destaca uma conspícua rede de paleodrenagem bem preservada, perceptível em todas as imagens de sensores remotos nas mais variadas escalas. É o paleossistema Tartarugal-Macarry, já identificado anteriormente por Silveira (1998). Sua morfologia se destaca na paisagem em função das suas características sinuosas e retilíneas em alguns trechos, com preenchimento do leito por vegetação de florestas de várzea em grande parte e em alguns segmentos as suas bordas é que são definidas

por esse tipo de vegetação, o que permite diferenciar essas paleofeições do padrão do terreno adjacente (Figura 11B, C, D, E, F).

Na cartografia histórica do século XVIII, Bento da Fonseca registrou que o rio Tartarugal desaguava diretamente no mar. Nos registros mais atuais de imagens de satélite é possível identificar a fisiografia inteira dessa paleodrenagem bem preservada na paisagem por toda a extensão da planície costeira, onde é possível identificar suas características marcantes como os *levées* bem preservados por vegetação, assim como o seu leito e meandros (Figura 11B, C, D, E, F). Para Silveira (1998) um dos indícios da evolução dessa paleodrenagem é a presença do lago Duas Bocas, após a confluência dos rios Tartarugalzinho e Tartarugal Grande (Figura 11D, E). Pois este lago pode ter sido um “*ox-bow*” do paleo rio Tartarugal. Essa paleodrenagem, seguiu por aproximadamente 30 km na planície costeira, na direção leste, a partir do lago Duas Bocas, com feições meandranter contorcidas, se assemelhando a um “*looping*”, com *levées* interrompidos, no entanto, bem preservados (Figura 11B). A preservação desses *levées* chama a atenção porque essa característica pode indicar processo de subsidência tectônica (Deffontaines e Chorovicz, 1991),

Analisando dados atuais do Modelo de Elevação do Terreno (MDT) da Base Cartográfica do Amapá (BCDC-AP) é possível notar uma diferença de altitude topográfica da área onde está localizada essa paleorede de drenagem. A sua morfologia é mais elevada, em torno de 4m de altura, e se destaca em relação a área da planície adjacente com cotas mais baixas (Figura 11E, G, H). Esse domínio da planície costeira foi classificado por Silveira (1998) como reflexo de um processo de desorganização estrutural da rede de drenagem,

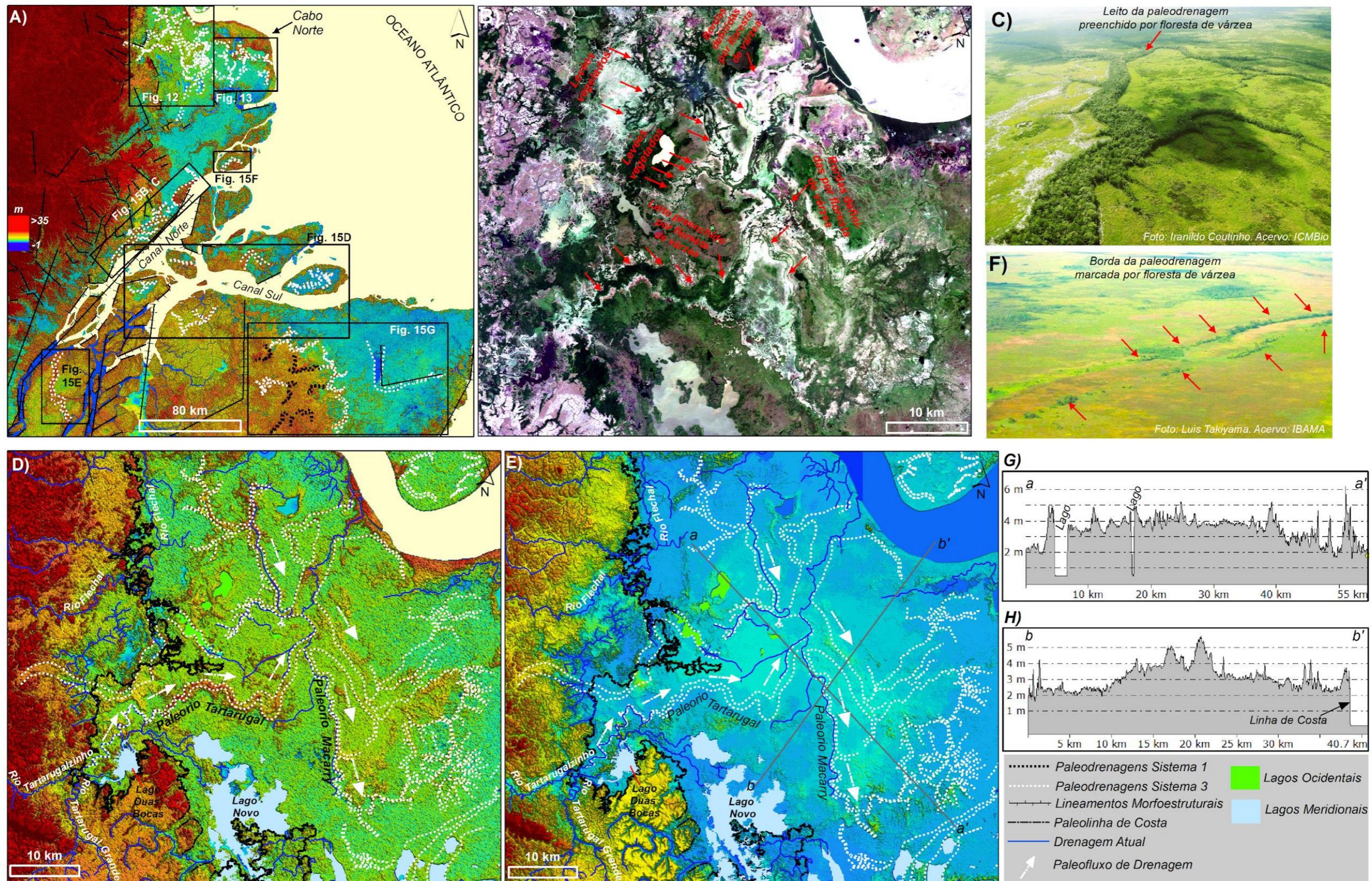


Figura 11: A) Localização geral das paleodrenagens do sistema 3 no dado de elevação do terreno DEM/SRTM. B) Paleodrenagens na região Cabo Norte, mostrando preenchimentos e delineamentos por vegetação de florestas de várzea em imagem LANDSAT 7 ETM+, de 18/11/2000, composição R1G2B3. C) Fotografia aérea da região do Cabo Norte mostrando uma das características predominantes das paleodrenagens preenchidas por florestas de várzea. D) Paleodrenagem do sistema Tartarugal-Macarry identificadas no DEM/SRTM, destacando os cinturões lacustres meridionais e ocidentais. E) Paleodrenagem do sistema Tartarugal-Macarry identificadas no Modelo Digital de Terreno/MDT, mostrando a localização dos perfis topográficos. F) Fotografia aérea da região do Cabo Norte mostrando as paleodrenagens delineadas por florestas de várzea e leito preenchido por gramínea. G), H) Perfil topográfico a-a' e b-b' mostrando a diferença de altitude do relevo dentro da mesma unidade morfológica da planície costeira.

chamada de fase Pré-Holocênica, onde nessa fase teria ocorrido um adernamento para sul do bloco que está localizado entre o rio Amapá Grande e o norte do rio Araguari, limitado a oeste, pelo moderno rio Flechal. Essa desorganização generalizada das drenagens teria sido responsável pelo estabelecimento dos cinturões lacustres Meridional e Ocidental, outra consequência desse adernamento foi o início da intensificação dos processos erosivos na linha de costa.

Ainda na região do Cabo Norte outro importante alinhamento de paleodrenagem no sentido Norte-Sul, foi identificado nas imagens entre o norte da desembocadura do rio Araguari e o lago Piratuba (Figura 12 A, B).

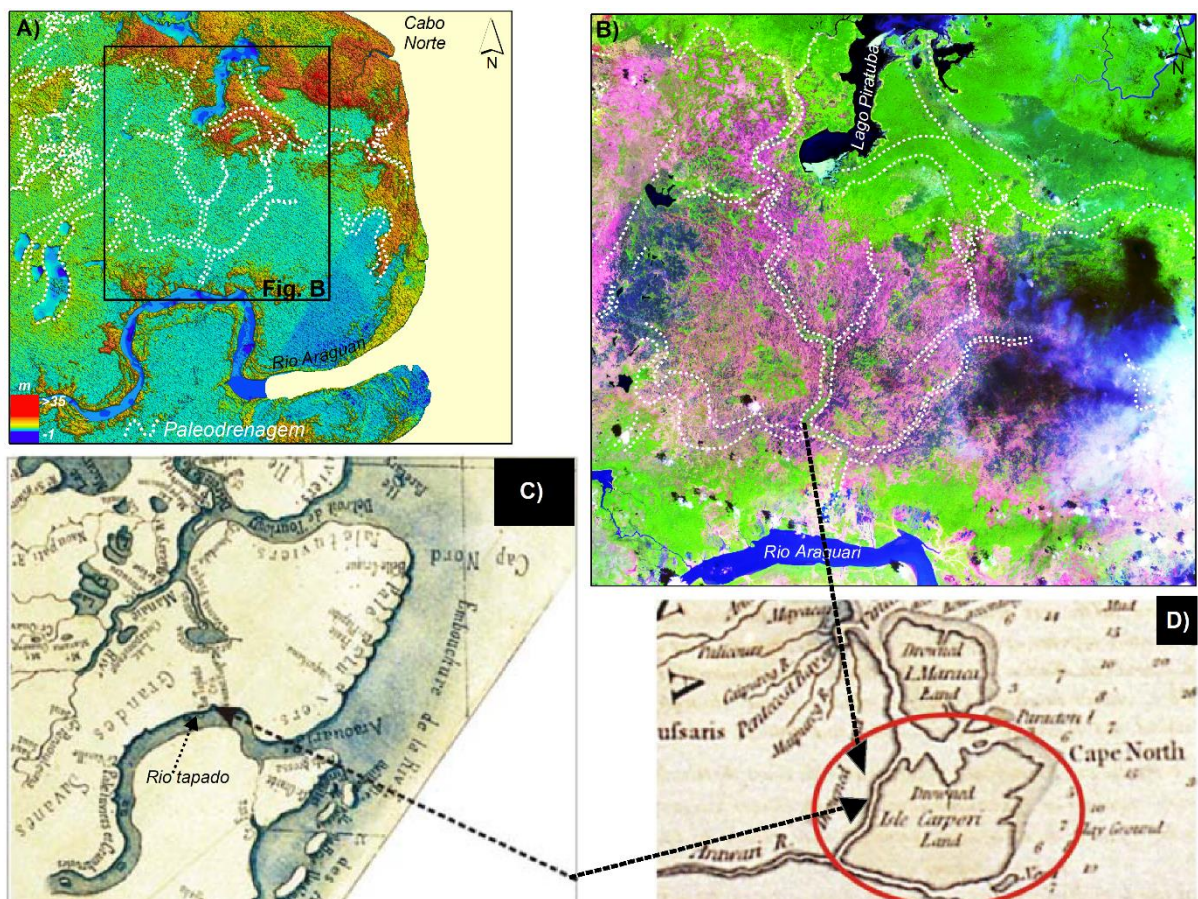


Figura 12: Conjunto de Paleodrenagem Norte-Sul. A) Localização da paleodrenagem nos dados de elevação da superfície do terreno (DEM/SRTM), ano 2000. B) Conjunto de paleodrenagem N-S identificado em imagem LANDSAT-7, 18/11/2000. C) Carta histórica do século XIX indicando a toponímia de “rio tapado”. D) Carta histórica do Archives Départementales de la Guyane.

Essa paleofeição já havia sido identificada por Santos (2006), e trata-se de um antigo braço da foz do rio Araguari. Essa evidência foi possível a partir da análise de uma carta histórica do século XVIII. Onde esses registros mostram a antiga configuração fisiográfica nessa porção da costa amazônica. O rio Araguari possuía duas ramificações na sua foz, uma a oeste e outra a sul de uma antiga ilha, denominada na cartografia histórica de ilha Carpori (Figura 12 D). Por volta do final do século XIX, a ramificação do lado oeste da ilha desapareceu dando lugar a região dos lagos (Santos, 2006), e os dados atuais a partir das imagens de satélites apontam para a anexação desta ilha ao continente (Figura 12B, C). O desaparecimento do braço do rio Araguari é confirmado na carta histórica do século XIX, com a toponímia de rio tapado (Figura 12 C).

A foz do rio Araguari tem sido palco de grandes transformações nos últimos séculos e ao longo das últimas décadas, mais recentemente no ano de 2014 a sua foz fechou totalmente, interrompendo o fluxo de água e sedimentos para o oceano (Figura 10). As observações realizadas nas imagens de satélites e em campo, nos últimos 20 anos pelo menos, mostram que à medida que o rio Araguari dava pistas do seu fechamento, ao mesmo tempo um pequeno canal, até então, denominado de Urucurituba, começava a se formar na margem esquerda da foz do rio Amazonas (Figura 13A). Atualmente esse canal se tornou uma proeminente drenagem que liga a margem direita do rio Araguari, no seu penúltimo meandro ao Canal Norte do rio Amazonas (Figura 13B). Esse processo transformou essa área da margem direita do baixo curso do Araguari em uma ilha. É importante destacar que outra drenagem paralela, representada pelos dois braços do rio Gurijuba já se conectaram anteriormente ao rio Araguari e ao Canal Norte do rio Amazonas (Figura 13A, B). Atualmente o canal do Urucurituba e o braço do rio Gurijuba se conectam, formando um ângulo praticamente reto, paralelo aos rios Araguari e Amazonas, dando origem a mais uma ilha, como num processo de captura de drenagem (Figura 13C). No entanto, é preciso ter cuidado ao afirmar esse tipo de suposição morfológica, pois nessa região da planície de inundação há um intenso processo de ocupação e uso do solo pela atividade agropecuária, onde predomina a cultura bubalina (criação de búfalos) como já apontado nos estudos de Santos (2006).

Por se tratar de uma área geologicamente recente, com o terreno ainda em franco processo de formação e consolidação, a atividade econômica desenvolvida nessa região acaba

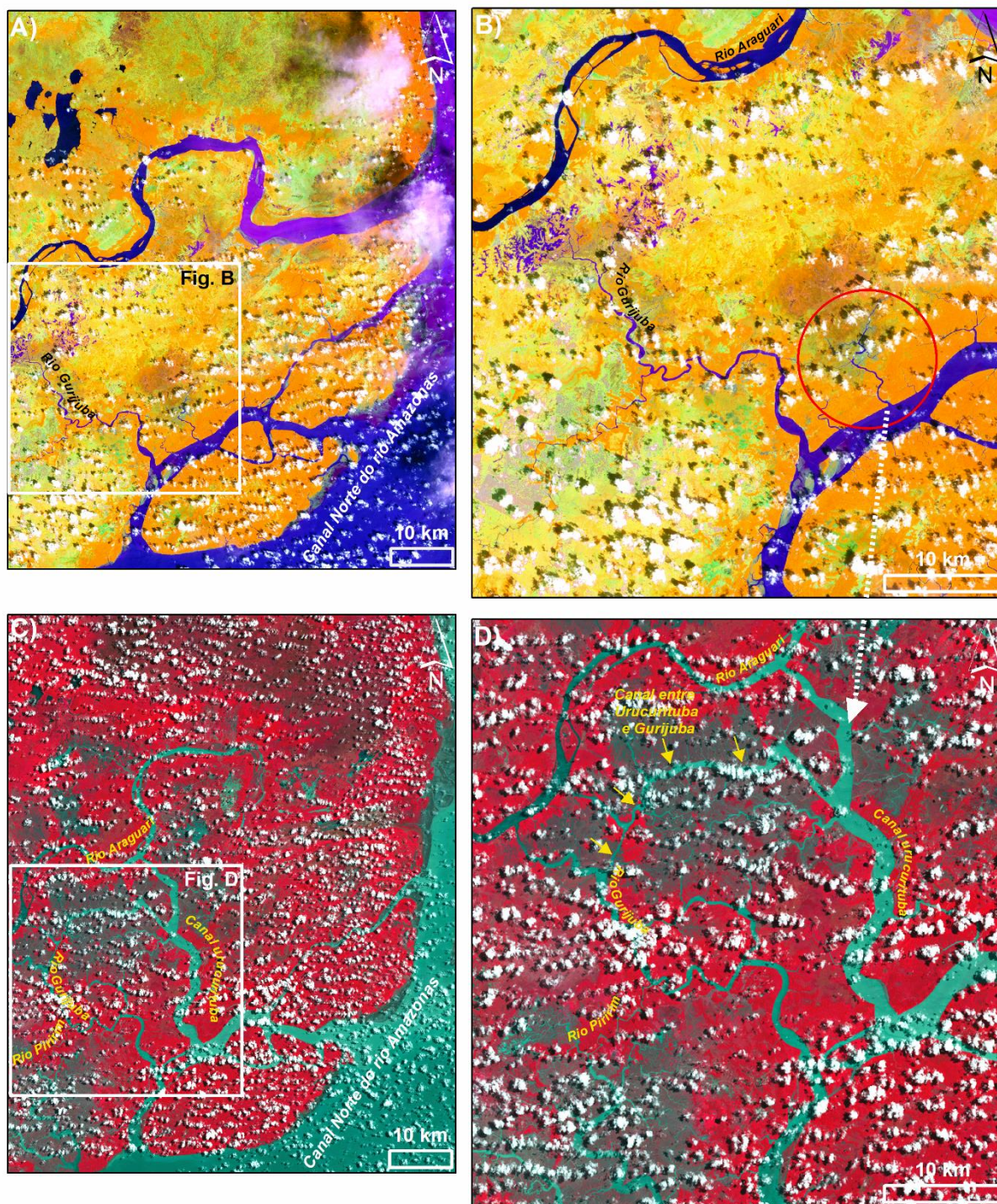


Figura 13: Transformações ocorridas entre a foz do rio Araguari e o Canal Norte do rio Amazonas. A-B) Rio Gurijuba e início incipiente do canal do Urucurituba em imagem LANDSAT-7, 18/11/2000. C-D) Canal do Urucurituba rasgando a planície da margem esquerda da foz do rio Amazonas, conectado ao rio Araguari e rio Gurijuba em imagem LANDSAT-8, 29/06/2021.

contribuindo para o processo de desgaste do terreno. O pisoteio do gado forma trilhas a partir da sua tendência de deslocamento, essas trilhas podem formar “valas”, pois se trata de animais muito pesados (em média 400 a 500 kg). Somado ao fator antrópico existem os condicionantes naturais, como geologia recente, solo em processo de formação, baixo gradiente, forte hidrodinâmica capaz de drenar água por todas as áreas da planície por onde encontra facilidade de acesso, e as “valas” de búfalos são um acesso muito propício para que isso ocorra. Por se tratar de um gradiente extremamente baixo, isso faz com que qualquer desnível no terreno cause um aumento no escoamento superficial.

A margem esquerda da foz do rio Amazonas abriga dois cinturões meandranes com largura máxima de 9,5 km e 68 km de comprimento, com a mesma direção do Canal Norte do rio Amazonas. Esses cinturões são marcados no seu interior por florestas mais antigas, com porte arbóreo mais elevado do que a vegetação adjacente. São feições bruscamente interceptadas pelo Canal Norte do moderno rio Amazonas (Figura 14B, C). O braço da paleodrenagem no extremo nordeste da área já havia sido mapeada por Silveira (1998) que a denominou de paleo rio Gurijuba (Figura 14C). De acordo com a autora, os mecanismos de construção desse paleo rio se deu pelo processo de avulsão, ocorrido a partir do adernamento do bloco sul posterior ao seccionamento N-S das drenagens. Esse processo pode ter sido responsável também pela obstrução desses cinturões de paleodrenagens da margem esquerda do rio Amazonas. Pois acredita-se que a desativação dessas feições está associada ao deslocamento progressivo do rio Amazonas para sul, como apontado anteriormente por Boaventura & Narita (1974). Essas paleofeições seriam um indício de quando o rio Amazonas fluía nessa direção.

Nas ilhas que compreendem o arquipélago marajoara na foz do Amazonas entre os canais Norte e Sul, é comum a presença de paleodrenagens alongadas e sinuosas. Muitas dessas paleodrenagens são marcadas por vegetação de floresta de várzea mais antiga, com porte mais alto, assim como as paleodrenagens da margem esquerda do rio Amazonas (Figura 14B, C), a paleofeição do meio das ilhas Caviana de Fora e Mexiana (Figura 14D), da ilha de Gurupá (Figura 14E) e da ilha de Curuá (Figura 14F), são identificadas nas imagens a partir desses alinhamentos de vegetação que preenchem os seus leitos. Essa vegetação é um marcador muito importante para a evolução, pois elas apontam para áreas mais antigas dentro da planície recente. Elas também podem refletir processos morfossedimentares

passados, devido à alta carga sedimentar do Amazonas, que foram responsáveis pela colmatação dessas drenagens. Além de poder refletir também os processos de subida e descida do nível médio dos mares.

O último *cluster* de paleofeições mapeadas no sistema 3 está localizado na porção leste da ilha de Marajó. Trata-se de diversas paleodrenagens que se conectam ao sistema 1 (paleodrenagens esculpidas em terraços pleistocênicos), e ao mesmo tempo essas paleofeições aparentam ter seu fluxo interrompido ao tentarem se conectar ao moderno lago Arari, o qual está associado a uma antiga drenagem com dimensões de aproximadamente 98 km de comprimento e 14 km de largura na sua antiga foz, ao norte. A paleodrenagem do lago Arari fluía de leste a oeste, com forte inflexão para norte a partir do domínio sul do lago (Figura 14G). Dados gravimétricos de Rossetti et al., (2007a) apontam para uma morfologia N-S, alongada desse lago, o qual teria se desenvolvido sobre uma depressão de tendência N-S do embasamento cristalino com prolongamento *offshore* na sub-bacia Mexiana dentro do sistema Graben do Marajó. Esses dados sugerem que esse lago pode ser uma evidência superficial de uma bacia pré-existente formada a partir de subsidência tectônica associada à evolução do sistema Graben. Além disso, o isolamento dessa paleodrenagem teria ocorrido a partir do desmembramento da ilha de Marajó do continente em meados do Holoceno de acordo com Rossetti e Valeriano (2006). Evidências tectônicas no setor leste do Marajó, associado a bacia de drenagem do lago Arari é mostrado em (Souza; Rossetti, 2011), onde as autoras identificaram a partir de inúmeras anomalias de drenagem, a exemplo de meandros localizados e comprimidos, mudanças abruptas na orientação de cursos d'água, formando ângulos retos e a presença de drenagens do tipo subparalela, além do fator de assimetria das bacias de drenagem que sugerem terrenos basculados, controlados tectonicamente.

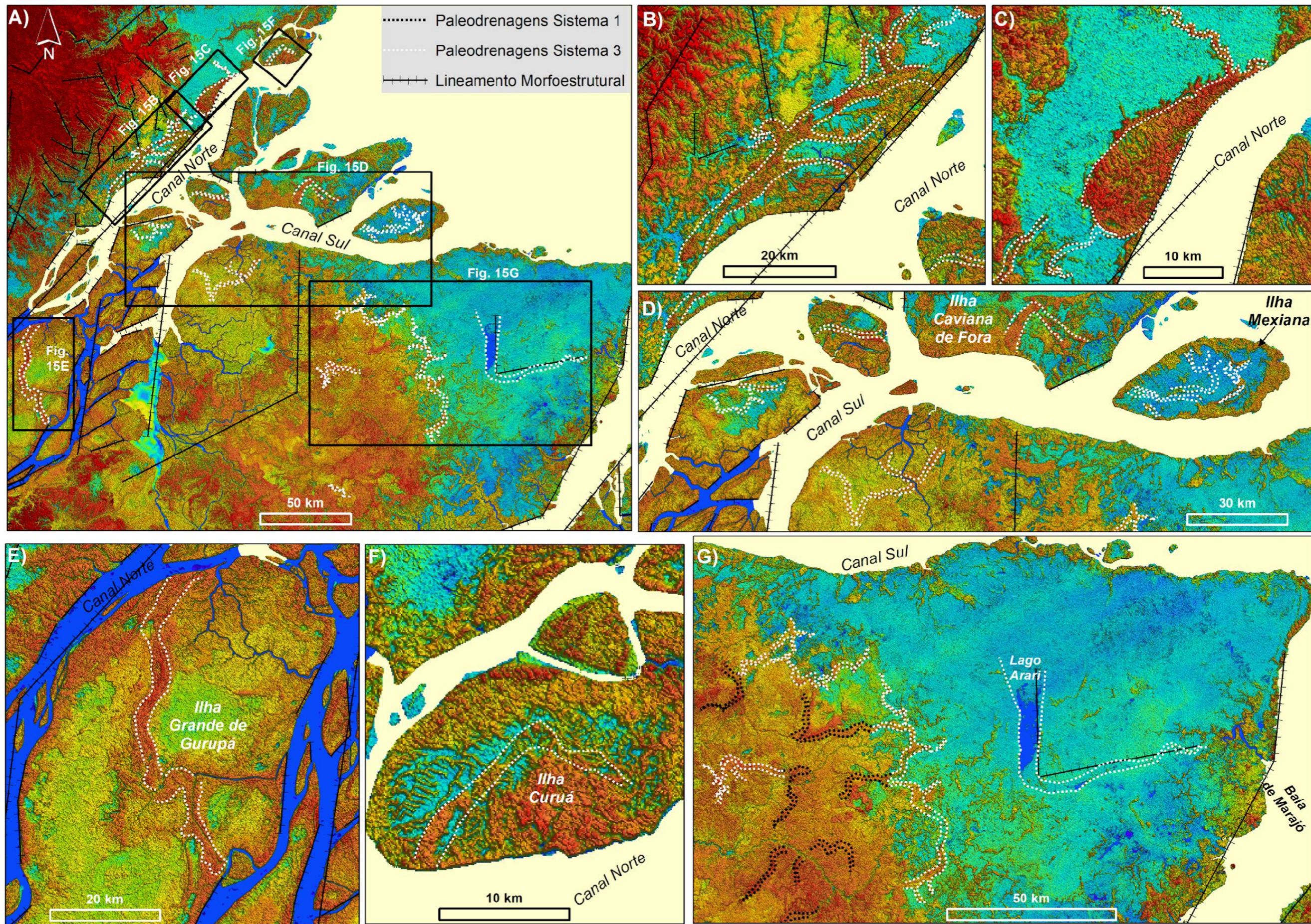


Figura 14: Paleodrenagens em planície holocênica e lineamentos morfoestruturais mapeados na margem esquerda do Canal Norte e nas ilhas da foz do rio Amazonas, a partir de Dados de Elevação da Superfície do Terreno-DEM/SRTM. A) Localização das feições mapeadas. B-C) Paleodrenagens identificadas na margem esquerda do Canal Norte do rio Amazonas. D) Paleodrenagens das ilhas da foz do Amazonas. E) Paleodrenagem mapeada na ilha de Gurupá. F) Paleodrenagem mapeada na ilha de Curuá. G) Paleodrenagens na ilha de Marajó associadas ao sistema 1 e paleodrenagem associada ao lago Arari

5. CAPÍTULO. HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS

A história evolutiva da foz do Amazonas é uma tarefa complexa de ser remontada, pois envolve vários processos de variadas escalas e origens. Neste trabalho optou-se por levar em consideração dois aspectos principais no processo de formação da paisagem dessa região. O primeiro está associado ao processo de subida e descida do nível do mar. O segundo está relacionado aos processos de origem tectônica.

5.1. As variações do nível do mar na foz do rio Amazonas

Os primeiros estudos sistemáticos voltados a evolução da plataforma e da foz do Amazonas tem sido relacionado às variações do nível do mar, a partir da análise de dados sedimentológicos e características morfológicas (e.g. Coutinho e Moraes, 1970; Martins et al., 1971; Figueiredo Jr. et al., 1972; Santos, 1972; Kowsmann e Costa, 1974), ou associados a levantamentos de dados acústicos ou datações de sedimentos (e.g. Damuth e Kumar, 1975; Milliman et al., 1975). Apesar de muitos estudos realizados na plataforma da foz do Amazonas, ainda não existe um modelo de curva de variações do nível do mar específica para essa região, devido à dificuldade de acesso a um número considerável de datações em locais adequados (Santos et al., *in press*).

A Figura 15 mostra o posicionamento das datações disponíveis na plataforma e foz do rio Amazonas na curva modelo adaptada de Lambeck *et al.*, (2014) e Santos *et al.*, *in press* relativo à flutuação do nível do mar e pulsos de água do degelo para os últimos 35 mil anos.

A integração de trabalhos a partir da estratigrafia de alta resolução, datações e as variações relativas do nível do mar disponíveis na literatura regional (Allison, 1993; Maslin, 2009; Maslin et al., 2006; Milliman et al, 1975; Nittrouer et al. 1996; Pujos et al., 1990; Santos, 2006; Silveira, 1998; Souza Filho, 1993; Torres, 1997; Vital e Stattegger, 2000; Bezerra et al., 2015) permitiram uma definição dos diferentes estágios que influenciaram na evolução da foz do rio Amazonas e plataforma continental adjacente, sobretudo no final do Quaternário.

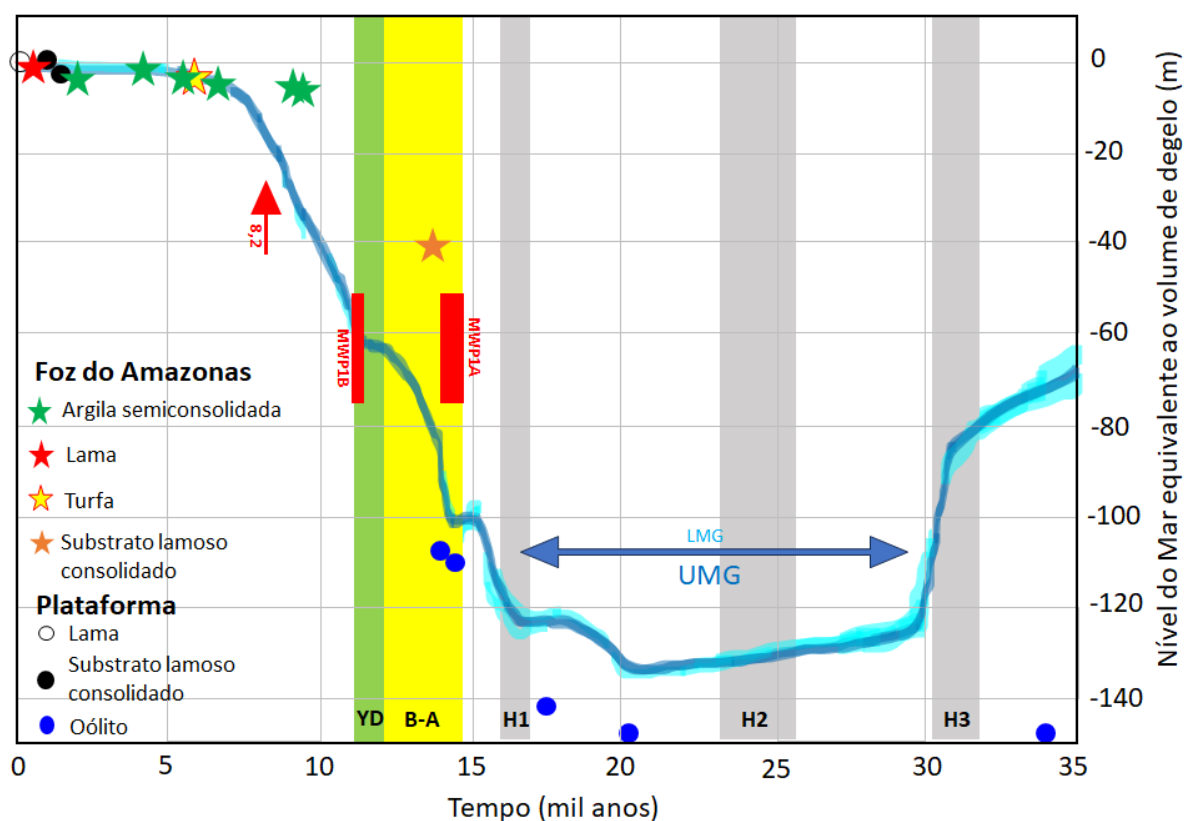


Figura 15: Variação relativa do nível do mar e volume de degelo equivalente ao GMSL durante o Último Máximo Glacial. São mostrados eventos climáticos importantes nesse período, incluindo os eventos Heinrich H1–3, o período quente de Bølling – Allerød (B-A) e o período frio de Younger Dryas (Y-D), bem como o tempo dos eventos de degelo (MWP1A, 1B) e eventos de resfriamento 8,2 ka BP. **Fonte dos dados:** Curva adaptada de Lambeck et al., (2014) e Santos et al., (in press). Fonte das datações: estrela vermelha = Vital (1996); estrelas amarelas e laranja = Torres (1997); estrelas verdes= este trabalho; círculos brancos e pretos = Nittrouer et al. (1996); círculos azuis = Milliman et al. (1975).

Há aproximadamente 120.000 AP, o nível do mar estava alto durante o Pleistoceno. Na margem esquerda do Amazonas, na planície costeira do Amapá, os sedimentos marinhos foram formados no sopé da Formação Itaubal disposta sobre as rochas do embasamento cristalino, identificadas por Souza (2010) e Bezerra *et al.*, (2015).

Na margem esquerda na ilha de Marajó os depósitos pleistocênicos identificados por Rossetti *et al.*, (2008) correspondem ao topo de terraços em média com 30 m de altitude, com idades entre 65.351 e 39.035 AP. Nessa fase a foz do rio Amazonas era muito mais larga do que a atual (Figura 16).

Entre 50.000 e 30.000 AP houve a descida do nível do mar com recorte da atual plataforma externa e média pelo cânion do Amazonas a partir da descida do nível do mar para -80 m (Figura 16).

O nível do mar teve outra fase de rebaixamento entre 30.000 e 21.000 AP, com queda relativa, relacionada ao último máximo glacial. Entre os períodos glaciais o rio Amazonas entalhou seus vales profundos até alcançar a linha de costa, que nesse momento se encontrava onde hoje é a atual quebra da plataforma da foz do Amazonas, na cota batimétrica de -120 m (Figura 16), com formação de oóides em águas rasas (Zembruscki et al., 1971; Coutinho e Morais, 1970); e a criação de canais incisivos nos substratos mais antigos (do Mioceno e Cretáceo) (Vital e Stattegger, 2000; Irion et al., 2010). Nesse período os sedimentos que eram carregados pelos rios chegavam até a costa (atual quebra da plataforma) e eram depositados diretamente no cone do Amazonas (Maslin 2009; Maslin et al., 2006).

No período de 21.000 a 10.000 AP iniciou-se a fase de transgressão do mar em direção ao continente. A subida contínua do nível do mar se estabilizou na isóbata de -20 m (aproximadamente 12.000 AP). Nessa fase houve deposição de estratos lamosos, atualmente consolidados a semi-consolidados nos canais Norte e Sul do rio Amazonas entre o Pleistoceno e Holoceno Médio (13.000 e 9.000 AP) (Torres, 1997; Vital, 1996; Vital e Stattegger, 2000). Nesse período também se inicia o transporte de sedimentos do rio Amazonas na direção NW (Gensac, 2016).

Entre 10.000 e 6.000 AP, a Transgressão Holocênica afogou toda a planície costeira atual da foz do Amazonas. Há 8.000 AP, o nível do mar se encontrava a -20 m em relação a linha de costa moderna. Essa subida do nível do mar cobriu a planície costeira com lamas amazônicas que foram também transportadas por correntes costeiras na direção NW e depositadas na plataforma continental (Milliman et al., 1975; Milliman et al., 1982; Nittrouer e DeMaster, 1986). Nessa fase a sedimentação no cone do Amazonas é temporariamente interrompida, dando lugar aos depósitos de sedimentos pelágicos (Santos et al., *in press*).

A partir de 6.000 AP até o presente, a regressão marinha até a atual linha de costa remodelou a rede de drenagem existente, com a desativação de canais na planície costeira, deixando os seus registros em forma de paleodrenagens na paisagem.

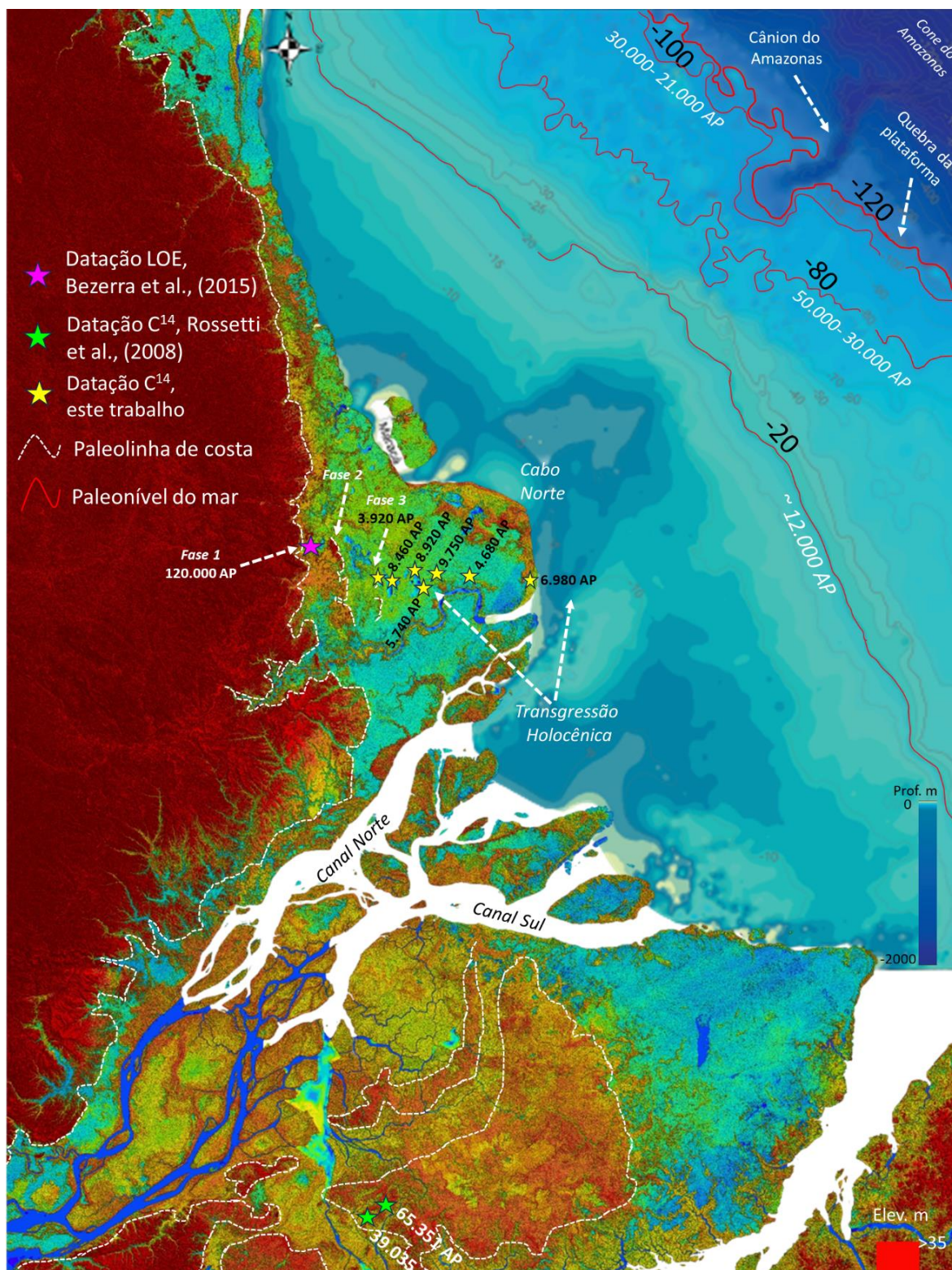


Figura 16: Evolução da foz do rio Amazonas e plataforma amazônica. **Fonte:** Elaborado a partir de dados de elevação do terreno DEM/SRTM (Lehner et al., 2008); batimetria do GEBECO 2022 Grid e trabalhada por Santos et al., (in press); Datações a partir de Rossetti et al., (2008), Bezerra et al., (2015); e paleo nível do mar de Milliman et al., 1975.

A ocorrência de incursões marinhas ao longo do Pleistoceno e Holoceno, com momentos de transgressão e regressão não foi uniforme ao longo de toda a planície costeira da foz do Amazonas. Na parte norte da planície, na margem esquerda, os registros mais bem preservados são os cordões de *cheniers* identificados por Silveira (1998), datados do Holoceno (5030 \pm 45 anos AP e 4140 \pm 35 anos AP), os quais representam a antiga posição da linha de costa. No domínio sul da planície, na região do Cabo Norte, no entanto, apesar de não haver a presença dos cordões arenosos, guarda outras feições importantes como uma extensa rede de paleodrenagens preservadas.

A análise de imagens de satélites permitiu identificar pelo menos três fases de paleolinha de costa nessa região, no contato entre o embasamento, planalto costeiro e a planície costeira, nas imediações entre o município de Tartarugalzinho e a região dos lagos (Figura 16). Na paleolinha de costa associada à fase 3, foi realizado datação C^{14} de um testemunho sedimentar do fundo do lago dos Botos, a leste, dessa paleocosta, onde foi registrada idade de 3.920 \pm 30 AP a uma profundidade de 3,58 m. Associado ao testemunho sedimentar foi registrado uma sequência sísmica de paleocanal preenchido com 3 m de espessura a aproximadamente 5 m de profundidade. O testemunho sedimentar não conseguiu alcançar o preenchimento do paleocanal, apenas a sequência de granodecrescência ascendente de fechamento da planície após o estabelecimento do paleocanal (Figura 17).

A leste do lago dos Botos, os lagos Comprido de Cima, Mutuco e lago Comprido de Baixo também tiveram seus sedimentos de subfundo datados, nas profundidades de 2,01 m, 1,81 m e 2,24 m e registraram idades de 8.460 \pm 30 BP, 8.920 \pm 30 BP e 9.750 \pm 40 BP, respectivamente. Nos perfis sísmicos desses lagos foram identificados depósitos de preenchimento de canais e nos lagos Comprido de Cima e Lodão foi possível detectar refletores sísmicos bem marcados por uma superfície erosiva (refletor SSE1 Figuras. 18 e 19). Essa superfície indica o provável topo do Pleistoceno nessa região, a qual esteve exposta com suas drenagens ativas e fluindo em direção ao oceano Atlântico, e com processo de subida do nível do mar ou rebaixamento tectônico essas drenagens foram preenchidas por sedimentos holocênicos.

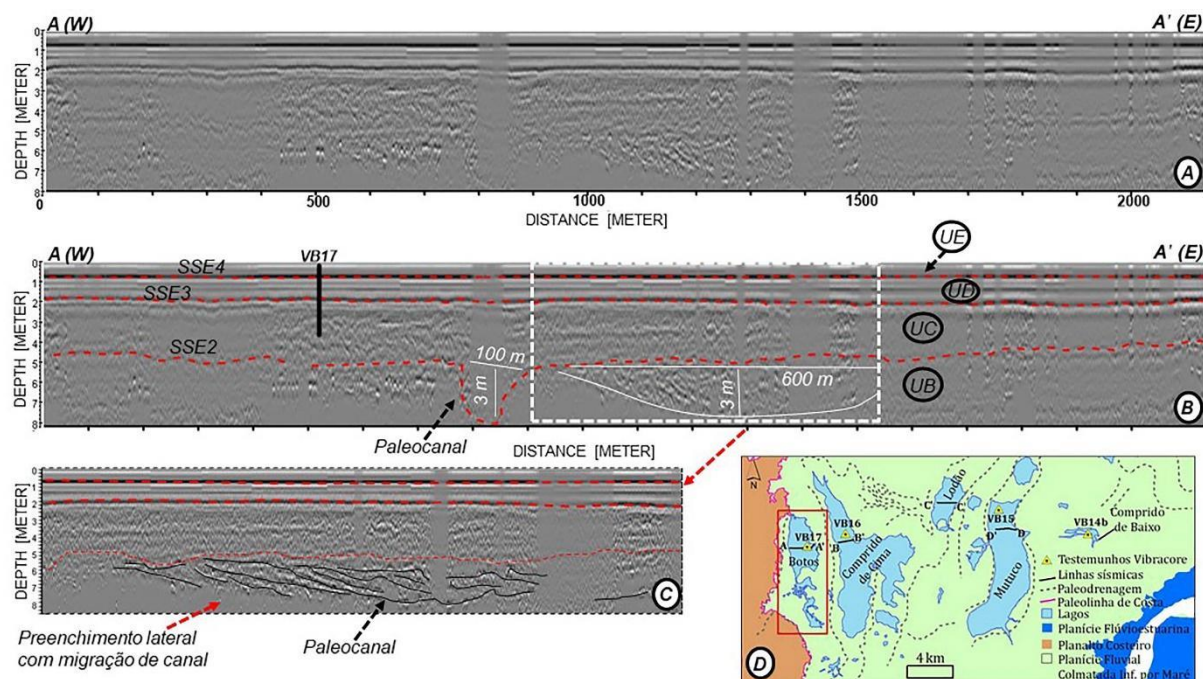


Figura 17: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar no lago dos Botos. A) Perfil sísmico A-A' (direção W-E) sem interpretação; B) Interpretação do perfil com as unidades e superfícies sismo estratigráficas e localização do testemunho VB17; C) Detalhe da interpretação da seção sísmica com refletores de superfícies inclinadas indicando migração lateral e depósitos de preenchimento de canal; D) Mapa morfológico modificado de Jardim et al., (2015) com indicação da localização do lago dos Botos, do perfil sísmico e do testemunho.

As variações relativas do nível do mar são consideradas como um dos processos responsáveis pela desativação das drenagens nessa região, a partir de eventos transgressivos e regressivos responsáveis pela erosão e sedimentação das drenagens atuantes nessa planície. Há 120.000 anos AP o nível do mar estava alto e a linha de costa esteve no contato de terraços elevados do Pleistoceno sobre o embasamento cristalino Pré-Cambriano, dessa forma a foz do rio Amazonas era muito mais larga do que a atual.

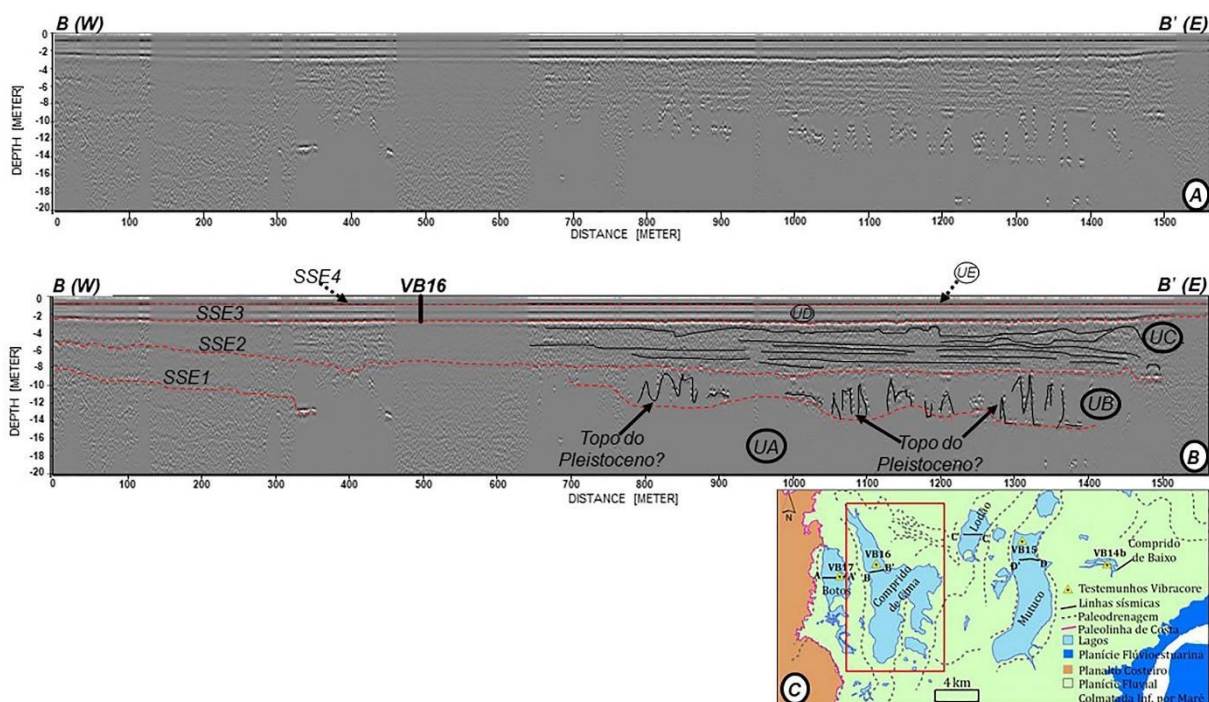


Figura 18: Localização do perfil sísmico do lago Comprido de Cima e testemunho sedimentar. A) Perfil sísmico B-B' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sísmo estratigráficas destacando as feições plano paralelas na UC e superfícies erosivas do Pleistoceno superior na UB; C) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2013 e 2018) com indicação da localização do lago Comprido de Cima, do perfil sísmico B-B' e do testemunho VB16

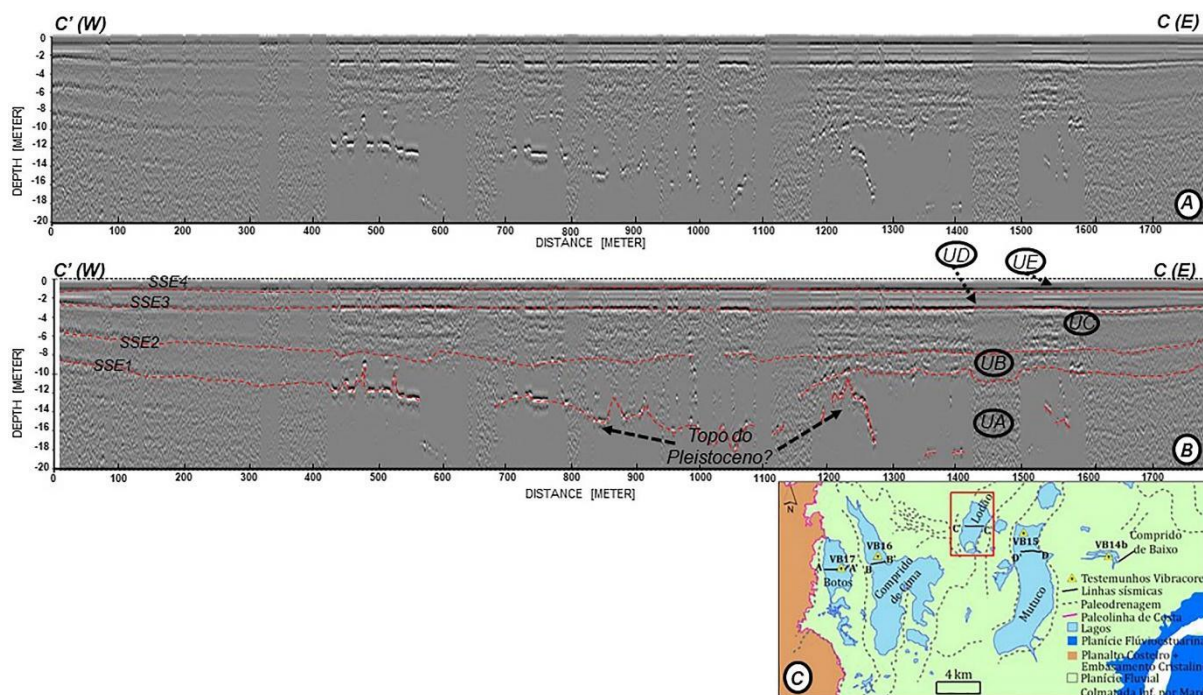


Figura 19: Localização do perfil sísmico do lago Lodão. A) Perfil sísmico C-C' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sísmo estratigráficas. C) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2013 e 2018) com indicação da localização do lago Lodão e do perfil sísmico.

5.2. Evidências tectônicas na foz do rio Amazonas

A gênese morfodinâmica dos sistemas fluviais são controlados por diversos fatores do meio físico, como o clima, a litologia do substrato e a tectônica, esta última por sua vez pode estar relacionada provavelmente às movimentações neotectônicas desenvolvidas durante o Cenozóico, a partir da reativação de linhas estruturais com origem no Pré-Cambriano e instalação de novas linhas de fraqueza (Costa *et al.*, 1991; Silveira, 1998).

No contexto da Amazônia, muitos trabalhos têm abordado a atividade neotectônica no Brasil, a partir de um binário dextral E-W, que decorreu da movimentação translacional e rotacional da América do Sul (Hasui, 1990; Costa *et al.*, 1991; Bemerguy & Costa, 1991; Costa *et al.*, 1995; Costa & Hasui, 1997), e com o posicionamento da placa sul-americana localizada entre a margem continental ativa, submetida a um regime compressivo e uma margem continental passiva, influenciada por um regime extensional (Campos & Teixeira, 1988; Cunha, 1988; Assunção, 1992; Mercier *et al.* 1992; Saadi, 1993; Courdet *et al.* 1995; Salvador & Riccomini, 1995).

A região da foz do rio Amazonas é uma área extremamente plana, com grandes extensões de terrenos alagados (Silveira, 1998). A ausência de um relevo proeminente e a grande quantidade de sedimentos provenientes da bacia amazônica, leva muitos pesquisadores a desconsiderar essa região como sendo influenciada por atividades tectônicas ou neotectônicas. No entanto, nos últimos anos a Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) tem aumentado o número de estações sismográficas pelo país, incluindo a Amazônia, e tem demonstrado através desses dados o quão ativo é o Brasil sismicamente, e a região Amazônica como um todo, incluindo a foz do Amazonas, com registros de abalos sísmicos entre 2 e 4 na escala Richter. Assim, é necessário como já apontado por Silveira (1998) a busca de elementos para interpretação, associados principalmente aos padrões das redes de drenagem e as mudanças morfológicas a elas associadas.

A região Amazônica apresenta características morfológicas resultantes de movimentos verticais de segmentos crustais e movimentação lateral de blocos, onde os movimentos verticais teriam permitido a diferença entre áreas emergentes e subsidentes, enquanto a movimentação lateral de blocos sobre um plano de falhas permitiu a formação de grabens. O alargamento da planície de inundação do rio Amazonas seria o resultado desse processo

(Cunha, 1991).

Ao analisar a rede de drenagem do rio Amazonas as tendências emergentes e subsidentes criam domínios erosivos e deposicionais, respectivamente. A região do Marajó é considerada um domínio subsidente que se desenvolve em um sistema estuarino, onde apresenta um complexo sistema de ilhas, canais, furos, paleodrenagens e baías de evolução recente, desenvolvidas sobre uma região de planícies inundáveis e influenciadas por ciclos de marés semidiurnas. Os altos estruturais mapeados subsuperficialmente, a exemplo do Arco de Gurupá, ocorrem transversalmente ao rio Amazonas e controlam a distribuição sedimentar desde o Cretáceo Superior até o Quaternário (Cunha, 1991).

A região a leste do Arco de Gurupá é considerada uma região subsidente (Saadi, 1993), área onde se enquadra a foz do rio Amazonas. E levando em consideração que o arquipélago marajoara se instalou em meio a um sistema de falhas (Grabens) e com as forças dinâmicas internas da Terra, essas falhas podem ser reativadas e provocarem terremotos, e a depender da sua magnitude e profundidade podem ser sentidos na superfície, como já relatado por moradores da região de Breves, Melgaço, Portel etc. e registrado pelos sismógrafos da RSBR (Assumpção et al., 1983; Miotto, 1993).

O arquipélago do Marajó é uma área ativa do ponto de vista sísmico como mostra a figura 20B, onde pode-se observar uma predominância de abalos sísmicos bem no eixo de onde foi identificado pela primeira vez o maior sistema de paleodrenagem da ilha de Marajó. E no interior dessa paleodrenagem maior outro sistema menor foi identificado (Figura 20C, D). Além disso, uma série de lineamentos morfoestruturais foram interpretados neste trabalho, os quais parecem controlar a região em blocos com padrões ortogonais, e muitos se assemelham à drenagem moderna.

A subsidência na foz do rio Amazonas pode ser um dos elementos que ajuda a explicar o fato de existir um número considerável de paleodrenagens nesta região. Por se tratar de uma área com um gradiente muito baixo e com uma sedimentação muito alta, resultante da maior bacia hidrográfica do mundo, qualquer movimento de desnivelamento de blocos pode desativar as drenagens pré-existentes e ativar a abertura de novas drenagens.

Na margem esquerda da foz do rio Amazonas, parte da sua evolução tem sido associada predominantemente ao afogamento generalizado dessa planície. No entanto, a tectônica teve um papel fundamental nessa construção, facilitando ou não, através do

modelamento do terreno, as incursões marinhas (Silveira, 1998).

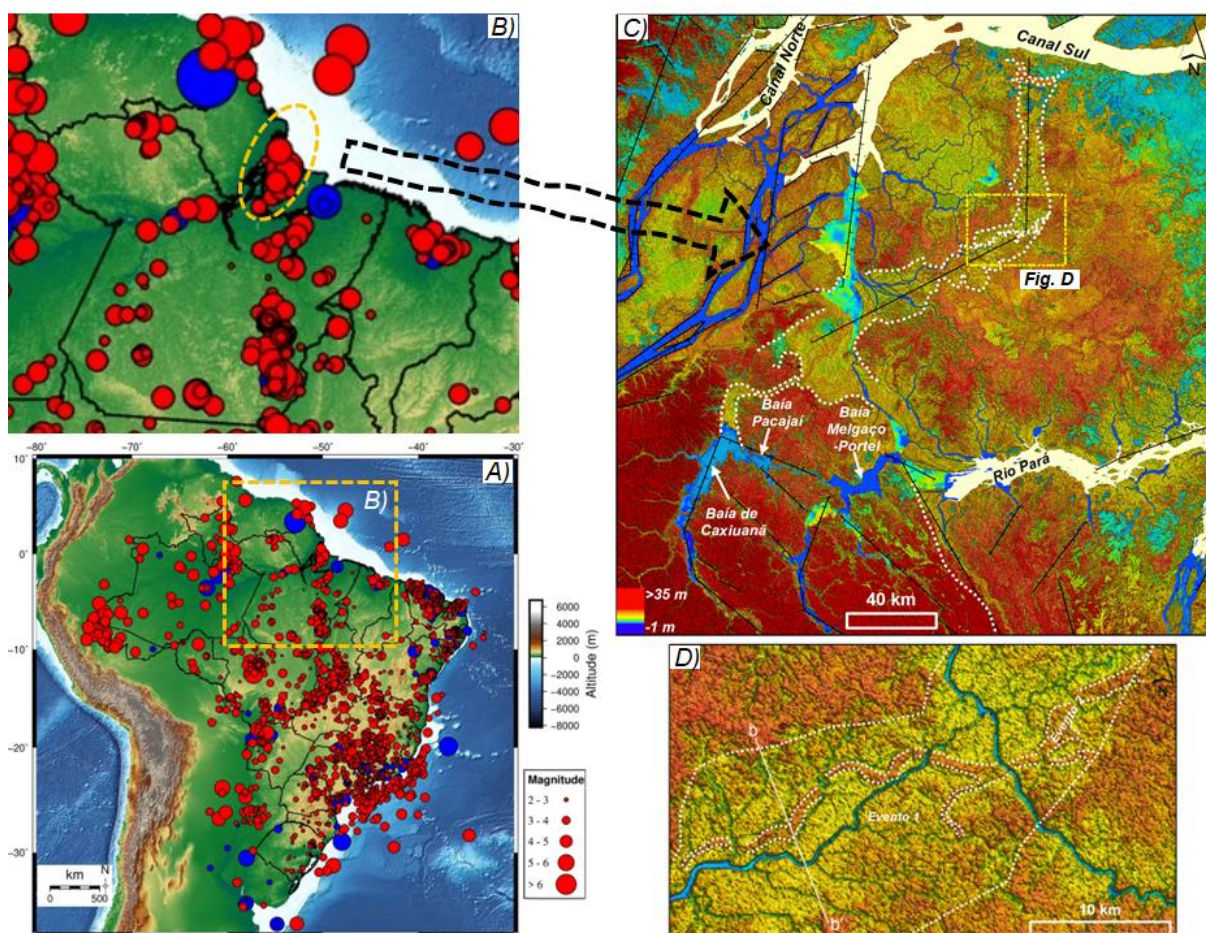


Figura 20: Eventos sísmicos. A) Figura mostrando eventos sísmicos no Brasil. B) Sismicidade em parte da Amazônia e foz do rio Amazonas. C) Mega paleodrenagem mapeada na ilha de Marajó que coincide com o eixo dos abalos sísmicos na área. D) Paleodrenagem menor mapeada dentro do mega sistema. **Fonte:** Figuras A e B provenientes do laboratório LABSIS da UFRN, integrante da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

Por fim, se considerarmos a foz do rio Amazonas como uma extensa planície no passado recente, com suas drenagens fluindo livremente para o mar, e a partir dos eventos de subida do nível do mar essas drenagens foram afogadas e os sedimentos foram depositados no seu leito. Com a queda do nível do mar essas drenagens são erodidas novamente, e posteriormente voltam a ser preenchidas com sedimentos provenientes do moderno rio Amazonas. Outro fato importante a ser considerado nessa evolução são as atividades tectônicas na foz do Amazonas que podem ter ajudado na desativação dessas drenagens.

6. CAPÍTULO – CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

A evolução da foz do rio Amazonas está relacionada aos processos geológicos associados ao movimento de blocos tectônicos controlados por feixes de falhas reativadas durante o Quaternário, às variações do nível do mar e ao suprimento sedimentar nesse mesmo período.

A análise do conjunto de dados utilizados no trabalho permitiu a identificação de três sistemas de paleodrenagens na foz do rio Amazonas. O primeiro sistema está relacionado a paleodrenagens esculpidas em terraços elevados de origem pleistocênica, na margem direita do rio Amazonas, no arquipélago de Marajó.

O segundo sistema de paleodrenagens está encaixado entre antigos terraços pleistocênicos e a planície costeira atual, com *trends* morfológicos N-S e NE-SW. Esses sistemas de paleodrenagens são considerados mega sistemas, e dentro deles ocorre uma segunda geração de paleodrenagens, caracterizadas como segundo evento.

O terceiro sistema corresponde às paleofeições dispostas na planície holocênica, as quais ocorrem nas duas margens da foz do rio Amazonas e nas ilhas da desembocadura dos canais Norte e Sul. Algumas das paleodrenagens desse sistema são recentes, da escala de tempo secular.

As descontinuidades das paleodrenagens da ilha de Marajó, com exceção do paleossistema 2, são reflexos do processo distensivo de separação da ilha do continente, separada por falhas transcorrentes W-E, resultando na mudança de fluxo no baixo curso do rio Tocantins de N-NW para N-NE.

A profusão de paleodrenagens registradas na área de estudo podem ainda estar relacionadas a movimentos neotectônicos comprovados por registros de abalos sísmicos recorrentes na região da foz do Amazonas.

Partindo de todo o arcabouço desenvolvido nesse trabalho de tese, pode-se apontar alguns desdobramentos importantes e inéditos para o desenvolvimento das pesquisas do Quaternário na região, como a sistematização e o mapeamento de novos sistemas de paleodrenagens na região da foz do Amazonas, até então, nunca registrados. Essas informações são mais uma peça do quebra cabeça complexo sobre a evolução da foz do

Amazonas. A partir desse trabalho novos dados podem ser levantados para ajudar a compor o quadro da evolução da região.

A partir dessa pesquisa novos projetos estão sendo desenvolvidos para a região, como o mapeamento de paleodrenagens em subsuperfície a partir da aquisição inédita no Brasil de dados por ressonância magnética nuclear, em parceria com o Serviço Geológico do Brasil, o Instituto de Pesquisa para o Desenvolvimento da França-IRD e a Companhia de Água e Esgotos do Amapá-CAESA. Esse projeto visa a perfuração de poços em campo, nos locais onde foram mapeados paleodrenagens neste trabalho. Esses dados vão ajudar a suprir uma demanda urgente pela prospecção de água potável para muitas comunidades residentes na planície costeira do Amapá que possuem carência de água de qualidade.

Assim este trabalho atinge o ODS 6, dos Objetivos do Desenvolvimento Sustentável, promovido pela Organização das Nações Unidas-ONU, que visa assegurar a disponibilidade e gestão sustentável da água e saneamento para todos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMANN, F. L. Notas sobre a geologia e formação da costa do extremo norte do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, p. 99–111, 1966.
- ALLISON, M.A. Mechanisms of coastal progradation and muddy strata formation adjacent to the Amazon River. USA. 322p. Tese (Doutorado) - Stony Brooks. 1993.
- ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F. P.; BEISL, C. H. The mega capture of the Negro River, Central Amazônia, Brazil: A novel feature revealed by SRTM data. **International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)**, p. 1978–1981, 2007.
- AMARAL, S. E. DO. **Sedimentologia e geologia das camadas perfuradas na região da foz do rio Amazonas**. 1955.
- 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 Petrology**, v. 52, n. 4, p. 1149–1170, 1982.
- ASSUNÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11889-11903. 1992.
- Assumpção, M., Ortega, R., Berrocal, J., Veloso, J.A. O sismo de Codajás. *Rev. Bras. Geof.* 2: 39–44. 1983.
- BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; et al. The M2 tide on the Amazon Shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2283, 1995.
- BEMERGUY, R. L. **MORFOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA REGIÃO DA CALHA DO RIO AMAZONAS**, 1997.
- BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua correlação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 3: 75-97. 1991.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; SOARES JR., A. V. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: E. L. Klein; M. L. Vasque; C. L. T. Rosa (Orgs.); **Contribuição à Geologia da Amazônia**. Soc Bras G ed., p.245–258, 2002. Belém.
- BERTANI, T. DE C.; ROSSETTI, D. DE F.; ALBUQUERQUE, P. C. G. Object-based classification of vegetation and terrain topography in Southwestern Amazonia (Brazil) as a tool for detecting ancient fluvial geomorphic features. **Computers & Geosciences**, v. 60, p. 41–50, 2013.

BEZERRA, I. S. A. A.; 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, n. August, p. 63–78, 2015.

BEZERRA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**, 2003. Belém: Universidade Federal do Pará.

BISWAS, R.; RATHORE, V. S.; KRISHNA, A. P.; SINGH, G.; DAS, A. K. Integration of C-band SAR and high-resolution optical images for delineating palaeo-channels in Nagaur and Barmer districts, western Rajasthan, India. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 194, n. 8, 2022. Springer Science and Business Media Deutschland GmbH.

BOAVENTURA, F. M. C.; NARITA, C. Geomorfologia da folha nA/nb-22-macapá. Projeto RADAM-Levantamento de Recursos Naturais. , 1974.

BRANDÃO, J. A. S. L.; FEIJÓ, F. J. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 91–99, 1994.

CALLEDE, J.; COCHONNEAU, G.; RONCHAIL, J.; et al. The river amazon water contribution to the atlantic Ocean. **Revue des Sciences de l'Eau**, v. 23, n. 3, p. 247–273, 2010. Institut National de la Recherche Scientifique.

CAMPOS, J.N.P. & TEIXEIRA, L.B. Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG/Núcleo Norte, V.5, P. 2161-2172. 1988.

CAPUTO, M. V. Bacia do Amazonas: Estratigrafia, tectônica e magmatismo. , , n. Figura 10, p. 1–52, 2014.

CAPUTO, M. V.; SOARES, E. A. A. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 2, p. 301–328, 2016.

CONTI, L. A. Paleodrenagens na plataforma continental da região de São Sebastião (litoral norte do estado de São Paulo). , v. 2, p. 45–55, 2009.

CONTI, L. A. Paleodrainage Systems. **Drainage Systems**. IntechOpen ed., 2012.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. Tectônica mesozóicocenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro (SP), 1991. Anais. Rio Claro (SP), SBG/Núcleo de São Paulo, P. 108-109. 1991.

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. Arcabouço tectônico Mesozóico-Cenozóico da região da calha do rio Amazonas. *Geociências*, 14(2): 77-103. 1995.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (ed.). 1997. *Contribuições a Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-Núcleo Norte. p.15-90. 1997.
- COSTA, J. B. C.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. DA S. Tectonics and palaeogeography along the Amazon river. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 335–347, 2001.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; et al. Neotectônica Da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos E Depositionais. **Geonomos**, , n. January, 1996.
- COSTA, L. **Sedimentação holocênica no estuário do rio Araguari-AP**, 11. abr. 1996. Belém: Universidade federal do Pará.
- COUTINHO, P. N., MORAIS, J. O. Distribucion de los sedimentos en la Plataforma Continental Norte y Nordeste del Brasil. *Arquivos de Ciências do Mar*. 10(1): 79-90. 1970.
- COURDET, L.; FRAPPA, M.; VIGUIER, C. ; ARIAS, R. Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin of Bolivia. *Tectonophysics*, 243: 277-292. 1995.
- CUNHA, F.M.B. Controle Tectônico-Estrutural na Hidrografia do Alto Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. P. 2267-2277. 1988.
- CUNHA, F.M.B. Morfologia e tectonismo do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. Anais. Belém, SBG. p.193-211. 1991.
- GENSAC, E.; MARTINEZ, J.-M.; VANTREPOTTE, V.; ANTHONY, E.J. Seasonal and inter-annual dynamics of suspended sediment at the mouth of the Amazon river: The role of continental and oceanic forcing, and implications for coastal geomorphology and mud bank formation. *Continental Shelf Research*, 118, 49-62. 2016.
- DAVIES, J. L. **Geophysical variation in coastal development**. Longman ed. New York: Longman, 1973.
- DRISCOLL, N. W.; KARNER, G. 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.

- FIGUEIREDO, J. J. P.; ZALÁN, P. V.; SOARES, E. F. Bacia da foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 2007.
- FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 566–576, 2011. Disponível em: <www.sbgeo.org.br>.
- GHONEIM, E.; BENEDETTI, M.; EL-BAZ, F. An integrated remote sensing and GIS analysis of the Kufrah Paleoriver, Eastern Sahara. **Geomorphology**, v. 139–140, p. 242–257, 2012. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.025>>.
- GOUDIE, A. S. The drainage of Africa since the Cretaceous. **Geomorphology**, v. 67, n. 3–4, p. 437–456, 2005.
- GRABERT, H. Das Amazonas-Entwaesserungssystem in Zeit und Raum. **Geologische Rundschau**, v. 72, n. 2, p. 671–683, 1983.
- GUERRA, A. T. Alguns aspectos geomorfológicos do litoral amapaense. **Boletim Geográfico**, v. 9, n. 98, p. 167–178, 1951.
- GUPTA, N.; KLEINHANS, M. G.; ADDINK, E. A.; ATKINSON, P. M.; CARLING, P. A. 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. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.038>>.
- HARRISON, S.; SMITH, D. E.; GLASSER, N. F. Late Quaternary meltwater pulses and sea level change. **Journal of Quaternary Science**, v. 34, n. 1, p. 1–15, 2019.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SE DO BRASIL., 1, Belo Horizonte, 1990. Anais. Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. nº 11: 1-31. 1990.
- HAYAKAWA, ERICSON H.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 297, n. 1–2, p. 262–270, 2010. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.028>>.
- HAYAKAWA, ERICSON HIDEKI; ZANI, H.; DE OLIVEIRA, C.; et al. Identificação de paleocanais na Bacia Amazônica a partir de dados de Sensoriamento Remoto. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1, p. 20–32, 2010.
- HOORN, C.; BOGOTÁ-A, G. R.; ROMERO-BAEZ, M.; et al. The Amazon at sea: Onset and stages

of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. **Global and Planetary Change**, v. 153, p. 51–65, 2017.

HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G. A.; LORENTE, M. A. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. **Geology**, v. 23, n. 3, p. 237–240, 1995.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 56, n. 3, p. 275–370, 1945.

IRION G, MELLO JASN, MORAIS J, PIEDADE MTF, JUNK WJ, GARMING L. Development of the Amazon valley during the middle to late Quaternary: Sedimentological and climatological observations. In Amazonian Floodplain Forests, Caldwell M.M., Heldmaier G, Jackson R.B., Lange O.L, Mooney HA, Schulze ED, Sommer U (eds): Dordrecht; 27–42. 2010.

JARDIM, K. A. **EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DO CINTURÃO LACUSTRE MERIDIONAL, PLANÍCIE COSTEIRA DO AMAPÁ, COSTA AMAZÔNICA, BRASIL.**, 2015. Universidade Federal do Rio Grande. Disponível em: <<http://weekly.cnbnews.com/news/article.html?no=124000>>. .

JARDIM, K. A.; SANTOS, V. F. DOS.; SILVA, J. P. F. DA.; FIGUEIREDO JR., A. G. F. Evolução de paleoestuário a norte da foz do rio Amazonas. In: Programa de Geologia e Geofísica Marinha (Org.); Anais do II Simpósio Brasileiro de Geologia E Geofísica Marinha [recurso eletrônico] . **Anais...** . p.119–119, 2019. Rio de Janeiro.

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, 2015.

JARDIM, K. A.; SANTOS, V. F. DOS; DE OLIVEIRA, U. R. Paleodrainage Systems and Connections to the Southern Lacustrine Belt applying Remote Sensing Data, Amazon Coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 85, p. 671–675, 2018a. Disponível em: <<http://www.bioone.org/doi/10.2112/SI85-135.1>>. .

JARDIM, K. A.; SANTOS, V. F. DOS; DE OLIVEIRA, U. R. Paleodrainage Systems and Connections to the Southern Lacustrine Belt applying Remote Sensing Data, Amazon Coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**. **Anais...** . v. 85, p.671–675, 2018b. Coastal Education Research Foundation Inc.

LAMBECK, K.; ROUBY, H.; PURCELL, A.; SUN, Y.; SAMBRIDGE, M. Sea level and global ice

volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 111, n. 43, p. 15296–15303, 2014.

LEHNER, B.; VERDIN, K.; JARVIS, A. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. **Eos**, v. 89, n. 10, p. 93–94, 2008.

LENTZ, S. J. The Amazon River Plume during AMASSEDS: Subtidal current variability and the importance of wind forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2377, 1995.

LIMA, M. I. C. DE.; MONTALVÃO, R. M. G. DE.; ISSLER, R. S.; et al. Geologia: Folha Na/NB.22-Macapá. In: MME; DNPM (Orgs.); **Projeto Radam - Levantamento de Recursos Naturais**. v. 6, 1974. Rio de Janeiro.

MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. DE F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 1, p. 1–13, 2009.

Disponível em: <www.sbgeo.org.br>. .

MASLIN, M.; KNUTZ, P.C.; RAMSAY, T. Millennial-scale sea-level control on avulsion events on the Amazon Fan. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3338–3345. 2006.

MASLIN, M. A. Review of the timing and causes of the Amazon-fan mass transport and avulsion deposits during the latest Pleistocene. In SEPM (Ed.), *External Controls on Deep-Water Depositional Systems* (Vol. 92, pp. 133-144): SEPM. 2009.

MCCAULEY, J. F.; SCHABER, G. G.; BREND, C. S.; et al. Subsurface Valleys and Geoarcheology of the Eastern Sahara Revealed by Shuttle Radar. **American Association for the Advancement of Science**, v. 218, n. 4576, p. 1004–1020, 1982. Disponível em:

<<http://about.jstor.org/terms>>. .

MCCAULEY, J. F.; BREED, C. S.; SCHABER, G. G.; et al. Paleodrainages of the Eastern Sahara-The Radar Rivers Revisited (SIR-A/B Implications for a Mid Tertiary Trans-African Drainage System). **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. GE-24, n. 4, p. 624–648, 1986.

MCHUGH, W. P.; MCCAULEY, J. F.; HAYNES, C. V.; BREED, C. S.; SCHABER, G. G. Paleorivers and geoarchaeology in the southern Egyptian Sahara. **Geoarchaeology**, v. 3, n. 1, p. 1–40, 1988.

MERCIER, J.L.; SEBRIER, M.; LAVENU, A.; CABRERA, J.; BELLIER, O.; DUMONT, J.F.; MACHARE, J. Changes in the tectonic regime above a subduction zone on Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97:

11945-11982. 1992.

MENDES, A. **Estudo Sedimentológico e Estratigráfico de Sedimentos Holocênicos da Costa do Amapá**, 21. fev. 1994. Belém: Universidade Federal do Pará.

MILLIMAN, J.D.; SUMMERHAYES, C.P.; BARRETTO, H.T. Quaternary Sedimentation on the Amazon Continental Margin: A Model. *Geological Society of America Bulletin*. 86: 610-614. 1975.

MILLIMAN, J.D., BUTENKO, J., BARBOT, J.P., HEDBERG, J. Depositional patterns of modern Orinoco and Amazon muds on the Northern Venezuelan shelf: *Journal of Marine Research*, v. 40, p. 643–657. 1982.

Miotto, J.A. Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Doctoral Thesis, Univ. Estadual de São Paulo, Rio Claro, São Paulo. 1993.

NITTROUER, C.A.; DeMASTER, D.J. Sedimentary processes on the Amazon continental shelf: past, present and future research. *Continental Shelf Research*, 6(1-2), 5-30. 1986.

NITTROUER, C.A.; De MASTER, D.J. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river. *Continental Shelf Research*. 16 (5/6): 553-573. 1996.

PAILLOU, P.; LOPEZ, S.; MARAIS, E.; SCIPAL, K. Mapping Paleohydrology of the Ephemeral Kuiseb River , Namibia , from Radar Remote Sensing. **Water**, v. 12, n. 5, p. 1–13, 2020.

PAILLOU, P.; SCHUSTER, M.; TOOTH, S.; et al. Mapping of a major paleodrainage system in eastern Libya using orbital imaging radar: The Kufrah River. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 277, n. 3–4, p. 327–333, 2009. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.029>>. .

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.

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. 5–6, p. 331–344, 1997.

PUJOS, M., BOUYASSE, P., PONS, J.-C. Sources and distribution of heavy minerals in Late Quaternary sediments of the French Guiana continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 10, 59–79.

1990.

RASHID, M. B.; HABIB, M. A.; KHAN, R.; ISLAM, A. R. M. T. Land transform and its consequences due to the route change of the Brahmaputra River in Bangladesh.

International Journal of River Basin Management, v. 0, n. 0, p. 1–13, 2021. Taylor & Francis. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/15715124.2021.1938095>>. .

ROBINSON, C. A.; EL-BAZ, F.; AL-SAUD, T. S. .; JEON, S. . Use of radar data to delineate paleodrainage leading to the Kufra Oasis in the eastern Sahara. **Journal of African Earth Sciences**, v. 44, p. 229–240, 2006.

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. M.; VALERIANO, M. Applying SRTM topographic data to characterize a Quaternary paleovalley in northern Brazil. , 2007. Disponível em: <<http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>>. .

ROSSETTI, D. F. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. **Earth-Science Reviews**, v. 139, p. 362–389, 2014. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.009>>. .

ROSSETTI, DILCE F.; GÓES, A. M. Late Quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. **Annals of the Brazilian Academy of Science**, v. 80, n. 3, p. 579–593, 2008. Disponível em: <www.scielo.br/aabc>. .

ROSSETTI, DILCE F.; GÓES, A. M. Late Quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 80, n. 3, p. 579–593, 2008.

ROSSETTI, D. 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.; THALES, M. An abandoned estuary within Marajó Island: Implications for late quaternary paleogeography of northern Brazil. **Estuaries and Coasts**, v. 30, n. 5, p. 813–826, 2007. Estuarine Research Federation.

RUBIO-SANDOVAL, K.; ROVERE, A.; CERRONE, C.; et al. A review of last interglacial sea-level

- proxies in the western Atlantic and southwestern Caribbean, from Brazil to Honduras. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 10, p. 4819–4845, 2021.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretações preliminares. *Geonomus*, 1(1): 1-15. 1993.
- SANTANA, L. DE O. **Uso de sensoriamento remoto para identificação e mapeamento do paleodelta do Macarry, Amapá**, 2011. Belém: UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ.
- SANTOS, V. F. DOS.; POLIDORI, L.; SILVEIRA, O. F. M. DA.; FIGUEIREDO JR., A. G. DE. Aplicação de dados multisensor (SAR e ETM+) no reconhecimento de padrões de uso e ocupação do solo em costas tropicais – costa amazônica, Amapá, Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 1, p. 39–55, 2009.
- SANTOS, V. F. DOS. **Ambientes costeiros amazônicos: avaliação de modificações por sensoriamento remoto**, 2006. Niterói: UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE.
- SANTOS, V. F.; VITAL, H.; MENDES, A.; et al. A PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESTADO DO AMAPÁ.
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3): 151-164. 1995
- SILVEIRA, O. **A Planície Costeira do Amapá: Dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias.**, 1998.
- SILVEIRA, O. F. M. DA.; SANTOS, V. F. DOS. **Aspectos Geológicos-Geomorfológicos Região Costeira Entre o Rio Amapá Grande e a Região dos Lagos do Amapá**. 2006.
- SOUZA, E. **GEOLOGIA DA REGIÃO COSTEIRA DO AMAPÁ COM ÊNFASE NA ESTRATIGRAFIA, MORFOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA**, fev. 2010. BELÉM: Universidade Federal do Pará.
- SOUZA, L. S. B. **EVIDÊNCIAS TECTÔNICAS NO LESTE DA ILHA DO MARAJÓ: INTEGRAÇÃO DE DADOS MORFOESTRUTURAIS Dedicado Aos meus pais (Agenor & Maria)**, 2010.
- SOUZA, L. S. B.; ROSSETTI, D. D. F. Caracterização Da Rede De Drenagem Na Porção Leste Da Ilha Do Marajó E Implicações Tectônicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 69–83, 2011.
- SOUZA FILHO, P.W.M. Oscilações do Nível do Mar na Plataforma Continental do Amazonas. Trabalho de Conclusão do Curso Geologia. Universidade Federal do Pará. 1993.
- TORRES, A.M., Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil. *Berichte-Reports, Geol. PalaKont. Inst.Univ. Kiel*, Vol. 82, 145p. 1997.

- VALERIANO, M. DE M.; ROSSETTI, D. DE F. Topographic modeling of Marajó island with SRTM data. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, n. 1, p. 53–64, 2008. Disponível em: <www.ugb.org.br>. .
- VILLEGAS, J. M. **Geologia estrutural da Bacia de Marajó**, 1994. Belém: Universidade Federal do Pará.
- VILLWOCK, J. A. A costa brasileira: geologia e evolução. **Notas técnicas**, v. 7, p. 38–49, 1994.
- VITAL, H. Sedimentology of the Lowermost Amazon (Rio Xingu - Macapa) and the Estreitos de Breves - Brazil. (PhD), Christian-Albrechts-Universität, Kiel. 1996.
- VITAL, H.; STATTEGGER, K. Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*. 72(1): 53-60. 2000.
- ZEMBRUSCKI, S.G.; GORINI, M.A.; PALMA, J.J.C.; COSTA, M.P.A. Fisiografia e Distribuição dos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental Norte Brasileira. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 14, p. 127-155. 1971.
- YANG, X.; DAMEN, M. C. J.; VAN ZUIDAM, R. A. Satellite remote sensing and GIS for the analysis of channel migration changes in the active Yellow River Delta, China. **ITC Journal**, v. 1, n. 2, p. 146–157, 1999.

ANEXO

Novos *insights* sobre a evolução holocênica a norte da foz do rio Amazonas

New insights into Holocene evolution north of the mouth Amazon River

Kerly Araújo Jardim^{ab}, Valdenira Ferreira dos Santos^b, Alberto Garcia Figueiredo Júnior^c,
Ulisses Rocha de Oliveira^c, João Paulo Ferreira da Silva^{da}, Lidiane Araújo^e

^aLaboratório de Geologia e Geofísica Marinha – LAGEMAR, UFF - Campus Praia Vermelha;

^bLaboratório de Sensoriamento Remoto e Análises Espaciais Aplicado a Ecossistemas Aquáticos

– LASA, IEPA – Campus Fazendinha; ^cLaboratório de Geomorfologia e Recursos Hídricos,

FURG, Campus Carreiros; ^dLaboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento

Ambiental – GGEMMA, UFRN – Campus Universitário, ^eInstituto Nacional de Pesquisas

Espaciais - INPE

^akerlyjardim@id.uff.br, ^bvaldenirafferreira@gmail.com,

^aafigueiredo@id.uff.br, ^cjp.fsilva@yahoo.com, ^culissesoliveira@furg.br,

^clidianelimadearaujo@gmail.com

Resumo

O trabalho apresenta novos *insights* sobre a evolução quaternária ao norte da foz do rio Amazonas, na região do Cabo Norte, a partir de dados sedimentológicos, sísmica de alta resolução, datação C¹⁴ e cartografia histórica que permitiram a reconstrução de parte da região. Antigos sistemas de rios são identificados abaixo de uma paleosuperfície da transgressão Pré-Holocênica, representativa de uma incisão quando o nível do mar esteve 20 m abaixo do atual. A superfície de incisão Pré-Holocênica foi reconhecida na sequência sísmica. Nas fácies sedimentares os depósitos de flutuações do nível do mar no Quaternário foram reconhecidos correspondentes a fase Comowine identificada nas costas da Guiana Francesa e Suriname. A maior parte dos lagos se desenvolveram durante o Holoceno, e são resíduos de antigas drenagens que cortavam a planície costeira. O registro em cartas históricas do século XVIII leva a crer que o lago dos Botos representa um grande canal que separava a ilha Carpori da porção continental. O trabalho permitiu identificar também uma paleosuperfície do Pleistoceno Superior no interior da planície de inundação do rio Amazonas.

Palavras-chave: Foz do Amazonas; Holoceno; Evolução costeira; Sísmica de alta resolução; Lagos

Abstract

The work presents new insights into the Quaternary evolution north of the mouth of the Amazon River, in the Cabo Norte region, from sedimentological data, high resolution seismic, C¹⁴ dating, and historical cartography that allowed the reconstruction of part of the North Cape region. Ancient river systems are identified below a paleosurface of the Pre-Holocene transgression, representative of an incision when sea level was 20 m below current. The Pre-Holocene incision surface was recognized in the seismic sequence. In the sedimentary facies, the deposits of sea-level fluctuations in the Quaternary were recognized corresponding to the Comowine phase identified on French Guiana and Suriname coasts. Most lakes developed during the Holocene and are residues of ancient drainages that cut through the coastal plain. The record in historical charts from the 18th century suggests that the Botos lake represents a large channel that separated Carpori Island from the mainland. The work also allowed the identification of an Upper Pleistocene paleosurface in the interior of the Amazon River floodplain.

Keywords: Amazon mouth; Holocene; Coastal evolution; Seismic high resolution; Lakes

1. Introdução

A planície costeira amazônica ao norte da foz do rio Amazonas tem sua gênese relacionada às hipóteses de subida e descida do nível do mar e a processos neotectônicos regionais (Silveira 1998, Mendes 1994). Por se tratar de uma região de baixo relevo a mesma possui influência do sistema de dispersão do rio Amazonas.

A interação desses processos teria resultado na formação de uma emaranhada rede de paleodrenagens, paleoilhas, paleolinhas de costa e sistemas lacustres (Silveira e Santos 2006, Jardim et al. 2015, Jardim et al. 2018). Alguns lagos seriam feições resultantes da coalescência de ilhas costeiras ao continente (Santos, 2006) e de meandros abandonados de antigas drenagens (Guerra 1952, Boaventura & Narita 1974, Silveira 1998). A maioria dos lagos apresentam feições em formato *ox-bow* (Boaventura & Narita 1974). Esses meandros abandonados registrariam um sistema de drenagens que foram desorganizadas devido a processos neotectônicos com basculamento de blocos na região do Cabo Norte, para sul (Silveira, 1998).

Junto com a hipótese de controle tectônico, o evento de Transgressão Holocênica e os processos de colmatação teriam sido determinantes para a formação dos lagos.

Apesar dos esforços de pesquisas, a evolução desses lagos e da região adjacente ainda não foi devidamente esclarecida. O principal objetivo deste trabalho é apresentar novos *insights* da evolução holocênica na região costeira oeste do Cabo Norte, ainda pouco conhecida, a partir da análise de dados coletados em campo e disponíveis na literatura regional.

1.1. Área de estudo

A área de estudo está localizada a norte da foz do rio Amazonas, na região denominada de Cabo Norte, a oeste da Bacia Marítima da Foz do rio Amazonas (Figura 1). Encontra-se em contato com o Planalto Costeiro (Jardim et al. 2015) e as rochas do embasamento cristalino pertencente ao Escudo das Guianas

(Souza, 2010).

O Planalto Costeiro possui altitudes em torno de 20 metros na região (BRADAR, 2017) e se estabelece sobre sedimentos pleistocênicos da Formação Itauba (Bezerra et al. 2015) e sobre o embasamento cristalino (Souza 2010). A planície costeira é formada por sedimentos argilosos constituindo os depósitos holocênicos (Mendes, 1994), com altitudes variando em torno de 1 a 7 metros (Rabus et al. 2003).

A planície costeira da região do Cabo Norte foi classificada por Jardim et al. 2015 em cinco unidades morfológicas, a saber: o Planalto Costeiro (Esp), a Planície Flúviomarina Permanentemente Inundada (Apfmi), a Planície Flúviomarina (Apfm), Planície Flúvio Estuarina (Apfe) e a Planície Fluvial Colmatada Influenciada por Maré (Apfcm). A Apfcm é caracterizada por formas de acumulação plana, sujeitas a inundações periódicas pelo regime das marés, é marcada pela presença de vários lagos, em sua maioria com formato *ox bow*. Sua altitude varia em torno de 1 metro (Rabus et al. 2003) (Figura 1).

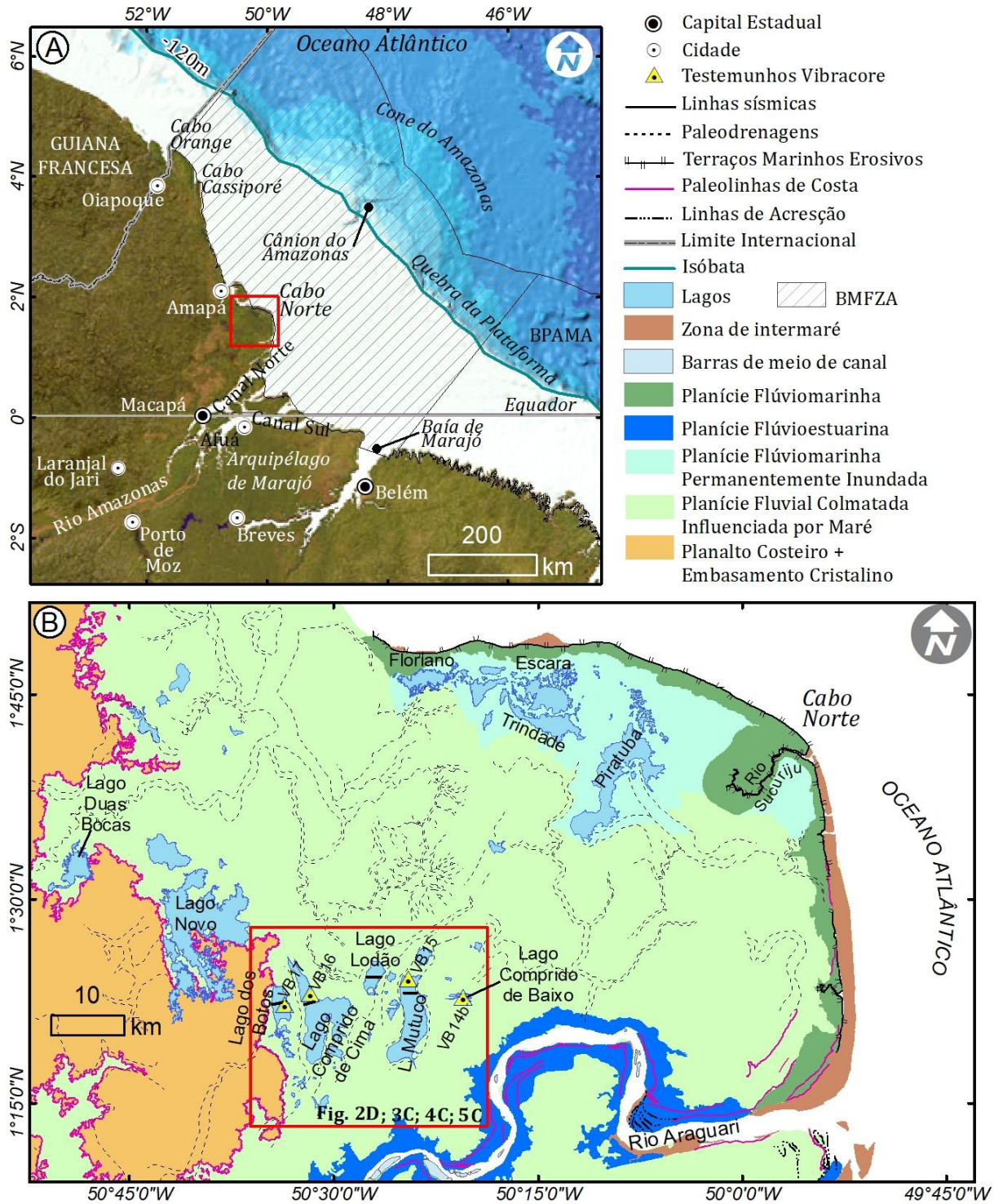
No interior dessa planície três sistemas de lagos foram classificados por Silveira (1998) como cinturões lacustres: Cinturão Lacustre Oriental (CLOr), Cinturão Lacustre Ocidental (CLOc) e Cinturão Lacustre Meridional (CLM). Esse último foi o objeto de investigação deste trabalho.

A região do CLM é formada pelos lagos dos Botos, Comprido de Cima, Lodão, Mutuco e Comprido de Baixo (Figura 1). Os lagos apresentam direções predominantemente N-S, NE-SW e E-W (Jardim et al. 2018), a mesma orientação dos lineamentos regionais identificados por Souza (2010). Os lagos possuem formas variadas, mas sempre alongados e com maior extensão (máximo de 36 km) no sentido N-S. A exceção se dá no lago Comprido de Baixo que mostra alongamento na direção E-W (Figura 1).

Os lagos são interconectados durante o período chuvoso (dezembro a maio) (Santos, 2006) quando as precipitações alcançam

média de 2.300 mm/ano nesses meses (Ramos et al. 2009). A profundidade dos lagos varia de 1 a 2 m.

Figura 1: Localização da área de estudo. A) Região do Cabo Norte, no contexto da Plataforma Continental da Foz do Amazonas. B) Cinturão Lacustre Meridional no contexto morfológico da região do Cabo Norte, a norte da foz do rio Amazonas. Modificado de Jardim et al. (2015).



2. Material e Métodos

2.1. Evidências da Evolução Holocênica

As evidências da evolução holocênica foram identificadas a partir da análise de dados cartográficos e da arquitetura das camadas de subsuperfície dos lagos, registradas em dados sísmicos de alta resolução e testemunhos sedimentares.

As evidências cartográficas foram examinadas a partir da análise de uma carta histórica de 1798 cartografada por José Simões de Carvalho, adquirida no Arquivo Histórico do Exército Brasileiro (AHEX). A carta documenta a antiga fisiografia costeira, mostrando o registro de uma ilha denominada Carpori, separada da costa por um séquito de lagos. Foi utilizado também um Modelo de Elevação do Terreno (MDE) da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (Rabus et al. 2003) adquirido em fevereiro de 2000, com grade de 30 m para registrar a diferença de altitude dos lagos no terreno. Vale ressaltar que esses dados possuem influência da cobertura vegetal devido a banda utilizada para confecção do modelo (banda C), representando apenas um modelo de superfície e não um modelo de elevação do terreno. Isso serviu apenas como elemento de comparação entre a superfície dos lagos.

Os dados sísmicos são provenientes de quatro perfis sísmicos que perfazem 7.954 km, coletados nos lagos dos Botos, Comprido de Cima, Lodão e Mutuco (Tabela 1). Os perfis foram coletados com o sistema de fonte ressonante Strata Box, que opera em módulo de transdutor com frequência nominal fixa de 10 kHz. Durante a coleta, o sistema foi conectado a um Sistema de Posicionamento Global (GPS) para indicar a posição e o trajeto dos perfis.

Tabela 1. Extensão e localização inicial e final dos perfis sísmicos utilizados no trabalho.

Local	Extensão (km)	Lat./Long. Inicial	Lat./Long. Final
-------	---------------	--------------------	------------------

Lago dos Botos	2,50	1,368884/ -0,575849	1,372075/ -50,554907
Lago Comprido de Cima	1,57	1,372238/ -0,521795	1,372718/ -50,482090
Lago Lodão	1.78	1,404920/ -0,458905	1,404232/ -50,443769
Lago Mutuco	2.09	1,382930/ -0,414319	1,383183/ -0,397193

As linhas sísmicas foram coletadas perpendicular à orientação das paleodrenagens e dos lagos. O objetivo do levantamento sísmico foi de entender o arranjo arquitetural dos sistemas de paleodrenagens mapeadas nas imagens de sensores remotos. O processamento dos dados sísmicos seguiu um fluxo de 5 etapas, sendo realizado no programa REFLEX WIN 9.1. A primeira etapa foi a importação das linhas sísmicas para o programa, seguindo-se de um filtro de frequência do tipo passa-banda, com o intuito de retirar os ruídos de baixa e alta frequência e evidenciando a frequência nominal da fonte. Ainda, aplicou-se o ganho de divergência esférica, para compensar a diluição da energia com a propagação da onda acústica. Por fim, converteu-se as coordenadas de Geográfica para UTM e as linhas sísmicas foram exportadas no formato SEG-Y.

A interpretação dos resultados foi realizada considerando a alta frequência e amplitude, o que permitiu identificar as superfícies estratigráficas e a delimitação das unidades sísmicas.

Os testemunhos sedimentares foram coletados através do sistema *vibracore* (Laneski et al. 1979) e tiveram o objetivo de aferir as informações sísmo estratigráficas. A localização da coleta dos testemunhos (Tabela 2) considerou o mapeamento da rede de paleodrenagem emersa a partir das imagens de

sensores remotos e a localização dos perfis sísmicos. Em laboratório os testemunhos foram subdivididos em intervalos de 40 cm e cortados em duas seções longitudinais. As sessões foram descritas macroscopicamente, onde foram estabelecidas as unidades e fácies sedimentares a partir da metodologia de Figueiredo Junior *et al.*, (2023).

Em cada testemunho foi coletada uma amostra para datação através do método radiocarbônico (C^{14}). As amostras foram coletadas na base dos testemunhos (para determinar a idade mais antiga da sequência sedimentar recuperada) e em intervalos dos sedimentos acima do topo e abaixo da base de depósitos de turfa (Tabela 2).

Tabela 2: Localização dos testemunhos sedimentares, extensões e identificação dos intervalos de datações C^{14} .

Testemunhos	Prof. (cm)	Lat./ Long.	Datação
VB14b Lago Comprido de Baixo	224	1,380780/ -0,337326	222-224 cm, base 9750 +/- 40 BP
VB15 Lago Mutuco	181	1,402909/ -50,411106	109-111 cm, topo turfa 430 +/- 30 BP 128-131 cm, base turfa 1720 +/- 30 BP 179-181 cm, base testemunho 8920 +/- 30 BP
VB16 Lago Comprido de Cima	201	1,380345/ -50,525138	199-201 cm, base 8460 +/- 30 BP
VB17 Lago dos Botos	358	1,372872/ -50,558517	356-358 cm, base 3920 +/- 30 BP

2.2. Correlação dos Dados

Os resultados das análises das fácies sísmicas, fácies sedimentares e as datações por C^{14} foram integradas em perfis associados.

Todos os resultados foram integrados em um Sistema de Informações Geográficas (SIG) ao mapa morfológico de Jardim *et al.*, 2015, e um Modelo Digital de Elevação do Terreno (DEM) proveniente do novo conjunto de dados da topografia global MERIT DEM (Yamazaki *et al.* 2017), que consiste no aprimoramento da remoção de erros sistemáticos associados aos dados DEM da missão SRTM.

3. Resultados

3.1 Unidades Sísmicas

Foram identificadas cinco unidades sísmicas (UA, UB, UC, UD, UE) e quatro superfícies sismo estratigráficas (SE1, SE2, SE3, SE4).

A UA (Figuras 3 e 4) foi identificada nas linhas sísmicas dos lagos Comprido de Cima (Figura 3) e Lodão (Figura 4). É a unidade sísmica mais profunda, encontrada entre 8 e 20 m de profundidade abaixo do fundo do lago. Os refletores internos apresentam padrão caótico e reflexão *free*. O topo é delimitado pela SE1 que marca uma superfície erosiva e limita a base da UB. A base da unidade não pôde ser identificada nos perfis sísmicos.

A SE1 apresenta profundidade variável entre 8 e 20 metros nos perfis dos lagos Comprido de Cima e Lodão. Nesse último, a SE1 é marcada por uma superfície erosiva em quase toda sua extensão por mais de 1 km (Figura 4 B).

A UB (Figuras 2, 3 e 4) é delimitada no topo pela SE2 e na base pela SE1. É encontrada localmente nos perfis sísmicos do lago dos Botos (Figura 2), Comprido de Cima (Figura 3) e Lodão (Figura 4). Sua espessura varia de 3 a 16 m e possui profundidade máxima de 19 m. Os refletores internos apresentam padrões caóticos e *free*. No perfil dos Botos apresenta feições de preenchimento

de canal com formas sigmoidais e limites *onlap* e *downlap*. No lago Comprido de Cima e Lodão a unidade é marcada por estruturas erosivas.

A superfície sísmo estratigráfica SE2 (Figuras 2, 3 e 4) limita as unidades UB e UC. Essa superfície é encontrada localmente nas linhas sísmicas dos lagos dos Botos, Comprido de Cima e Lodão. Sua profundidade varia entre 4,5 m e 8 m. É truncada de forma erosiva pelos refletores da UB no lago dos Botos.

A UC (Figuras 2, 3, 4 e 5) é delimitada no topo pela SE3 e na base pela SE2. Está presente nos perfis sísmicos de todos os lagos. Apresenta profundidade máxima de 8 m e espessura variável de 2 a 4 m. Sua geometria interna é caracterizada pelo padrão rítmico plano paralelo e por vezes caótico e descontínuo. No lago Comprido de Cima os refletores possuem leve inclinação no sentido leste.

A superfície SE3 (Figuras 2, 3, 4 e 5) é sobreposta pela UD. Essa superfície é encontrada em todas as linhas sísmicas, e apresenta profundidade em torno de 2 m.

A UD (Figuras 2, 3, 4 e 5) é encontrada em todos os perfis sísmicos, limitada pelas superfícies SE4 e SE3. Sua geometria interna é caracterizada por refletores *free*, plano paralelos e por vezes descontínuos. Apresenta espessura aproximada de 1 m e profundidade máxima em torno de 2,5 m abaixo da superfície dos lagos.

A superfície SE4 (Figuras 2, 3, 4 e 5) está presente em todas as linhas sísmicas a uma profundidade aproximada de 1 m.

A UE (Figuras 2, 3, 4 e 5) é a unidade mais rasa em todos os perfis. Suas feições sísmicas são marcadas por refletores *free* e por vezes descontínuos, com espessura e profundidade média de 1 m. A unidade constitui o atual substrato dos lagos que apresentam profundidade de lâmina de água menor que 1 m.

3.2 Fácies Sedimentares

A sequência dos testemunhos analisados demonstrou a presença de 6 fácies sedimentares para a região do CLM.

A fácies Argila Maciça com Matéria Orgânica (Amo) está presente no lago dos Botos, no intervalo de 0 a 11 cm e no lago Mutuco, nos intervalos de 105 a 111 cm e 128 a 148 cm. É composta por sedimentos argilosos de coloração cinza claro médio (*medium light gray N 6*), que indica influência da matéria orgânica da superfície (Figura 6).

A fácies Turfa (T) apresenta coloração marrom escura (*brownish black 5 YR 2/1*). Está presente no lago dos Botos no intervalo de 11 a 25 cm. No lago Mutuco ela ocorre no topo da sequência (0 a 20 cm) e no intervalo de 111 a 128 cm. As duas camadas apresentam base erosiva.

A fácies Silte e Areia Muito Fina com Laminação Plano Paralela (SAp) está presente no lago dos Botos, Comprido de Cima e Comprido de Baixo. Sua estrutura é caracterizada por laminação plano paralela milimétrica, definida principalmente pela variação de coloração entre as lâminas, que oscilam entre cinza claro (*light gray N 7*) e cinza escuro (*dark gray N 3*), devido a menor ou maior concentração de silte, respectivamente. Os níveis arenosos são contínuos e lenticulares. Em algumas porções as lâminas arenosas apresentam um padrão de afinamento para o topo.

Estruturas de fluidização estão presentes na forma de suaves ondulações que perturbam o sedimento. Nos testemunhos, VB 17 e VB 14b, à medida que se aproxima da base da seção a coloração dos sedimentos fica mais escura em função da presença de minerais pesados. Estruturas pontuais de marcas de madeira carbonizada e oxidação, também são observados ao longo das seções.

A fácies Silte e Argila com Matéria Orgânica (SAmo) está presente nos lagos Comprido de Cima e Comprido de Baixo. Apresenta coloração cinza médio escuro

(*medium gray N 4*) com laminações milimétricas de detritos orgânicos ou como pedaços de madeira carbonizada que ocorrem dispersos em algumas sequências dos testemunhos. No lago Comprido de Cima a fácies SA_{mo} ocorre de 0 a 77 cm, e sua base é marcada por um hiato deposicional e no lago Comprido de Baixo o pacote sedimentar está presente entre 0 e 18 cm (Figura 6).

A fácies Silte Argila (SA), sem estruturas aparentes, com coloração cinza médio claro (*medium light gray N 6*), está presente nos lagos dos Botos (314 a 358 cm) e Mutuco (148 a 181 cm).

A fácies Argila e Silte (ASp) está presente no lago Mutuco, no intervalo de 20 a 105 cm, caracterizada por intercalações lenticulares de silte dentro das argilas formando estruturas plano paralelas. Apresentam coloração cinza médio claro (*medium light gray N 6*).

Figura 2: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar no lago dos Botos. A) Perfil sísmico A-A' (direção W-E) sem interpretação; B) Interpretação do perfil com as unidades e superfícies sísmo estratigráficas e localização do testemunho VB17; C) Detalhe da interpretação da seção sísmica com refletores de superfícies inclinadas indicando migração lateral e depósitos de preenchimento de canal; D) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2015) com indicação da localização do lago dos Botos, do perfil sísmico e do testemunho.

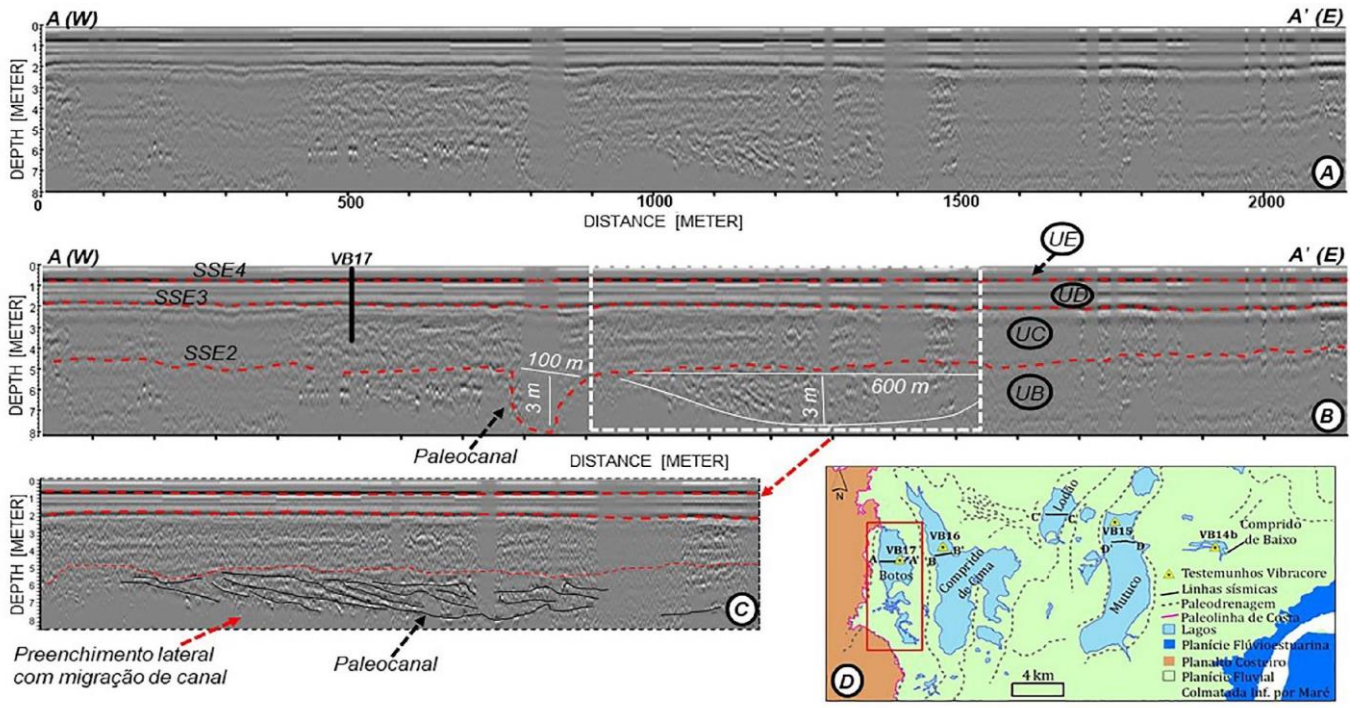


Figura 3: Localização do perfil sísmico e testemunho sedimentar do lago Comprido de Cima. A) Perfil sísmico B-B' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sísmo estratigráficas destacando as feições plano paralelas na UC e superfícies erosivas do Pleistoceno superior na UB; C) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2015) com indicação da localização do lago Comprido de Cima, do perfil sísmico B-B' e do testemunho VB16.

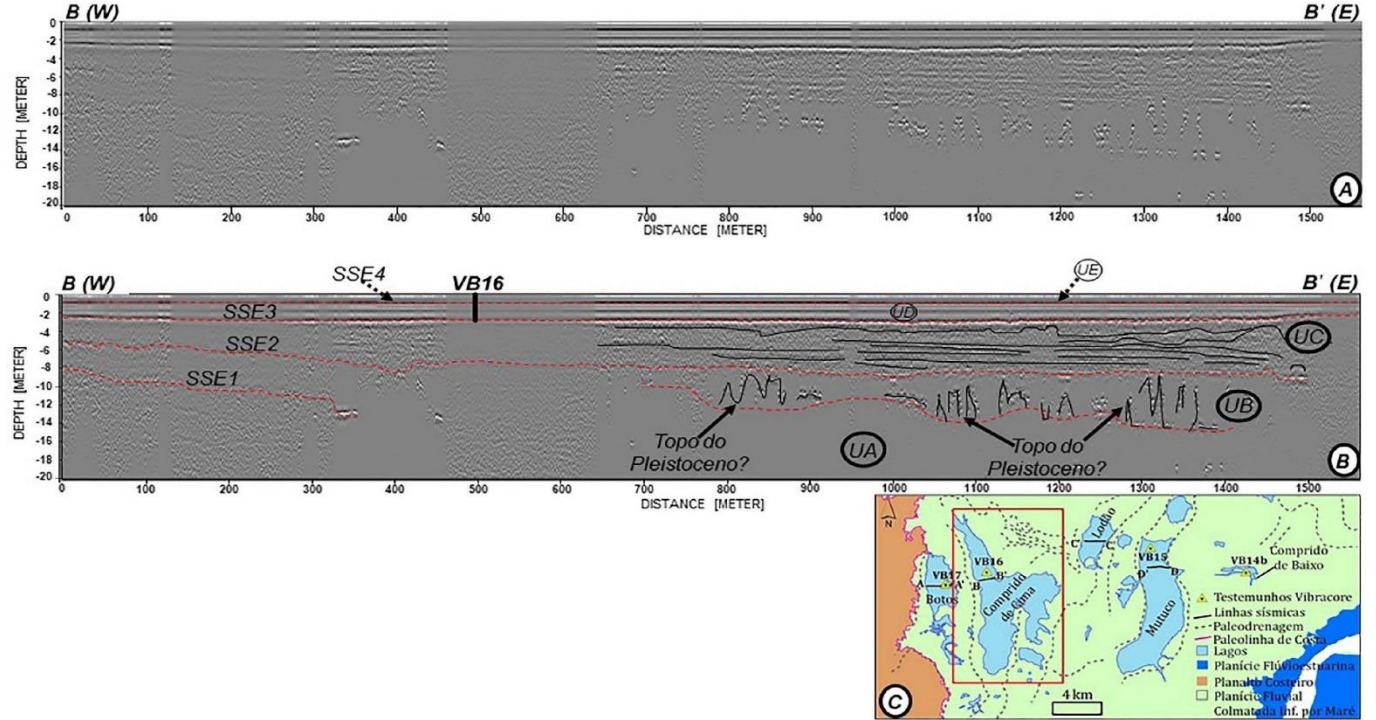


Figura 4: Localização do perfil sísmico do lago Lodão. A) Perfil sísmico C-C' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sismo estratigráficas. C) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2015) com indicação da localização do lago Lodão e do perfil sísmico.

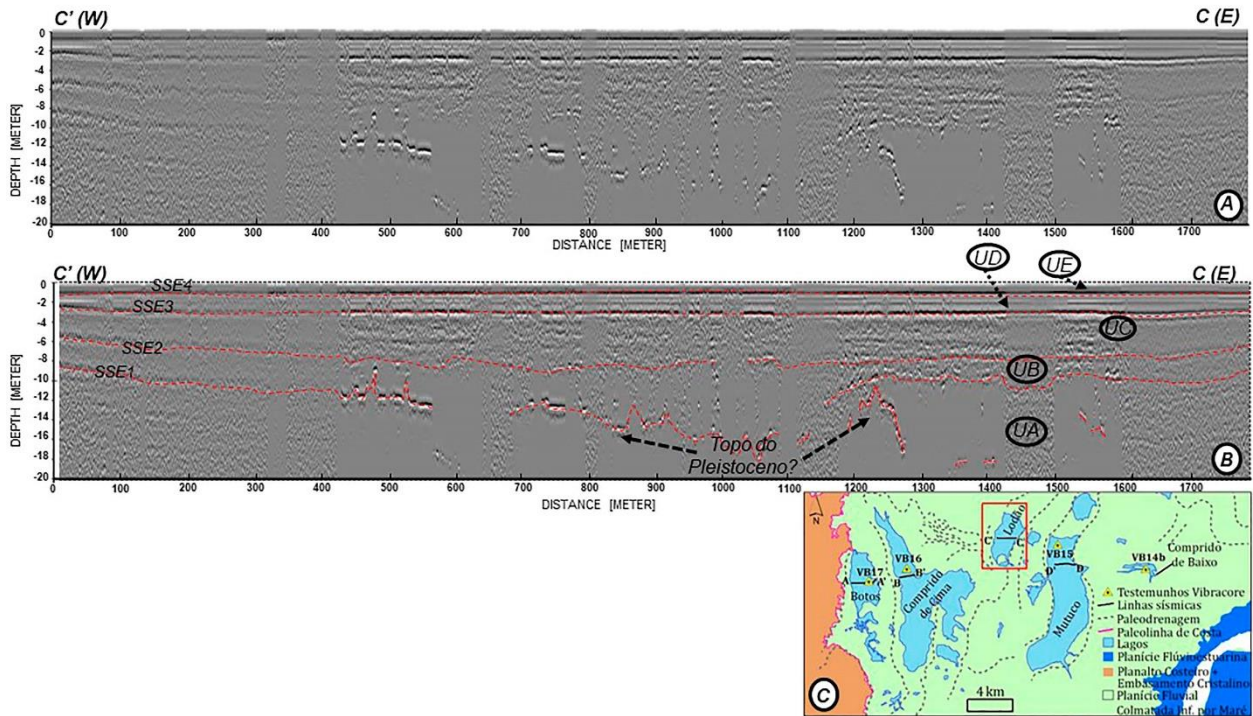


Figura 5: Localização do perfil sísmico do lago Mutuico. A) Perfil sísmico B-B' de oeste para leste sem interpretação; B) Interpretação do perfil com unidades e superfícies sismo estratigráficas, destacando as feições plano paralelas levemente inclinadas na UC; D) Mapa morfológico modificado de Jardim et al (2015) com indicação da localização do lago Mutuico, do perfil sísmico D-D' e do testemunho VB15.

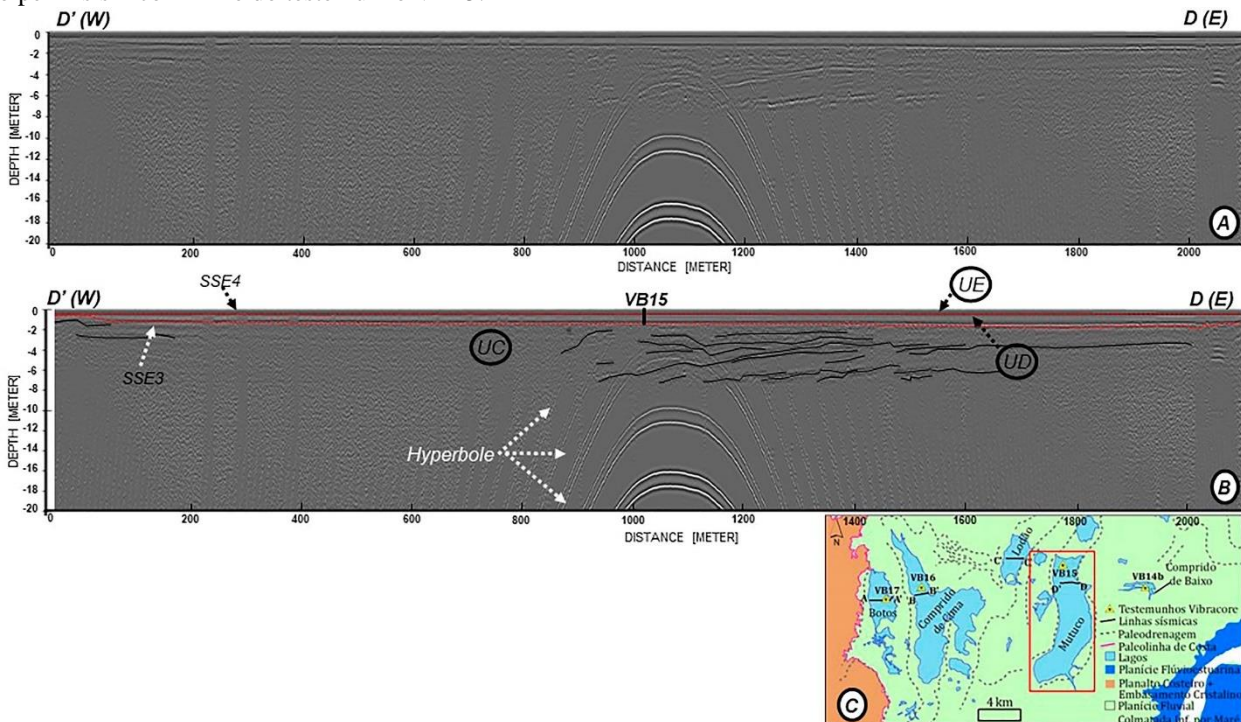
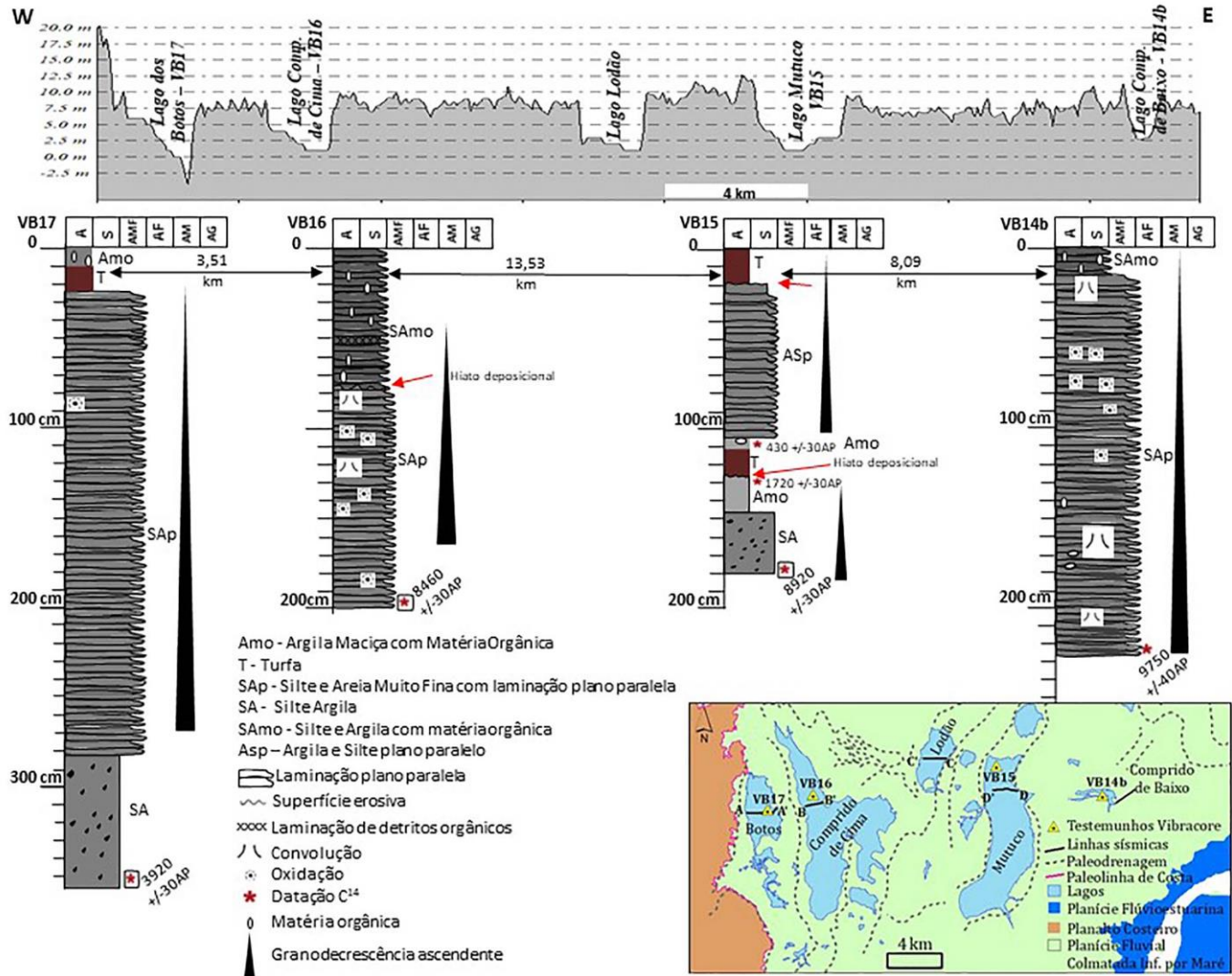


Figura 6: Perfil com variações de alturas a partir de Modelo Digital de Elevação de Superfície (MDS) SRTM com a localização dos lagos, integrado com os resultados da interpretação dos testemunhos sedimentares e das unidades sísmicas.



4. Discussão

4.1. Correlação entre sísmica, fácies sedimentares e datação

As unidades UE e UD dos perfis sísmo estratigráficos correspondem as fácies sedimentares Amo, T, SAp, SA, SAmo e ASp encontradas até 2 m de profundidade, identificadas em todos os testemunhos. O topo das unidades sísmicas é marcado por refletores bem visíveis característicos de ambientes mais lamosos, como ocorre nos testemunhos correspondentes aos lagos dos Botos, Comprido de Cima e Mutuco, onde apresentam sequências de argila misturada a matéria orgânica e por vezes turfa nos primeiros 20 cm do topo, o que representa a sequência final de colmatação da planície de inundação influenciada por maré.

No lago Comprido de Cima, a 2m de profundidade foi registrada idade de 8.460 anos +/- 30 AP na fácies sedimentar SAp, correspondente a unidade sísmica UD. Essa sequência sísmo-sedimentar representa o fechamento de um ambiente de maré, com laminações plano paralelas, interrompido por uma superfície erosiva a aproximadamente 0,8 m de profundidade (Figura 6).

A UC dos perfis sísmicos é marcada pela presença de refletores plano paralelos e correspondem as fácies sedimentares SAp e SA do lago dos Botos. Nesse lago a UC representa o estágio evolutivo de uma sedimentação de granodecrescência ascendente, com idade 3.920 +/- 30 AP após o evento de fechamento de um paleocanal, o qual foi identificado na unidade sísmica UB.

No lago Mutuco nas feições plano paralelas levemente inclinadas da fácies sísmica (UC) dão a ideia de migração de barra de canal. A fácies sedimentar (SA) desse lago, cuja base apresentou idade radiocarbônica de 8.920 anos +/- 30 AP, é sobreposta pela fácies Amo a qual foi erodida e o topo apresentou datação de 1720 anos +/- 30 AP (Figura 6). Em seguida essa sequência foi sobreposta por uma camada de turfa que levou +/- 1290 anos para se estabelecer. Até que o sistema volta a receber água novamente e começa uma nova fase com

deposição de argila e matéria orgânica (fácies Amo) por volta de 430 anos +/- 30 AP. A partir daí o sistema começa a ter influência das marés, marcadas pela intercalação de argila e silte formando a estrutura plano paralelo. A porção superior dos depósitos é exposta novamente, conforme atestado pela superfície erosiva encontrada no seu topo. A camada de turfa na porção superior indica a influência de decomposição da vegetação aquática atual no fundo desse lago.

A unidade UB é encontrada nos perfis sísmicos dos lagos dos Botos, Comprido de Cima e Lodão. No lago dos Botos a unidade é indicada por uma sequência de paleocanal preenchido com aproximadamente 3 m de espessura. Nos lagos Comprido de Cima e Lodão a unidade é identificada por superfícies erosivas que marcam um provável topo do Pleistoceno Superior a aproximadamente 8 m da subsuperfície lacustre.

4.2. Evolução CLM

As sequências sedimentares e sísmicas identificadas demonstram a presença de dois eventos regionais e um evento provavelmente local.

O primeiro evento, mais antigo, está relacionado com a elaboração de vales fluviais identificados nos perfis sísmicos nas profundidades de 5 a 8 m nas sequências sísmicas UB. Esse evento de elaboração e preenchimento de paleovales possui idade > 8.000 anos AP como demonstrado nas datações da base dos testemunhos VB14b, VB15 e VB16. Esse evento de formação e preenchimento de canais pode ter ocorrido no Pleistoceno Superior quando o nível do mar esteve a 20 m abaixo do nível atual e a planície costeira teria sido recortada por uma série de canais que corriam em direção ao oceano Atlântico, momento este em que a desembocadura do rio Amazonas seria mais ampla que a atual.

Registro de paleovales do Pleistoceno Superior foram encontrados na região da planície costeira do Amapá por Souza, 2010 e

à exceção do Lago dos Botos, foram implantados, durante o Holoceno. Esses lagos são resíduos de antigas drenagens que cortavam a planície costeira. O lago dos Botos, que apresentou sequências sedimentares com idades muito recentes, pode ser a forma residual de um grande canal que separava a ilha Carpori do continente, cartografada em 1789.

O trabalho permitiu identificar a paleo superfície do Pleistoceno Superior no interior da planície costeira amazônica.

Os resultados obtidos neste trabalho estão longe de esgotar os esforços de pesquisa para o entendimento do arcabouço geológico e geomorfológico dessa porção da costa norte do Brasil. No entanto, traz à luz do conhecimento novas evidências que ajudam na identificação de parte da evolução holocênica da planície ao norte da foz do rio Amazonas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha - LAGEMAR da Universidade Federal Fluminense e ao Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá - IEPA pela infraestrutura disponibilizada para a realização dos trabalhos de campo (cessão de equipamentos e infraestrutura) e processamento dos dados.

Aos colegas que realizaram as coletas dos testemunhos e ajudaram na abertura dos mesmos em laboratório: José Roberto Pantoja, Artur Gustavo Miranda, Diego Xavier, Priscila Gozzi, Fábio Watanabe e Ivson Viana.

Um agradecimento especial ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade-ICMBio pelo apoio logístico nas atividades de campo e ao conhecimento dos brigadistas sobre a região, indispensáveis para alcançar os locais de coleta dos testemunhos.

À Odete Silveira (*in memoriam*), pelo apoio ao desenvolvimento dos trabalhos na região. Esse artigo é dedicado à sua memória, uma das precursoras no avanço dos estudos costeiros na Amazônia.

Referências

- BEZERRA, I. S. A. A., NOGUEIRA, A. C. R., GUIMARÃES, J. T. F., & TRUCKENBRODT, W. 2015. 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*, 45: 63-78.
- BOAVENTURA, F. M. C., & NARITA, C. 1974. geomorfologia da folha NA/Nb-22-Macapá. In: Projeto RADAM-Levantamento de Recursos Naturais, v 6: 154-189.
- JUNIOR, A. G. F., CARNEIRO, J. C., DOS SANTOS FILHO, J. R., JARDIM, K. A., CHAVES, N. D. J. L., & Soares, T. G. 17– Metodologia para o Processamento e Interpretação de Testemunhos Inconsolidados.
- GUERRA, A. T. 1952. Contribuição a Geologia do Território Federal do Amapá. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 03 – 26.
- JARDIM, K. A.; SANTOS, VF dos; SILVEIRA, O. F. M da. 2015. 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.
- JARDIM, K. A.; SANTOS, V. F dos; OLIVEIRA, U. R de. 2018. Paleodrainage Systems and Connections to the Southern Lacustrine Belt applying Remote Sensing Data, Amazon Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, n. 85 (10085), p. 671-675.
- LIMA, M. I. C.; OLIVEIRA, E. P.; TASSINARI, C. C. G. 1991. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da

Amazônia, 1, Belém, Atlas, v. 1, p.147-162.

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

MENDES, A. C. 1994. Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Sedimentos Holocênicos da Região Costa do Amapá - Setor entre a Ilha de Maracá e Cabo Orange. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Pará. 274 p.

RAMOS, A. M.; DOS SANTOS, L. A. R.; FORTES, L. T. G. (Ed.). 2009. Normais climatológicas do Brasil, 1961-1990. Instituto Nacional de Meteorologia-INMET, Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento-MAPA.

SANTOS, V. F. 2006. Ambientes Costeiros Amazônicos: Avaliação de modificações por sensoriamento remoto. Tese de Doutorado. Programa de Geologia e Geofísica Marinha, Departamento de Geociências, Universidade Federal

Fluminense. 306 p.

SILVEIRA, O. F. M. 1998. A Planície Costeira do Amapá: Dinâmica de Ambiente Influenciado por Grandes Fontes Fluviais Quaternárias. Tese de Doutorado. Departamento de Geociências. Universidade Federal do Pará, 215p.

SOUZA, E. de J. 2010. Geologia da Região Costeira do Amapá com ênfase na Estratigrafia, Morfotectônica e Geomorfologia. Trabalho de Conclusão de Curso. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Pará. 118 p.

WONG T.E., de Kramer R., de Boer P.L., Langereis C., Sew-A-Tjon J. 2009. The influence of sea-level changes on tropical coastal lowlands; the Pleistocene Coropina Formation, Suriname. *Sedimentary Geology*, 216 (3-4):127-137.

YAMAZAKI, D. et al. 2017. A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, v. 44, n. 11, p. 5844-5853.