

Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós Graduação em Geografia Física

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DE UMA FEIÇÃO DELTAICA NA FOZ
DO RIO AMAZONAS: O DELTA BREVES-BOIUÇU - PARÁ**

Helen Graciane Ruela Machado

São Paulo

2023

Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós Graduação em Geografia Física

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DE UMA FEIÇÃO DELTAICA NA FOZ
DO RIO AMAZONAS: O DELTA BREVES-BOIUÇU – PARÁ**

Helen Graciane Ruela Machado – N° USP: 11463046

Dissertação de mestrado apresentada ao programa de Pós Graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela – N° USP: 1035366

COORIENTADOR: Prof. Dr. Marcos Roberto Pinheiro – N° USP: 3279574

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

M149g Machado, Helen G. R.
Gênese e Evolução de uma feição deltaica na foz do rio Amazonas: o delta Breves-Boiuçu - Pará / Helen G. R. Machado; orientador Fernando N. J. Villela; coorientador Marcos R. Pinheiro - São Paulo, 2023. 80 f.

Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1. Geomorfologia Fluvial. 2. Neotectônica. 3. Delta do Amazonas. 4. Deltas brasileiros. 5. Quaternário. I. Villela, Fernando N. J., orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer...

aos meus orientadores Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela e ao Prof. Dr. Marcos Roberto Pinheiro, por terem confiado no meu aprendizado, pela dedicação, pelas orientações e apoio na elaboração desta pesquisa. Agradeço por essa jornada juntos, não consigo mensurar o quanto pude aprender com vocês. Vocês são grandes exemplos de pesquisadores e educadores, sou grata por todo o incentivo, pela motivação e pela amizade.

À Prof. Dra. Paola Cianfarra e Prof. Fabiano do Nascimento Pupim por todos os apontamentos e sugestões durante a Qualificação. Agradeço a disponibilidade nos momentos de dúvidas e por contribuírem grandiosamente em vários momentos da pesquisa.

Aos amigos e integrantes do Grupo Nostradamos, do laboratório de Pedologia do DG – FFLCH – USP, pelas dicas, orientações e sugestões. Agradeço pela presença e participação nas apresentações realizadas por mim. Sou grata pelo acolhimento e todo o aprendizado com o Grupo.

Aos amigos e alunos da disciplina de Neotectônica e Evolução do Relevo por todo o acolhimento recebido, por toda ajuda, paciência, sugestões e principalmente por termos compartilhado o aprendizado da disciplina juntos.

Agradeço ao PPGF pela oportunidade dada e a CAPES pela bolsa de pesquisa 88887.464450/2019-00, agradeço o apoio em diversos momentos, pela disponibilidade e facilidade de contato. Agradeço também pelo direcionamento e pela clareza e transparência nos processos.

Agradeço ao Marcelo, meu parceiro e amigo, por todo suporte em momentos fundamentais e pela paciência ao longo da minha jornada durante a pesquisa. Agradeço todo o carinho, apoio e motivação dele e de sua família.

Quero expressar minha profunda gratidão à minha família, sem eles nada disso seria possível. Agradeço aos meus pais Rivaldo e Edivane por serem a principal motivação de toda essa jornada, pela educação, pela criação, por me ensinarem a navegar e a apreciar os rios do Marajó. Agradeço também, por não me deixarem desistir, por todo carinho e apoio em todos esses anos de idas e vindas ao Pará e pelo apoio nos meios de transporte para as pesquisas de campo. Para as pesquisas de campo, gostaria de agradecer os meus tios Nivaldo, Vanete e Laércio, por terem aceitado o convite em me acompanhar na jornada dos bancos de areia submersos do rio Pará. Agradeço aos meus irmãos, em especial ao Hession, por toda a constante presença e apoio ao longo da minha trajetória em São Paulo.

A todos que vibraram comigo e que me ajudaram a chegar até aqui, os meus mais sinceros agradecimentos. Sou muito grata a todos vocês.

RESUMO

A gênese e a formação das feições fluviais no Rio Amazonas (Norte do Brasil) têm sido comumente associadas apenas às mudanças do nível médio do mar ocorridas no Quaternário. Além disso, ainda são poucos os trabalhos que levam em consideração a possível influência da Neotectônica na formação dessas feições, como o Delta Breves-Boiuçu, foz do Rio Amazonas, localizado a Sudoeste da Ilha de Marajó, no Estado do Pará. O delta em questão teria sido formado durante regressão marinha ocorrida por volta de 5000 anos AP; porém, registros de estruturas tectônicas em ambientes de sedimentação Holocênica sugerem a reativação de falhas desde o Mioceno, tais como o Arco do Gurupá. Nesse sentido, com base na hipótese de que o Delta Breves-Boiuçu estaria sendo formado pela contribuição do aporte sedimentar das baías de Caxiuanã e Melgaço, cujas causas estariam relacionadas às formações dos paleocanais e estruturas tectônicas reativadas desde o Mioceno, o objetivo desta pesquisa é compreender a dinâmica do delta e entender a sua evolução Quaternária, considerando a evolução da linha de costa segundo suas progradações e os controles (Neo) tectônicos exercidos na área. Os resultados da análise dos domínios dos lineamentos à escala regional e local apontam para dois possíveis modelos tectônicos. De acordo com o primeiro modelo, o corredor de cisalhamento dextral E-W caracteriza a área investigada com orientação S_{max} NW-SE. Falhas normais, juntas e fraturas em T seguem esta última orientação, enquanto as estruturas mapeadas E-W e N-S correspondem, respectivamente, a falhas Y (dextrais) e X (sinistrais). No segundo modelo, existe uma zona de cisalhamento dextral orientada no sentido NE-SW, e as estruturas E-W correspondem a fraturas T, enquanto as estruturas N-S são falhas P dextrais. A análise das anomalias de drenagem e paleocanais na área de estudo mostrou que a rede de drenagem é controlada por atividade tectônica com drenagem retilínea, vale assimétrico, cotovelos e ângulo de junção em 90° , identificando-se paleocanal que aponta a existência de um antigo paleodelta entre o rio Pará e o rio Amazonas, além de haver também indícios de capturas fluviais nas principais baías que fornecem sedimentos ao delta atual. A detecção de alteração da linha de costa do Delta mostrou que no intervalo de 33 anos (1986 – 2019) o delta sofreu progradações em sua parte frontal e sofreu erosão na

zona distributária. Com base nos resultados, que corroboram com a hipótese levantada, é possível inferir que existe um paleodelta entre o rio Pará e o rio Amazonas e que este foi abandonado devido a capturas fluviais ocorridas nas baía de Caxiuanã e Melgaço, decorrentes da ação do corredor de cisalhamento dextral E-W após a reativação do Arco de Gurupá. Posterior ao abandono do paleodelta, foi formado ao norte da baía de Melgaço o Delta Breves-Boiuçu, que tem se comportado de forma ativa nos últimos 30 anos.

Palavras Chaves: Geomorfologia Fluvial, Neotectônica, Delta do Amazonas.

ABSTRACT

The genesis and formation of river features in the Amazon River (Northern Brazil) have been commonly associated only with changes in the mean sea level that occurred in the Quaternary. In addition, there are still few works that take into account the possible influence of Neotectonics in the formation of these features, such as the Delta Breves-Boiuçu, in the mouth of the Amazon River, located in the southwestern part of the Marajó Island, in the State of Pará. The delta in question would have been formed during a marine regression that occurred around 5000 years BP; however, records of tectonic structures in Holocene sedimentary environments suggest the reactivation of faults since the Miocene, such as the Arch of Gurupá. In this sense, based on the hypothesis that the Delta Breves-Boiuçu was being formed by the contribution of sedimentary input from Caxiuanã and Melgaço bays, whose causes would be related to the formation of paleochannels and tectonic structures reactivated since the Miocene, the aim of this work is to understand the delta dynamics and comprehend its Quaternary evolution, considering the coastline development according to its progradations and the (Neo) tectonic controls exerted in the area. The result analysis of lineament domains at regional and local scales point to two possible tectonic models. According to the first model, the E-W dextral shear corridor characterizes the investigated area with S_{max} NW-SE orientation. Normal faults, joints and T-fractures follow this last orientation, while the mapped E-W and N-S structures correspond, respectively, to Y (dextral) and X (sinistral) faults. In the second model, there is a dextral shear zone oriented in the NE-SW direction, and the E-W structures correspond to T fractures, while the N-S structures are dextral P faults. The analysis of drainage anomalies and paleochannels in the study area showed that the drainage network is controlled by tectonic activity with rectilinear drainage, asymmetrical valley, elbows and 90° junction angle, identifying a paleochannel that points to the existence of an ancient paleodelta between the Pará River and the Amazon River, besides the evidence of river captures in the main bays that supply sediments to the current delta. The Delta coastline alteration detection showed that in the 33-year interval (1986 - 2019) the delta suffered progradations in its frontal part and erosion in the distributary zone. Based on the results, which corroborate the hypothesis raised, it is possible to

infer that there is a paleodelta between the Pará and Amazonas rivers and that this was abandoned due to river captures occurred in the bays of Caxiuanã and Melgaço, resulting from the action of the E-W dextral shear corridor after reactivation of the Arch of Gurupá. After the abandonment of the paleodelta, the Delta Breves-Boiuçu was formed on the north of the Melgaço Bay, which has been behaving actively over the last 30 years.

Keywords: Fluvial Geomorphology, Neotectonics, Amazon Delta.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	1
1.1. INTRODUÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS	8
CAPÍTULO 2	9
2.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	9
CAPÍTULO 3	18
3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE DELTAS	18
3.1.1. CONCEITOS FUNDAMENTAIS	18
3.1.2. DELTAS BRASILEIROS E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR	24
CAPÍTULO 4	34
4.1. PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	34
4.1.1. MAPEAMENTO E ANÁLISE DE DOMÍNIOS DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS	36
4.1.2. MAPEAMENTO E ANÁLISE DAS ANOMALIAS DE DRENAGEM	38
4.1.3. DETERMINAÇÃO DA TAXA DE PROGRADAÇÃO E EROÇÃO DO DELTA	39
CAPÍTULO 5	42
5.1. RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
5.1.1. DOMÍNIOS DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E MODELOS TECTÔNICOS	42
5.1.2. ANOMALIAS DE DRENAGEM E PALEOCANAIS	50
5.1.3. ÍNDICE DE PROGRADAÇÃO DO DELTA	52
5.1.4. MODELO GENÉTICO- EVOLUTIVO DO PALEODELTA E DO DELTA BREVES BOIUCU	56
CAPÍTULO 6	58
6.1 CONCLUSÕES	58
CAPÍTULO 7	60
7.1. QUESTÕES A SEREM RESPONDIDAS EM PESQUISAS FUTURAS.....	60
BIBLIOGRAFIA	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo e do paleovale de orientação Portel – Anajás, localizado a sudoeste do delta Breves – Boiuçu.	2
Figura 2: Assimetria ocasionada pelo depocentro da foz do rio Amazonas. A protuberância é assimétrica porque a carga sedimentar é assimétrica (Driscoll e Karner, 1994).	5
Figura 3: O cálculo da protuberância periférica é projetado no mapa de localização para examinar a relação espacial entre deformação flexural e a rede de drenagem. As cabeceiras dos rios encontram-se próximas das cristas da protuberância (Driscoll e Karner, 1994).....	5
Figura 4: Relação cronológica hipotética da mudança de curso do canal de ligação entre o rio Amazonas e rio Pará e formação deltaica Breves-Boiuçu. ...	6
Figura 5: Localização da área de estudo e hipsometria da região.	10
Figura 6: Margem da ilha no furo Boiuçu, próximo a cidade de Breves.	11
Figura 7: Área dos bancos de areia submersos dos lobos frontais do delta Breves-Boiuçu.	11
Figura 8: Representação das unidades litoestratigráficas e principais estruturas que compõe a área de estudo, modelo baseado em Azevedo (1991), Villegas (1994), Mantelli e Rossetti (2009); CPRM (2010), Rossetti et al. (2012).....	14
Figura 9: Coluna estratigráfica do Graben de Marajó. Extraído e adaptado de Tatumi et al. (2008) e Rossetti (2014).....	15
Figura 10: Perfil longitudinal de um delta, assinalando os ambientes e as fácies deposicionais extraído de Christofletti (1981).....	20
Figura 11: Padrões de canais distributários da rede de drenagem de um delta extraído de Wright (1978).....	22
Figura 12: modelo tridimensional dos diferentes tipos de domínios exercidos sobre os deltas, elaborado por Fisher et al (1969) e extraído de Galloway (1975).	24
Figura 13: Amplitudes de marés pelo mundo, verificamos que no Brasil ocorrem os três tipos de marés, imagem extraída de Summerfield (1996).	26
Figura 14: Imagem de satélite do delta do São Francisco, extraída do Google Satélite, ano de 2020.	27

Figura 15: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do São Francisco, modelo extraído de Dominguez et al. (1983).....	27
Figura 16: Imagem de satélite do delta do rio Jequitinhonha, extraída do Google Satélite. Ano de 2020.....	28
Figura 17: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do Jequitinhonha, modelo extraído de Dominguez et al. (1983).....	28
Figura 18: Imagem de satélite do delta rio Paraíba do Sul, extraída do Google Satélite. Ano de 2020.....	29
Figura 19: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do rio Paraíba do Sul, modelo extraído de Dominguez et al. (1983).	29
Figura 20: Imagem espacial do delta do rio Doce, imagem extraída do Google Satélite.	30
Figura 21: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do rio Doce, modelo extraído de Dominguez et al. (1983).....	31
Figura 22: Apresentação do delta do Amazonas e o leque subaquático entalhado pelo mesmo rio, imagem extraída do Google Satélite.....	32
Figura 23: Localização da região deltaica Breves Boiuçu. Imagem extraída do Google Satélite.....	33
Figura 24: Procedimentos utilizados para a análise regional e local.....	35
Figura 25: Diferentes condições de iluminação para a detecção dos lineamentos.	42
Figura 26: Resultado da detecção de lineamentos sob imagens SRTM analisadas nas diferentes condições de iluminação (0 °, 45 °, 90 ° e 135 °). ...	43
Figura 27: Possível modelo tectônico inferido para os domínios de lineamentos	44
Figura 28: Resultado da análise estatística para verificação da variação da direção preferencial dos lineamentos da área de estudo.	47
Figura 29: Análise da direção preferencial dos lineamentos de acordo com a litologia. Os dados litológicos foram extraídos do CPRM (2010).....	48
Figura 30: Resultado dos domínios de lineamentos para cada litologia encontrada na área de estudos os parâmetros dos lineamentos foram comprimento de 5 a 200 km e largura de 0,27.	49
Figura 31: Anomalias de drenagem e paleocanais na área de estudo.....	51

Figura 32: Índice de progradação do delta. (a) Linha de costa em 1986. (b) Linha de costa em 2019. (c) Progradação do delta de 1986 a 2019.....	53
Figura 33: Região frontal do delta, migração dos canais e crescimento de ilhas entre 1986 e 2019.	54
Figura 34: Figuras representativas do modelo genético evolutivo do delta Breves-Boiuçu	57

CAPÍTULO 1

1.1. INTRODUÇÃO

Os estudos geológicos, geomorfológicos e paleoclimáticos da região amazônica (i.e. Damuth e Flood, 1984; Driscoll e Kerner, 1994; Mantelli e Rossetti, 2009; Caputo e Soares, 2016) sugerem que tanto a atividade neotectônica como as variações climáticas cenozóicas, especialmente quaternárias, teriam causado muitas das grandes mudanças ocorridas desde o Mioceno na foz do Rio Amazonas (Norte do Brasil). Uma das formas que testemunharia essas mudanças seria a feição deltaica situada entre o rio Amazonas e o rio Pará, localizada a sudoeste da Ilha de Marajó. Tal feição foi classificada por Ab'Saber (2006) como uma remanescente do afogamento de possíveis paleovales referentes às baías de Caxiuanã e Melgaço (Figura 1), ocorrido no período do *optimum* climático, entre 5 e 6 mil anos A.P. A formação do delta, segundo este autor, teria causado um efeito tampão de assoreamento no possível canal que interligava o rio Amazonas ao rio Pará. Para este autor, a área do delta foi um canal estuarino do rio Amazonas, tão largo quanto a chamada Baía das Bocas.

Ainda de acordo com Ab'Saber (2006), entre 23 mil e 13 mil anos A.P., quando o mar estava 100 m abaixo do nível atual, o Rio Amazonas desaguava dezenas de km à frente de sua atual desembocadura, entalhando o vale Portel/Anajás (Figura 1). Posteriormente, entre 12.700 e 5.500 anos A.P., o nível do mar iniciou uma ascensão, que culminou no alteamento de 3 metros acima de seu nível médio atual. Isso fez com que nos baixos vales do rio Amazonas e Pará fossem estabelecidos o canal de Breves e as rias anteriores de Portel e Caxiuanã. Nesse contexto, o chamado delta Breves-Boiuçu teria se formado após o afogamento dos vales de Portel e Caxiuanã, durante o descenso das águas referíveis ao ótimo climático.

Registros sobre eventos transgressivos e regressivos do Quaternário têm sido estudados em todo o litoral brasileiro. Eles sugerem, por exemplo, que o nível do mar esteve 5 m acima do seu nível médio atual no último evento transgressivo do Holoceno tardio (Suguio et al., 1985). Trabalhos realizados em paleoestuários na Ilha de Marajó, na foz do Rio Amazonas, têm ajudado a

caracterizar depósitos formados nos eventos transgressivos do Holoceno (Castro et al., 2010). Depósitos dessa natureza foram descritos nas proximidades da região norte do delta Breves-Boiuçu, como materiais bioturbados com forte influência marinha (Tatumi et al., 2008).

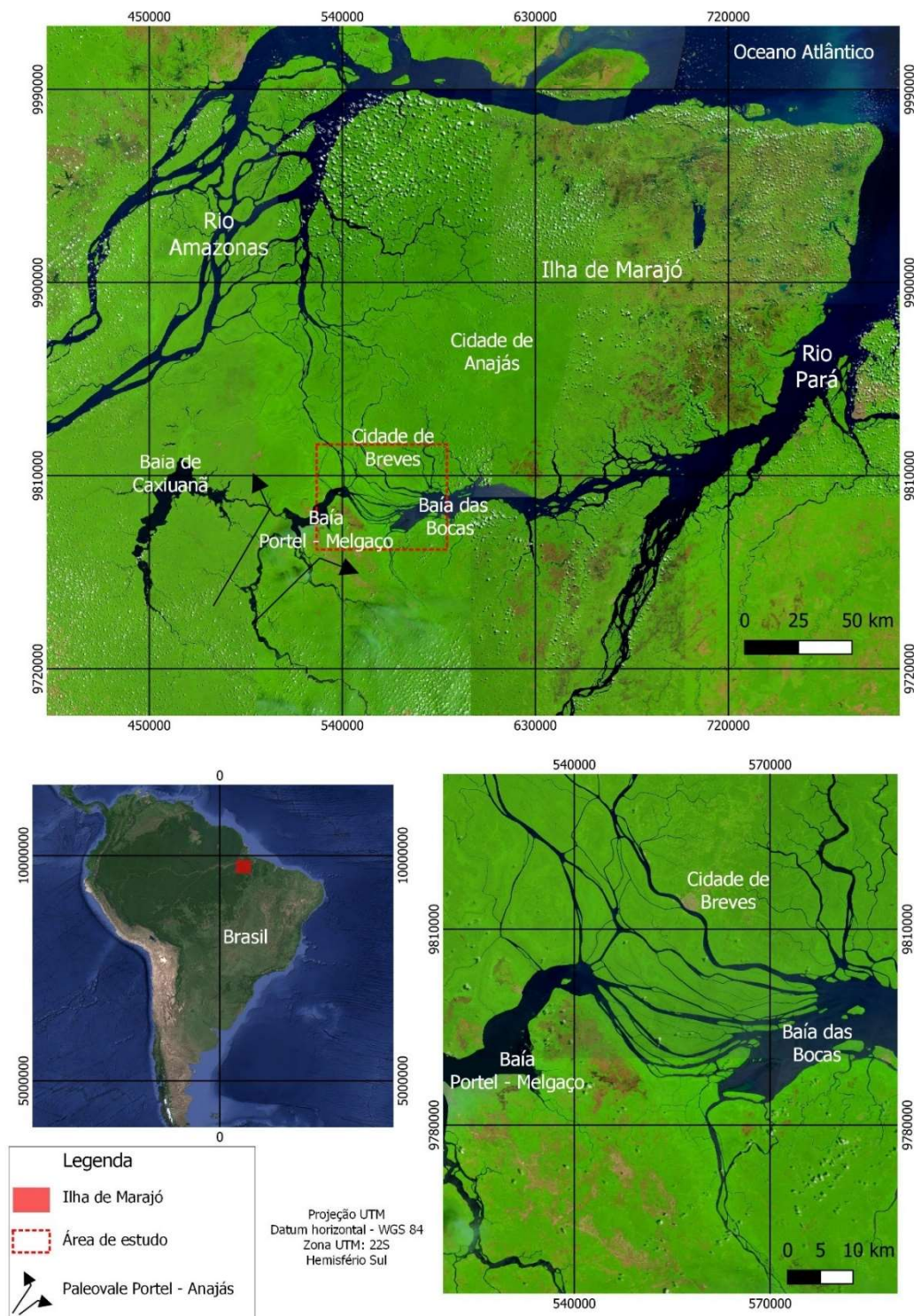


Figura 1: Localização da área de estudo e do paleovale de orientação Portel – Anajás, localizado a sudoeste do delta Breves – Boiuçu.

Formações deltaicas são propícias em regiões costeiras e podem guardar registros das alterações do nível do mar (Suguio *et al.*, 1985). A formação de planícies, ambientes e formas deltaicas apresentam estreita relação com diversos fatores: a bacia de drenagem e o aporte sedimentar fornecido por ela, além do fluxo do canal principal que transporta e deposita os sedimentos. As condições favoráveis para a deposição ocorrem onde o rio encontra com o mar, onde a capacidade de deposição é superior à capacidade de erosão, seja esta provocada por ondas ou marés (Wright, 1978; Summerfield, 1996; Besset *et al.*, 2019).

Nesse contexto, Summerfield (1996) verificou que os locais onde os deltas se formam podem estar em subsidência em relação ao nível do mar, seja ela resultante da tectônica ativa ou da compactação rápida dos sedimentos do delta, ou ainda em resposta ao aumento do nível do mar, fazendo com que o delta progrida por um processo de deslocamento lateral dos lóbulos sedimentares. Os efeitos isostáticos podem ser regionais, provocados pelo peso de novos sedimentos depositados na superfície do delta (Besset *et al.*, 2019).

A Ilha de Marajó como um todo integra uma área de (Suguio, 1999; Caputo e Soares, 2016). Tal subsidência é relacionada ao sistema de *riffs* do Graben de Marajó, formado durante a abertura do Oceano Atlântico, no Cretáceo Superior (Villegas, 1994). O Graben do Marajó seria limitado por uma faixa anticlinal que divide a bacia Amazônica central da bacia de Marajó, sendo o seu rebordo/ressalto (*riff* da bacia de Marajó) denominado de Arco de Gurupá (Costa *et al.*, 2001; Caputo e Soares, 2016). De acordo com Caputo e Soares, 2016, o Arco de Gurupá não teria diminuído completamente após a redução térmica que normalmente deveria ocorrer 40 M.a. após a formação do *riff*, pois, para os autores, outras forças teriam começado a influenciar no soerguimento do Arco a partir do Mioceno.

A reativação do Arco de Gurupá é explicada por Driscoll e Kerner (1994) como resultado do desequilíbrio isostático causado pelo desenvolvimento do leque subaquático amazônico, diretamente influenciada pelos enormes aportes de sedimentos finos trazidos pelo rio Amazonas e depositadas sobre a margem continental brasileira, correspondente a sua foz. Isso daria origem ao desenvolvimento de um leque subaquático, o qual adquiriu espessura entre 5-8

km e dimensão horizontal de 500 km. Tais depósitos indicam que grande parte da coluna litoestratigráfica teria sido depositada após o Mioceno Médio, em resposta à elevação Andina, com os sedimentos variando do Cretáceo Médio ao Quaternário (Damuth e Flood, 1984).

O leque subaquático seria o depocentro (local de deposição máxima dentro de uma bacia sedimentar) existente ao longo da plataforma continental amazônica, localizado aproximadamente a 50 km a noroeste do sistema de *canyon* submarino dos dias atuais. Tal depocentro teria causado uma flexura na base litosférica (a leste) capaz de soerguer uma margem periférica (a oeste), cuja borda de elevação coincide com o Arco de Gurupá (Driscoll e Karner, 1994). O comprimento de onda da depressão e do soerguimento periférico é governado pela resistência à flexão da litosfera. A distribuição e a magnitude da carga de sedimentos utilizada na modelagem feita por Driscoll e Karner (1994) foram determinadas a partir de mapas isopáticos do leque da foz do Rio Amazonas (Figura 2). Para Driscoll e Karner (1994), a espessura do leque é maior que 5.300 m e marcadamente assimétrica na região da foz do Rio Amazonas, especificamente na Ilha de Maracá, no litoral do Amapá. Essa assimetria é refletida na conseqüente deformação flexural da litosfera, ocasionando na formação da protuberância periférica que é espacialmente coincidente com o Arco de Gurupá (Figura 3), delineando uma mudança abrupta na morfologia da planície de inundação com dramático aumento no número de pântanos e lagos, que são resultados da elevação da faixa periférica. A atividade tectônica de elevação e arcos estruturais foi fundamental no direcionamento da rede de drenagem na região, enquanto as mudanças do nível do mar influenciaram na edimentação (continental e marinha) e erosão das bacias sedimentares (Caputo e Soares, 2016).

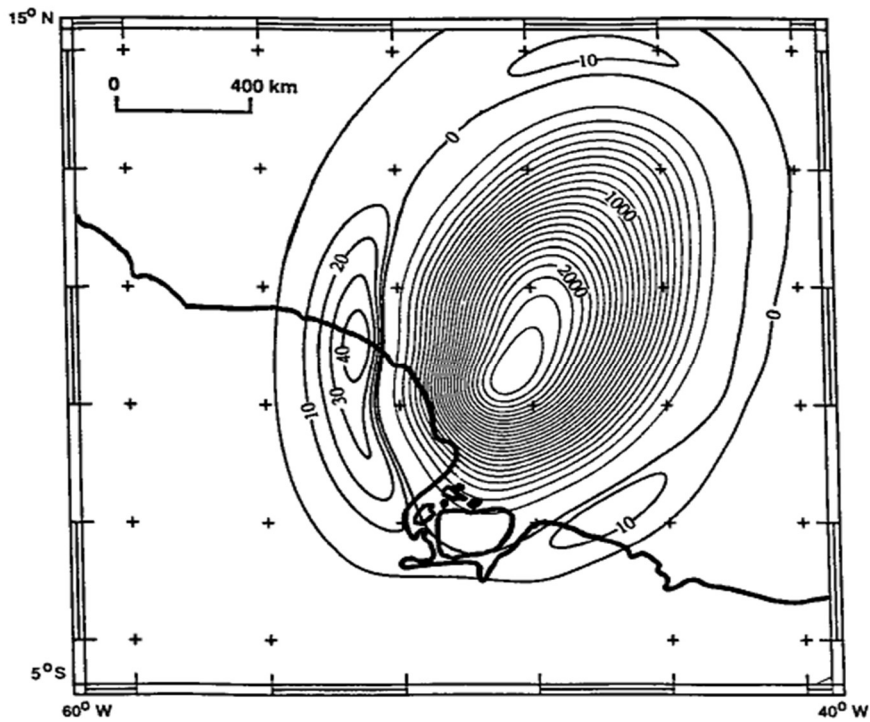


Figura 2: Assimetria ocasionada pelo depocentro da foz do rio Amazonas. A protuberância é assimétrica porque a carga sedimentar é assimétrica (Driscoll e Karner, 1994).

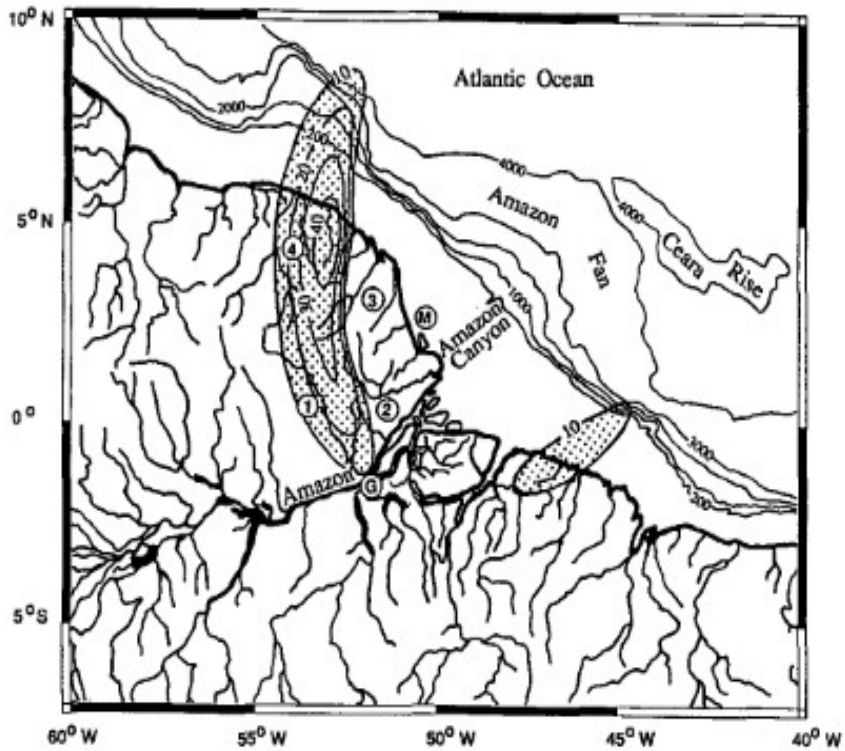
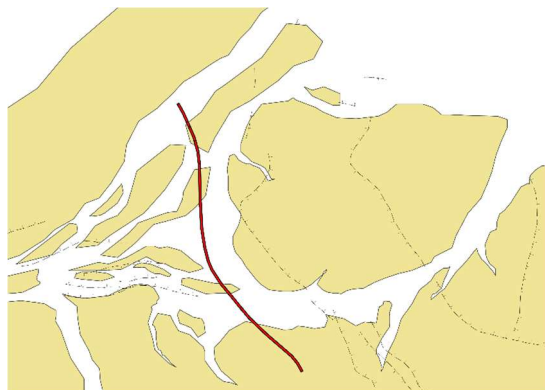
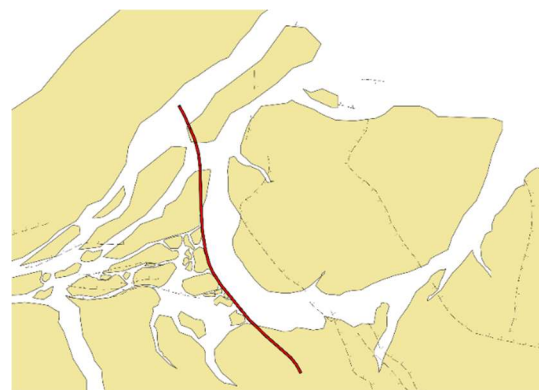


Figura 3: O cálculo da protuberância periférica é projetado no mapa de localização para examinar a relação espacial entre deformação flexural e a rede de drenagem. As cabeceiras dos rios encontram-se próximas das cristas da protuberância (Driscoll e Karner, 1994).

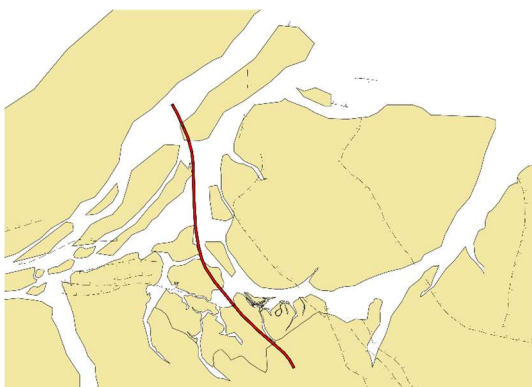
O Arco de Gurupá está encoberto pelas mesmas unidades localizadas na superfície do delta Breves-Boiuçu, as Formações pós Barreiras e Tucunaré, ambas formadas no Quaternário em ambiente subaquoso com influência marinha (Regali, 1971; Tatum et al., 2008; Miranda et al., 2009). Partindo do pressuposto que o soerguimento ou reativação do arco poderia ter causado influências anteriores ao Quaternário na região do delta Breves-Boiuçu, a hipótese deste trabalho é que (a) a região deltaica seria mais antiga do que sugerido por Ab'Saber (2006), e (b) sua gênese estaria relacionada também às deformações tectônicas/neotectônicas na região, em contraponto à hipótese exclusivamente climática estabelecida por este autor. Nesse contexto, utilizando-se de conceitos gerais sobre as unidades morfoestratigráficas e a relação de tempo entre essas unidades (Suguio, 1999), podemos inferir uma linha cronológica dos eventos que teriam alterado a morfologia fluvial segundo a formação de paleocanais na foz do rio Amazonas, como sintetizado na Figura 4:



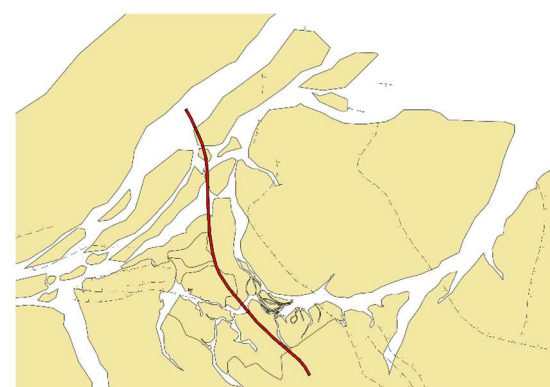
A) Momento inicial em que os vales de Portel e Caxiuanã estão escavados e o rio Amazonas seguia para o rio Pará



B) Com o soerguimento ou reativação do Arco de Gurupá, sedimentos terciários seriam depositados na porção leste do arco e provocaram uma mudança lateral no curso do rio Amazonas.



C) Momento inicial de elevação no nível do mar que irá formar a porção sul do delta e encobrir grande parte do Arco de Gurupá correspondente às baías de Caxiuanã e Melgaço.



D) Momento final da elevação do nível do mar que formaria a porção norte do delta finalizando o assoreamento total do canal que interligava o rio Amazonas ao rio Pará.

Figura 4: Relação cronológica hipotética da mudança de curso do canal de ligação entre o rio Amazonas e rio Pará e formação deltaica Breves-Boiuçu.

De acordo com o exposto na Figura 4, a reativação ou dobramento da faixa anticlinal do Arco de Gurupá teria provocado uma migração lateral no rio Amazonas (Figura 4A); essa mudança teria redirecionado o curso por paleocanais formados mais ao norte e sedimentos terciários teriam sido depositados na região mais afetada pelo Arco (Figura 4B); mesmo passando pelo processo de deslocamento lateral do rio, os paleocanais e o antigo curso fluvial principal que seguia para o rio Pará pelos vales de Portel e Caxiuanã ainda forneceriam carga sedimentar suficiente para a formação do Delta Breves-Boiuçu durante a elevação do nível do mar no Holoceno. Além disso, os vales seriam afogados e o antigo curso fluvial principal, com a perda de declividade, formaria a região Sul do delta (Figura 4C); a sedimentação dessa área ocorreria de forma mais rápida, com deposição fina correspondente à Formação Pós-Barreiras; e os sedimentos de areia grossa da Formação Tucunaré integrariam a região Norte do delta, com o confinamento da baía de Melgaço e o assoreamento total do canal de ligação (Figura 4D).

Ainda no campo hipotético, consideramos que a configuração espacial do delta teria sido formada por um rio de maior dimensão, o suposto canal de ligação entre o rio Amazonas e o rio Pará proposto por Ab'Saber (2006), que teria sua mudança iniciada antes mesmo da elevação do nível do mar no Holoceno. A perda de ligação da região deltaica com o canal de fornecimento sedimentar principal afetaria a evolução do delta em direção ao mar. Assim, o delta Breves-Boiuçu não estaria avançando, mas se mantendo em sua atual posição devido ao fornecimento sedimentar das baías de Caxiuanã e Melgaço, apresentando equilíbrio entre a erosão e sedimentação, se comportando como um paleodelta.

1.2. OBJETIVOS

Com base na hipótese de que o Delta Breves-Boiuçu estaria sendo formado pela contribuição do aporte sedimentar das baías de Caxiuanã e Melgaço, cujas causas estariam relacionadas às formações dos paleocanais e estruturas tectônicas reativadas desde o Mioceno, tais como o Arco do Gurupá, o objetivo desta pesquisa é compreender a dinâmica do delta e entender a sua evolução Quaternária.

Como objetivos específicos busca-se:

- 1) Compreender a evolução da linha de costa do delta segundo suas progradações;
- 2) Compreender os controles (Neo) tectônicos exercidos na área e sua possível influência na evolução do delta."

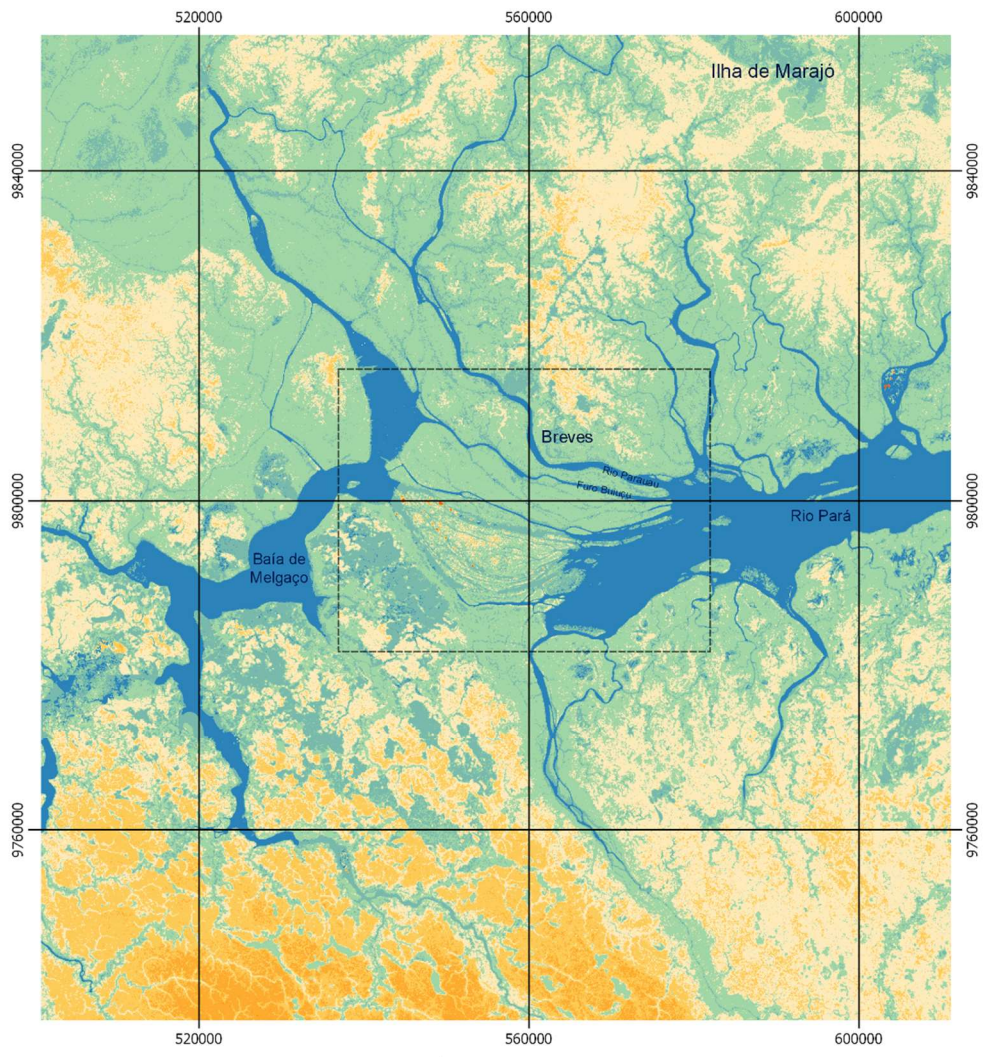
CAPÍTULO 2

2.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O delta interno de Breves, denominado por Ab'Saber (2006) como delta Breves-Boiuçu, está localizado a sudoeste da Ilha de Marajó, no estado do Pará (Norte do Brasil), entre os rios Pará e as baías de Caxiuanã e Melgaço, que separam o delta do rio Amazonas. A região deltaica possui uma área de aproximadamente 720 km², limitada ao norte pela Ilha de Marajó e ao sul pelas terras firmes do estado do Pará (Figura 5). De acordo com Ab'Saber (2006), o delta Breves-Boiuçu teria sido formado após o afogamento de paleovales na região como resposta ao aumento do nível do mar durante o último máximo glacial. O delta se configuraria como uma feição de assoreamento no canal de ligação entre o rio Amazonas e Pará, exercendo efeito tampão, conforme discutido no item anterior

A área estudada possui altitudes relativamente baixas, variando entre -10 a 0 m em sua maior parte, se tornando facilmente alagada pelos canais fluviais da região (Figura 5), em alguns pontos; nas áreas mais elevadas, ao Sul, a altitude passa apenas dos 20m. As margens das ilhas que compõem o delta Breves-Boiuçu são planas, uma pequena faixa do solo só é visível quando o nível da água está mais baixo (Figura 6). Os cursos fluviais da região deltaica são marcados por canais de grande extensão a pequenos igarapés que cortam as principais ilhas que compõem o delta. Os lobos frontais do delta são demarcados por galhos de arvores, troncos encalhados nos bancos submersos e hastes de madeira, a presença de bancos de areia submersos são comuns na região e a sua demarcação é importante para a orientação das navegações (Figura 7).

A alta taxa de sedimentação e a baixa hipsometria da Ilha de Marajó poderia estar associada à presença de um graben (Villegas, 1994; Costa *et al.*, 2001; Caputo e Soares, 2016) e à subsidência deste (Driscoll e Kerner, 1994; Suguio, 1999), que deu origem a um grande golfo na foz do rio Amazonas, favorecendo os eventos transgressivos marinhos.



Localização e hipsometria da área de estudo

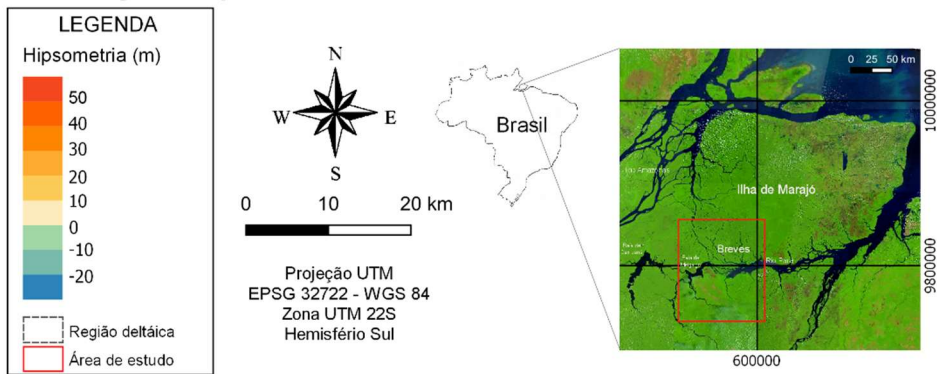


Figura 5: Localização da área de estudo e hipsometria da região.



Figura 6: Margem da ilha no furo Boiuçú, próximo a cidade de Breves.



Figura 7: Área dos bancos de areia submersos dos lobos frontais do delta Breves-Boiuçú.

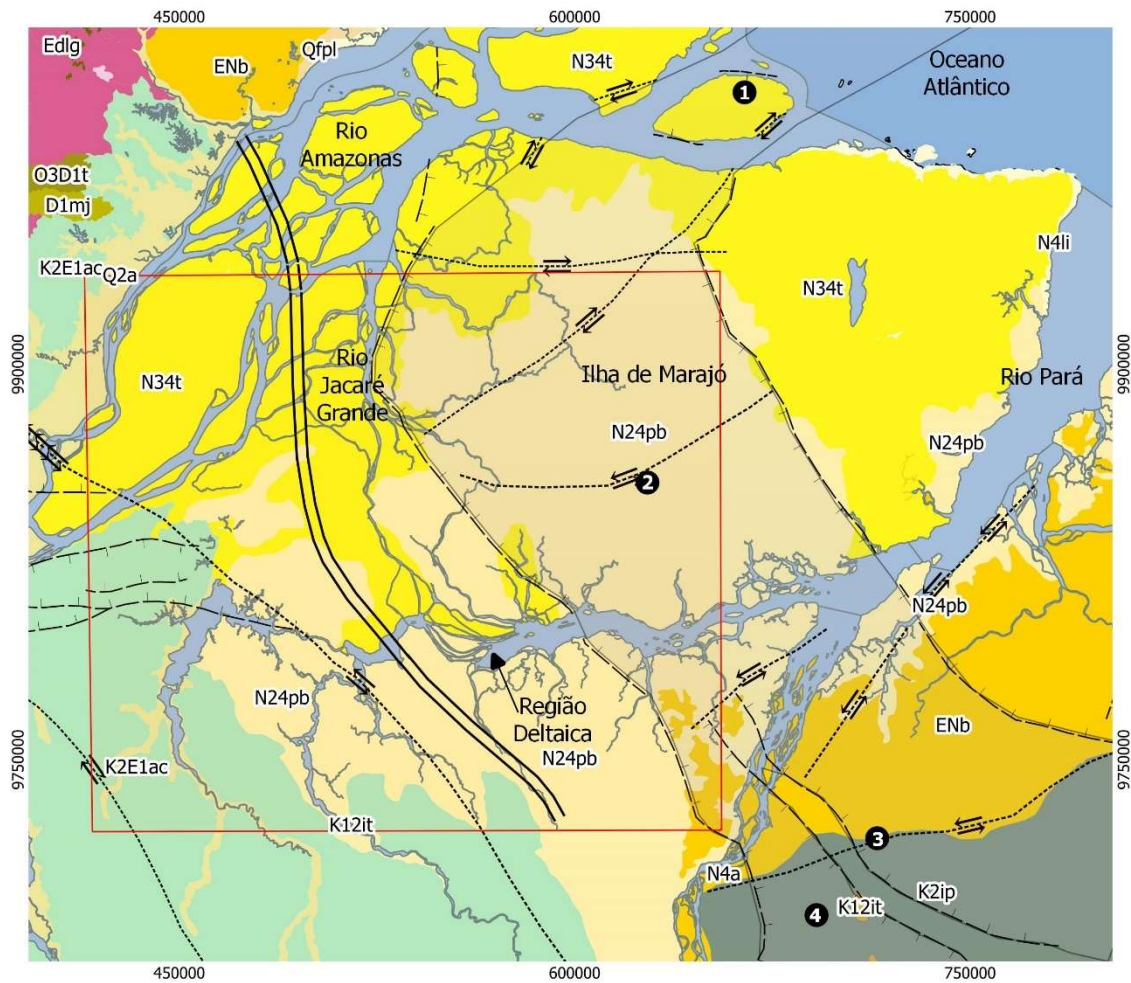
De acordo com o projeto de Geodiversidade do Estado do Pará, realizado pelo CPRM (2010), a geomorfologia da Ilha de Marajó é caracterizada por tabuleiros cuja declividade varia de 0 a 3 graus e a amplitude de topo oscila entre 20 e 50 graus. Os tabuleiros são identificados em toda a extensão central da Ilha de Marajó e margem sudoeste do rio Pará, caracterizando o relevo da baía de Portel-Melgaço e parte leste da baía de Caxiuanã, sendo dividida pelas planícies fluviais ou flúvio-lacustres que caracterizam toda a região do delta Breves-Boiuçu. Nas ilhas correspondentes à foz do rio Amazonas e a margem oeste da Ilha de Marajó, a sudoeste das baías de Caxiuanã e Melgaço, ocorrem baixos platôs com declividade variando entre 2 a 5 graus e amplitude de topo variando de 0 a 20 graus.

Registros geológicos e geofísicos realizados pelo Conselho Nacional de Petróleo (CNP), em 1939, e pela Petrobras, em 1953, revelaram a ocorrência em toda a extensão da bacia amazônica de uma sequência de arqueamentos resultantes da abertura do oceano atlântico (Caputo e Soares, 2016), tendo como limite o arqueamento denominado de Arco de Gurupá (Azevedo, 1991; Villegas, 1994).

Como mencionado no capítulo anterior, o Arco de Gurupá seria o ombro do *rift* que deu origem ao Graben de Marajó. Essa estrutura teria sido formada durante a abertura do Oceano Atlântico Central, no início do período Cretáceo (Villegas, 1994; Caputo e Soares, 2016). A estrutura em Graben deu origem à bacia sedimentar do Marajó, dividida nas sub-bacias de Limoeiro, Mexiana, Cameté e Mocajuba (Figura 8). As sub-bacias são compostas por um conjunto de *riffts* associados a falhas normais com orientação NW-SE (Azevedo, 1991; Villegas, 1994; Mantelli e Rossetti, 2009) e falhas transcorrentes ENE-WSW e NE-SW (Villegas, 1994; Costa et al., 2001). As sub-bacias de Limoeiro correspondem a toda parte central da Ilha de Marajó, são constituídas de rochas cretáceas (Formação Breves/Jacarezinho, Anajás e Limoeiro) sobre o embasamento rochoso Pré Cambriano (figura 9). Estes materiais são recobertos por uma espessa camada de depósitos cenozóicos de origem fluvial, deltaica e marinha, capeados por depósitos quaternários de ambientes marinho-raso a transicional (Villegas, 1994; Caputo e Soares, 2016). Costa et. al., 2001 acrescenta que a Ilha de Marajó é caracterizada por várias gerações de

paleocanais de dimensões variáveis e composta por arenitos de ambientes estuarinos fluviais no lado oeste, enquanto no lado leste ocorre domínio fluvial marinho desenvolvendo extensa planície costeira.

O Arco de Gurupá teria sofrido reativação cenozóica em resposta à subsidência do depocentro do leque subaquático, situado na foz do rio Amazonas (Driscoll e Kerner, 1994). Esse leque teria se formado quando o rio desaguava a -100 m do nível médio atual, durante o Mioceno, e recebia grande aporte sedimentar em resposta à elevação Andina (Damuth e Flood, 1984). Contudo, estudos recentes baseados na paleo-topografia da região amazônica têm demonstrado que a reversão do curso do Amazonas para o Atlântico, que viabilizou a formação deste grande leque subaquático, só teria ocorrido entre 10,6 e 9,7 M.a., e a atual forma e tamanho do rio teriam atingido os contornos atuais somente há 2.4 M.a. (Shephard et al., 2010). De acordo com Vital et al., (1998), o depocentro de sedimentos do rio Amazonas teria flutuado com mudanças do nível eustático do mar, estando inativo desde o Holoceno, pois quando o nível do mar estava mais baixo os sedimentos contornavam a plataforma continental. Com o aumento do nível do mar, os sedimentos foram depositados próximos às desembocaduras dos rios no litoral, formando grandes “lagos sedimentares” nos vales de rios afogados e rias que se assemelham a estuários.

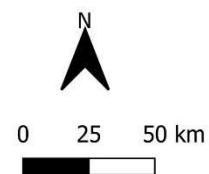


Unidades Litoestratigráficas	Idade
Q2a N4a	Quaternário - Holoceno
Qfp	
N4li Qfm	
N34t	
N25pb	Oligo - Mioceno
ENb	
Edlg	Paleoceno
K2E1ac	
K2ip	Cretáceo
K12t	
D1mj	Devoniano
O3D1t	
	Paleo-proterozóico
	Cristalino

- Arco de Gurupá
- - Falha extensional encoberta
- ↗ Falha transcorrente dextral
- ↖ Falha transcorrente sinistral
- Baía sedimentar do Marajó

- Sub-bacias Sedimentares
- ① Mexiana
 - ② Limoeiro
 - ③ Cametá
 - ④ Mocajuba

- Área de estudo
- Hidrografia



Projeção UTM
Datum Horizontal - WGS 84
Zona UTM: 22S
Hemisfério Sul

Figura 8: Representação das unidades litoestratigráficas e principais estruturas que compõe a área de estudo, modelo baseado em Azevedo (1991), Villegas (1994), Mantelli e Rossetti (2009); CPRM (2010), Rossetti et al. (2012).

O arco de Gurupá está atualmente recoberto por depósitos quaternários que também se encontram presentes no delta Breves-Boiuçu. Esses depósitos consistem principalmente nas Formações pós Barreiras e Tucunaré, ambas resultado de processos deposicionais ocorridos no Quaternário em ambiente de sedimentação subaquosa, com influência marinha tanto no Pleistoceno como no Holoceno (Regali, 1971; Tatumi et al., 2008; Miranda et al., 2009).

		Idade	Estratigrafia		
			Sub-superfície	Superfície	
CENOZOICO		Quaternário	Formação Tucunaré	Sedimentos Pós-Barreiras	
		Neógeno	Formação Marajó	Formação Pirabas/Barreiras	
		Paleógeno			
CRETÁCEO	Superior	Maastrichtiano	Formação Limoeiro	Grupo Itapecuru	
		Campaniano			
		Santoniano			
		Caniaciano			
		Turoniano			
		Cenomaniano	Formação Anajás		
	Inferior		Albiano		Formação Breves
			Aptiano		
			Barremiano		
			Hauteriviano		

Figura 9: Coluna estratigráfica do Graben de Marajó. Extraído e adaptado de Tatumi et al. (2008) e Rossetti (2014)

A disposição dos tipos de depósitos na região deltaica pode ser descrita, num primeiro momento, com base nos dados do CPRM (2010), em que a região é caracterizada pelo preenchimento de depósitos flúvio-lacustrinos da Formação Tucunaré, ao norte do delta, e Pós-Barreiras ao sul. A Formação Tucunaré é caracterizada por sedimentos grossos (Regali, 1971) enquanto que a Pós Barreiras, mais explorada por Tatumi et al., (2008), são descritos como uma formação sobrejacentes aos sedimentos Barreiras, sendo representados por um

pacote de 3 m de areias endurecidas, de coloração amarela, quartzosas, maciças, granulometria fina e bem selecionada, contendo grânulos de quartzo e fragmentos de carvão dispersos, apresenta em sua base sedimentar espessuras de 10 m e em superfície estas chegam a até 25 m em regiões próximas ao delta.

Trabalhos realizados no leste e oeste da Ilha de Marajó ajudam a caracterizar melhor a área de estudo, esses trabalhos discutem a presença de outros paleovales escavados e preenchidos por processos ocorridos durante o Terciário e Quaternário. Dados levantados por Miranda *et al.*, (2009) e Tatum *et al.*, (2008) correlacionam os sedimentos Pós Barreiras com um evento de preenchimento de paleovales tectônicos. Os depósitos são de areia marrom e caracterizados por abundantes bioturbações, tendo sido depositados ao final do Pleistoceno e começo do Holoceno, de acordo com datações realizadas por Tatum *et al.*, (2008). Um dos pontos datados está localizado a 6m de profundidade, na porção norte do delta Breves-Boiuçu.

Finalmente, no que tange aos aspectos tectônicos da área, cabe ressaltar que, de acordo com Rossetti, (2014) a Neotectônica é presente em toda a bacia sedimentar Amazônica. Particularmente, a foz seria marcada por processos transpressivos e transtensivos causados pelo corredor principal ao longo da margem equatorial brasileira no regime tectônico vigente.

No Graben de Marajó são definidas falhas normais com orientação NW e NE, seguidas de falhas E-W para ENE e NE falhas transcorrentes. Inúmeras anomalias de drenagem existentes na região são usadas como evidência morfoestrutural para o controle tectônico na área. Tais estruturas podem estar associadas a possíveis reativações na bacia sedimentar amazônica, como mostra Costa *et. al.*, (2001). Segundo estes autores, a evolução tectônica da bacia sedimentar pode ser dividida em quatro partes: 1) um eixo E-W extensional operando durante o Jurássico e Triássico; 2) um regime compressivo E-W operando no Cretáceo Superior, seguido por soerguimentos em alta escala; 3) subsidência flexural ocasionada por regime compressivo no Cretáceo Superior e; 4) cisalhamentos durante o Terciário dando origem às áreas transtensivas e transpressivas, citadas por Rossetti, (2014) anteriormente.

De acordo com Rossetti et al., (2012) as deformações tectônicas na área de estudo teriam sido ocasionadas por feições transcorrentes, evidenciadas por estruturas em flor, em subsuperfície, e, na superfície, por deslocamento lateral de paleocanais. Existe também um corredor de falhas transcorrentes E-W responsável pela abertura do rio Pará, visível nos padrões anômalos das baías controlados por padrões fluviais retangulares e retilíneos. Tais baías formariam dois conjuntos binários retangulares com tendências NE e NW delimitadas por segmentos retos semelhantes aos segmentos retangulares do rio Pará, sugerindo a presença de falhas conjugadas, em que a baía de Caxiuanã e a baía de Melgaço formam dois conjuntos binários de formas retangulares de tendência NE e NW. As baías constituem rias fluviais formadas pela captura de canais NE controladas por canais com tendência de falhas NW. Tais falhas conjugadas teriam interagido com a estrutura W-E do rio Pará para produzir seus diversos segmentos retangulares. Ainda de acordo com a autora, apenas a tectônica poderia justificar a alta taxa de sedimentação, 1.8 mm yr⁻¹ durante os últimos 50 ky em uma topografia tão plana, média de 4 a 12 m de altitude. Segundo a autora, a sismicidade é contemporânea a deposição de sedimentação.

CAPÍTULO 3

3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE DELTAS

3.1.1. CONCEITOS FUNDAMENTAIS

De acordo com Wright, (1978), deltas são definidos como ambientes de deposição costeira, formados e moldados pelas interações fluviais e marinhas. O termo delta foi utilizado pela primeira vez por Heródoto, cerca de 450 a. c., para os depósitos aluviais que formam uma feição triangular na foz do rio Nilo (Wright, 1978). De modo geral, os deltas apresentam morfologias e estratigrafia variadas, sendo elas definidas pela energia predominante que atua no mesmo, podendo ser as energias das ondas, das marés ou dos rios (Galloway, 1975).

Os deltas possuem dois principais ambientes, os ambientes subaquáticos, abaixo do limite de maré baixa, e os ambientes subaéreos, acima do limite de maré baixa. Eles podem conter subambientes, como formações de planícies deltaicas, barreiras fluviais, canais distributários, baías abertas ou fechadas, planícies de marés, cristas, praias, dunas, campos de dunas e pântanos (Wright, 1978). De acordo com este autor, São feições que podem se formar ao longo da costa, com ínfimas forças de marés e energia proveniente das ondas, ou se formar em ambientes totalmente opostos, submetido a grandes forças de marés ou energia de ondas, em regiões de clima tropical úmido, árido e ártico (Wright, 1978). Os deltas são mais comuns em costas tectonicamente estáveis e são facilmente identificados como protuberâncias estendidas para fora da linha de costa. São formadas pelos rios que desembocam no oceano, mares parcialmente fechados, em sistemas laguna-barreira ou lagos (Summerfield, 1996)

Os deltas podem se formar em diferentes ambientes, mas todos eles possuem um atributo em comum: um rio que fornece sedimentos a costa mais rapidamente do que pode ser removido por processos marinhos (Summerfield, 1996). A existência de um grande sistema fluvial, o clima, a geologia e o relevo são determinantes críticos para a descarga do rio, e, conseqüentemente, para a formação do delta. Na bacia de drenagem, a resistência litológica combinada com os solos e vegetação são determinantes para os tipos de sedimentos transportados pelo rio (Coleman e Wright, 1971). O grande sistema fluvial erode e transporta quantidade enorme de sedimentos para a cota mais baixa, por meio

do “vale aluvial” que confina o fluxo principal que irá formar o delta (Wright, 1978). Há, portanto, segundo este autor, uma estreita relação entre a bacia de drenagem, vale aluvial e planície deltaica.

A característica da bacia de drenagem influencia no regime fluvial e na natureza dos sedimentos transportados para o delta, enquanto a energia de maré e de ondas ao longo da linha de costa afetam a eficácia da remoção dos sedimentos da planície deltaica (Summerfield, 1996). A região deltaica, portanto, recebe grande influência fluvial, e o seu sistema comumente mostra tendências evolutivas, como a progradação, que se estende em profundidades crescentes de água, gerando uma complexidade estratigráfica do sistema deposicional (Galloway, 1975).

De acordo com (Christofolletti, 1981), baseado em Gilbert (1890), o delta possui três importantes ambientes , formados durante a fase construtiva da sedimentação deltaica e progressão (Figura 10):

- **Fácies de topo** (*topset deposits*): correspondem aos depósitos da superfície do delta e da inclinação da frente deltaica subsidindo em direção à plataforma submarina. A fácies de topo abrange os limites dos depósitos subaéreos e subaquáticos. Os depósitos subaéreos são caracterizados como sedimentos de preenchimento de canal, de diques marginais, lacustres e paludais (de modo geral, os depósitos são areia, variando de muito fina a grossa, e argila e silte quando os depósitos ocorrem por decantação). Abaixo dos depósitos subaéreos estão os depósitos submarinos, correspondentes à frente deltaica, compreendendo as barras da foz dos rios que se desenvolvem sobre o pró-delta sem erodi-lo, formando os cordões arenosos. Por outro lado, nos sedimentos das baías, entre os canais distributários, são encontrados silte, argila, mica, matéria orgânica e conchas.
- **Fácies frontal** (*foreset deposits*): situa-se abaixo da fácies de topo e é caracterizado pelo aporte sedimentar transportados pelos rios. Quando o transporte é de material grosseiro, ocorre a formação de camadas frontais com forte inclinação; quando os sedimentos são mais finos, os ângulos de deposição da fácies frontal são suaves.

Devido ao escoamento subaquático, as camadas da frente podem ser entalhadas por ravinas.

- **Fácies de fundo** (*bottomset deposit*) é formada por depósitos de condição submarina, pela decantação dos materiais carregados em suspensão, geralmente sedimentos argilosos. Os depósitos de fundo são considerados a continuação da sedimentação da encosta exterior do delta e diferem da fácies frontal por serem mais ricos em matéria orgânica e por estarem muito perturbados por organismos.

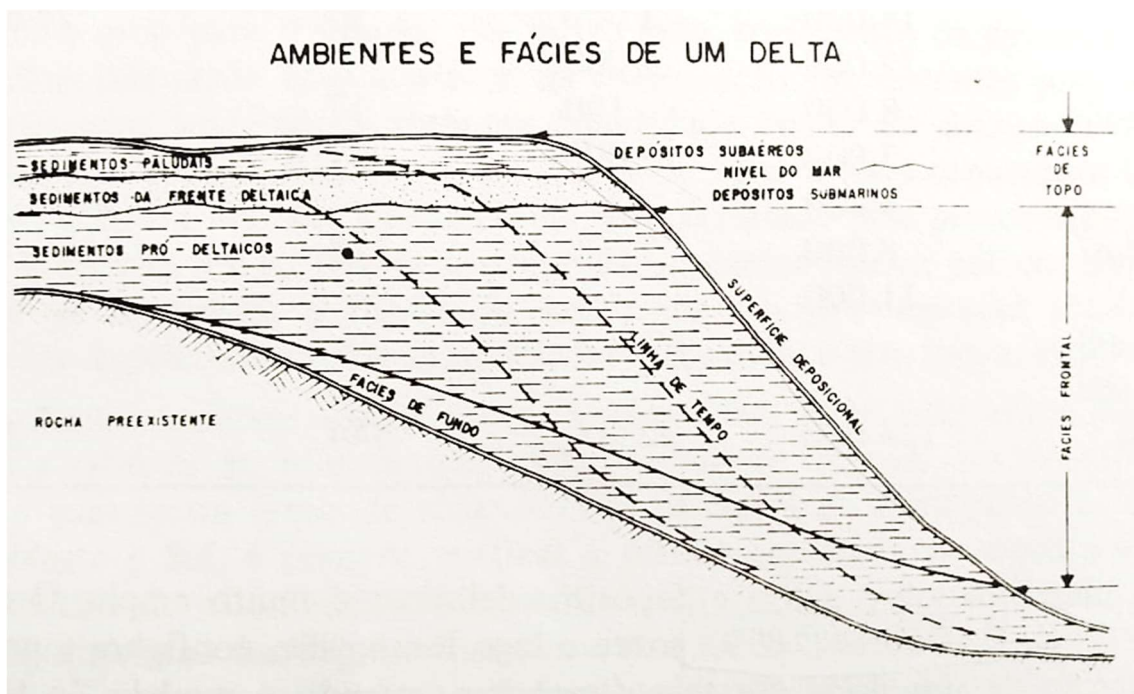


Figura 10: Perfil longitudinal de um delta, assinalando os ambientes e as fácies deposicionais extraído de Christofolletti (1981).

De acordo com Summerfield (1996), os principais componentes do delta são o "delta front", compreendendo a linha de costa e a submersão suavemente inclinada da zona marinha, e a planície do delta, que forma uma extensa área de planície situada em terra firme do "delta front" e é composta pelos canais distributários ativos ou abandonados. O pró-delta é o ambiente da frente do delta voltada para o oceano, associada com a progressão do delta; é a vertente do front deltaico (Christofolletti, 1981).

Wright (1978) divide as planícies deltaicas em duas zonas fisiográficas, áreas subaquosas e subaérea:

- O delta **subaquático** fica abaixo do nível da água na maré baixa, é a base sobre a qual a progradação do delta subaéreo deve prosseguir, e são caracterizados por uma fina camada de sedimentos marinhos, tendo a areia depositada próxima da desembocadura e a argila nas posições mais distais. Estes sedimentos finos são concentrados nas laterais, enquanto a areia grossa é mais comum na frente do delta. Os processos deposicionais da frente do delta dependem do ambiente dinâmico ao qual estão inseridos, assim, a frente do delta pode incluir características como cristas lineares.
- O delta **subaéreo** é a porção do limite acima da maré baixa, apresentando ambientes deposicionais mais complexos. É dividido entre planície inferior, que fica no limite de domínio da interação entre rio e mar, e planície superior, porção mais antiga do delta subaéreo, acima da influência da maré ou marinha. De modo geral, as planícies dependem em grande parte da amplitude das marés e da inclinação média da superfície do delta.

De acordo com Wright (1978) os deltas subaéreos e os subaquáticos podem ser divididos em deltas abandonados e ativos. A planície deltaica ativa é caracterizada por canais distributários ativos. A planície abandonada pode progredir, desde que as forças marinhas continuem a introduzir sedimentos. Pode permanecer estável ou entrar em uma fase destrutiva, principalmente se o retrabalho das ondas for pronunciado devido à subsidência e à compactação rápida de sedimentos. No caso da fase de destruição, a costa do delta passará por uma transgressão terrestre e o resultado geralmente assumirá a forma de uma barreira costeira, praia ou complexo de dunas.

No delta ativo, se o canal for altamente estável ou confinado, ele poderá progredir para o mar com um distributário único e específico (*single*), e poderá bifurcar-se sucessivamente a jusante (*bifurcating*). Ele pode, ainda, alternadamente, se bifurcar e juntar-se novamente (*rejoining*), para criar uma

rede complexa. Dessa forma são três tipos de rede de padrões distributário apresentado na Figura 11.

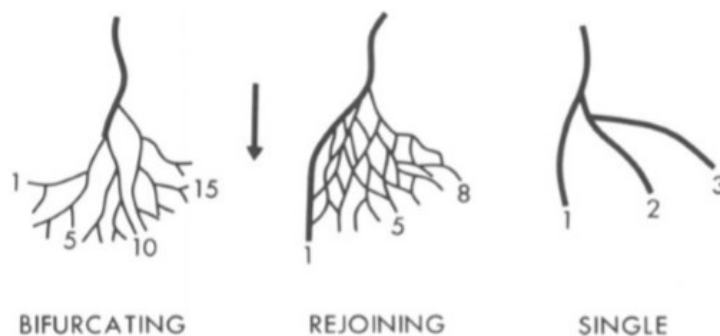


Figura 11: Padrões de canais distributários da rede de drenagem de um delta extraído de Wright (1978).

Devido à interação da dinâmica fluvial e marinha, tornam-se muito variadas as feições assumidas pelos deltas. As definições mais antigas das feições são dadas por Lyell (1832) buscando diferenciar os deltas continentais, marítimos e oceânicos com base na localização do corpo receptor. Para o autor, deltas do tipo fluviais se formariam no desemboque do rio em lagos ou em outros rios, e os marinhos e oceânicos se formariam na foz dos rios que desembocam no oceano ou em mares. Bates (1953) especificou três tipos básicos de formações conforme o fluxo e densidade da água sendo eles o fluxo hiperpicnal, homopicnal e hipopicnal, podendo formar diferentes tipos de feições como deltas cuspidatos, lobados, franjados, arqueados, digitados, entre outros (Christofolletti, 1981).

Para Summerfield (1996), quando um rio chega a um lago ou mar o seu escoamento se expande e desacelera e a carga sedimentar é depositada. A deposição da carga de leito ocorre rapidamente enquanto a carga suspensa irá depender da densidade relativa do rio, mar ou lago. Quando ocorre mesma densidade entre as “águas”, ocorre o fluxo homopicnal; quando a água do rio é mais densa, ocorre o fluxo hiperpicnal; nos casos em que a água do rio é menos densa, ocorre o fluxo hipopicnal.

De acordo com Galloway (1975), a morfologia de um delta marinho é resultado da taxa de entrada de sedimentos relativa à competência da bacia de retrabalhar e remover sedimentos. Para isso, é necessário levar em

consideração todos os tipos de energia marinha que colidem com a costa deltaica, como as correntes oceânicas (transporte de sedimentos em suspensão), correntes meteorológicas (modela e redistribui as fácies fácies deltaicas; as ondas separam os sedimentos), correntes de maré (transporte de sedimentos em suspensão e de carga de eleito, para depositar de forma subaquosa em grande escala) e correntes de densidade (transporte gravitacional de sedimentos mal selecionados e em suspensão; tal transporte produz um pró-delta).

O fluxo de energia das ondas e marés é o processo de transporte e deposição de sedimentos de fundo de leito, essencialmente as areias. O fluxo de energia da corrente, que inclui constante entrada de correntes oceânicas e correntes de deriva, atuam primeiramente no transporte de carga sedimentar em suspensão, como argila, silte e algumas areias finas (Galloway, 1975).

Fisher et. al. (1969) e Galloway (1975) buscaram classificar os deltas como destrutivos, dominados por ondas, e deltas construtivos dominados por rios. Os deltas dominados por marés podem ser do tipo destrutivo ou construtivo (Figura 12). Os deltas altamente construtivos são caracterizados por grande fluxo de sedimentos fornecidos pelo sistema fluvial em relação à energia do mar. Eles se subdividem, conforme seus aspectos geométricos, em lobados e digitados, enquanto os deltas altamente destrutivos são caracterizados pelo baixo fornecimento detrítico em relação à energia do mar, podendo ser do tipo deltas dominados por ondas (cuspidatos) e deltas dominados por marés (françados) (Christofolletti, 1981).

Baseados no modelo de Fisher et. al. (1969) e Coleman e Wright (1971) elaboraram um modelo de análise das diferentes morfologias deltaicas, realizando uma comparação entre o delta do São Francisco e o delta do Níger, concluindo que o delta do São Francisco seria um delta controlado por ondas, apresentando forma cuspidata maior que a do Níger, que teria maior influência das marés. A diferenciação da forma cuspidata do São Francisco se daria pelo fato do assoalho oceânico ser mais íngreme e fortemente controlado pelas ondas, além de, em seu interior, preservar antigos terraços marinhos pleistocênicos seguidos de dunas de areia, cristas praias, entre outras características.

erodindo e afogando as planícies costeiras, que, por sua vez, possibilitariam o aparecimento de sistemas laguna-ilha barreira. Os deltas Paraíba do Sul e Doce construíram deltas em sistemas laguna – ilha barreira, sendo dominados por ondas, levando em consideração a deriva litorânea como principal agente.

Trabalhos como o de Suguio et al., (1985) foram muito importantes para descrever as flutuações do nível do mar durante o Quaternário na costa brasileira. Estes trabalhos levantaram questionamentos sobre o fato de os modelos clássicos de classificação deltaica não levarem consideração os efeitos de tais flutuações, uma vez que a ocorrência destas foi demonstrada em aproximadamente 700 datações de radiocarbono. Elas permitiram construir curvas de flutuações do nível do mar dos últimos 7.000 anos.

Dominguez (1990) critica o modelo de análise elaborado por Coleman e Wright (1971) sobre o delta do Rio São Francisco, alegando que os autores não se preocuparam com os efeitos que as oscilações do nível do mar no Holoceno poderiam ter causado no desenvolvimento do sistema deltaico. Para Dominguez (1990), o chamado delta do São Francisco teria sido controlado pelo sistema fluvial durante a transgressão holocênica e pós este evento. Durante o abaixamento do nível do mar que se sucedeu, o ambiente deltaico teria sido controlado por ações marinhas, os efluentes fluviais teriam atuado apenas como molhes, retendo a barlar da desembocadura fluvial os sedimentos transportados pela deriva litorânea. Os sedimentos fluviais seriam depositados a sotamar. Dessa forma, além da relação entre sistema fluvial e marinho, não teria acontecido, ao mesmo tempo, a progradação do delta, influenciada por sedimentos trazidos pela deriva litorânea. Dominguez (1990) sugere que o termo delta deveria ser abandonado para descrever planícies costeiras associadas a desembocaduras fluviais em ambientes dominados por ondas.

Com o avanço dos estudos sobre os deltas controlados por ondas, Bhattacharya e Giosan (2003) fizeram significativas observações sobre os deltas do São Francisco, Jequitinhonha, Paraíba do Sul e Rio Doce. Num primeiro momento, foi analisado a morfologia assimétrica das desembocaduras, que poderia estar relacionada às direções das ondas, que, por sua vez, poderiam ser mais fortes em uma direção e mais fracas no sentido contrário. A análise da assimetria dos deltas brasileiros acrescentou significativa influência para a comunidade científica reconsiderar as desembocaduras dos grandes rios

brasileiros como deltas, uma vez que o seu principal mecanismo de formação poderia ser explicado pelo efeito do “molhe hidráulico” retrabalhando sedimentos fluviais e marinhos ao mesmo tempo.

É importante ressaltar que a costa brasileira possui diferentes tipos de marés (Figura 13) e isso influencia nas forças dominantes entre ondas, marés e rios sobre um sistema deltaico. De acordo com Summerfield (1996), são considerados três tipos de marés: as micromarés, tendo amplitudes menores que 2m; as mesomarés, atingindo amplitudes entre 2m a 4m; e as macromarés, que ultrapassam amplitudes de 4m.

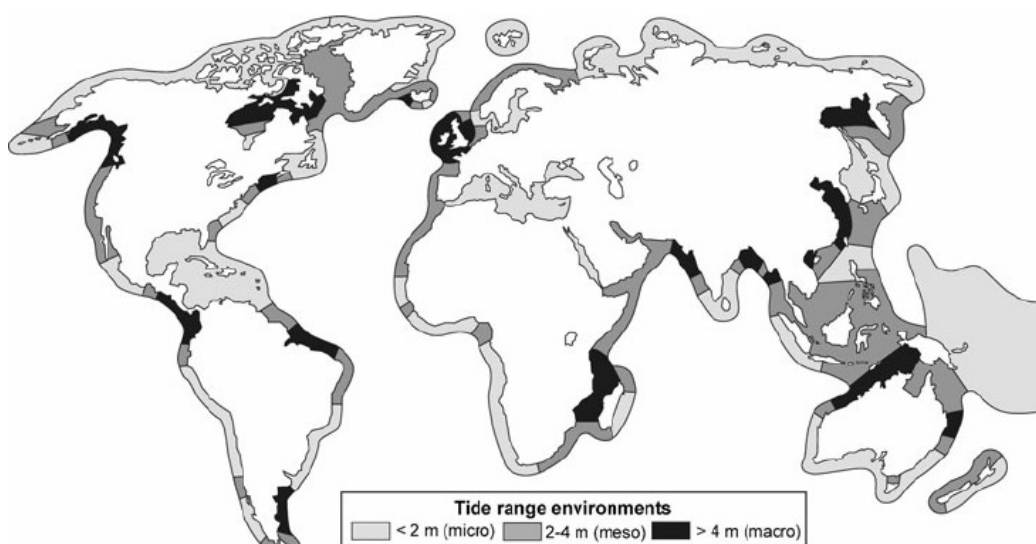


Figura 13: Amplitudes de marés pelo mundo, verificamos que no Brasil ocorrem os três tipos de marés, imagem extraída de Summerfield (1996).

Alguns exemplos de deltas brasileiros foram mencionados anteriormente, tais com os do São Francisco, Jequitinhonha, Paraíba do Sul e do Rio Doce. De acordo com Dominguez et al. (1983) o delta do São Francisco (Figura 14) é um delta dominado por ondas, sendo considerado por muitos outros autores como Coleman e Wright (1971) e Bhattacharya e Giosan (2003) o melhor exemplo de delta dominado por ondas. Os indicadores para a definição de tal domínio são descritos por Dominguez et al. (1983) como a presença de esporões, pontais arenosos, línguas de areia que crescem em uma das margens dos rios (margem direita) e onde ocorre o “efeito molhe” (Figura 15).



Figura 14: Imagem de satélite do delta do São Francisco, extraída do Google Satélite, ano de 2020.

Os indicadores para a definição de tal domínio são descritos por Dominguez *et al.* (1983) como contendo a presença de esporões, pontais arenosos, línguas de areia que crescem em uma das margens dos rios (margem direita) e onde ocorre o “efeito molhe” (Figura 15).

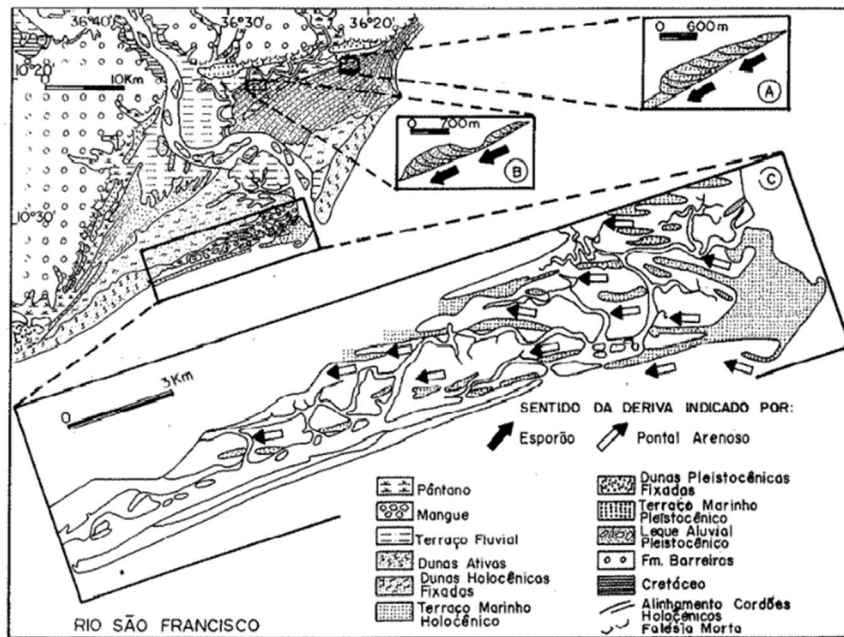


Figura 15: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do São Francisco, modelo extraído de Dominguez *et al.* (1983).

De acordo com Dominguez *et al.* (1983) o delta do rio Jequitinhonha (Figura 16) também é um delta dominado por ondas. Os indicadores para tal domínio são os esporões, pontais arenosos (línguas de areia) que crescem em uma das margens dos rios (margem direita), efeito de molhe e migração da desembocadura (Figura 17).



Figura 16: Imagem de satélite do delta do rio Jequitinhonha, extraída do Google Satélite. Ano de 2020.

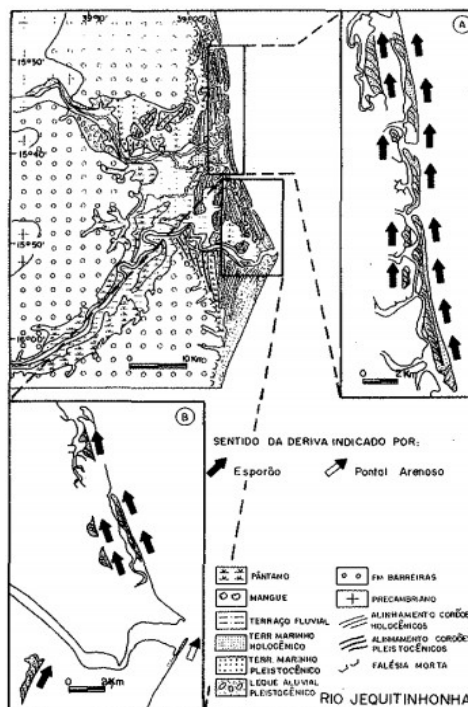


Figura 17: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do Jequitinhonha, modelo extraído de Dominguez *et al.* (1983).

De acordo com Dominguez *et al.* (1983), o delta do rio Paraíba do Sul (Figura 18) também se enquadra como um delta dominado por ondas, com presença de esporões, pontais arenosos (línguas de areia) que crescem em uma das margens dos rios (margem direita), ilhas lunadas arenosas que aumentam o comprimento no mesmo sentido preferencial da deriva litorânea, efeito de molhe e migração de desembocaduras (Figura 19).



Figura 18: Imagem de satélite do delta rio Paraíba do Sul, extraída do Google Satélite. Ano de 2020.

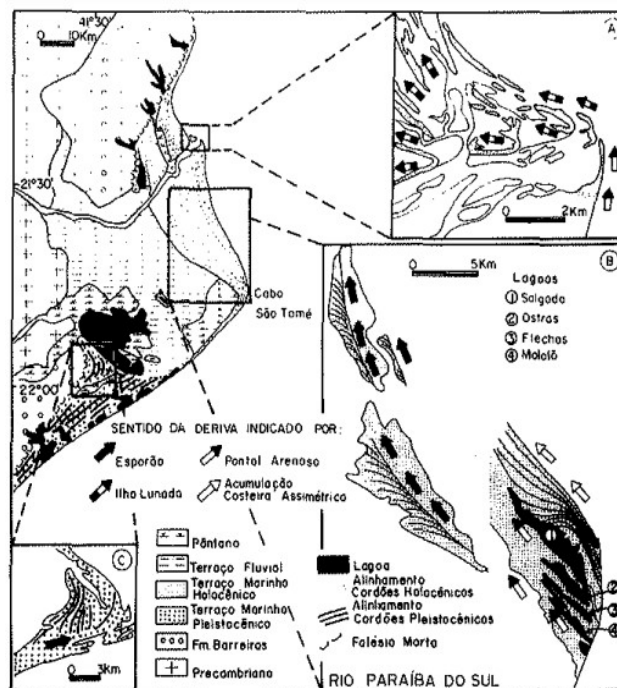


Figura 19: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do rio Paraíba do Sul, modelo extraído de Dominguez *et al.* (1983).

Muitos pesquisadores, como Bhattacharya e Giosan (2003), Vasconcelos et al., (2016) e Souza et al., (2022) têm se dedicado a descrever os processos que atuaram e atuam no delta do rio Paraíba do Sul. Pode-se dizer que o delta do Paraíba do sul se formou em 4 estágios principais de evolução: no primeiro estágio ocorreu acumulação submarina próxima à frente deltaica; no segundo momento ocorre a emergência de barreiras arenosa na forma de *spit*; no terceiro momento ocorre progradação lateral a partir das correntes de deriva litorânea; no quarto momento ocorreu a conexão do *spit* ao continente, passando a isolar um sistema lagunar até novamente recomençar o ciclo de uma nova acumulação submarina na frente deltaica (Vasconcelos et al., 2016).

De acordo com Dominguez et al. (1983), o delta do rio Doce (Figura 20) é um delta dominado por ondas com a presença de esporões, pontais arenosos (línguas de areia) que crescem em uma das margens dos rios (margem esquerda) e o sistema “praia em equilíbrio”. A configuração da linha de costa é controlada principalmente pela curvatura e orientação das cristas de ondas refratadas. Este fenômeno é bem ilustrado para trechos costeiros contidos entre dois promontórios (Figura 21).

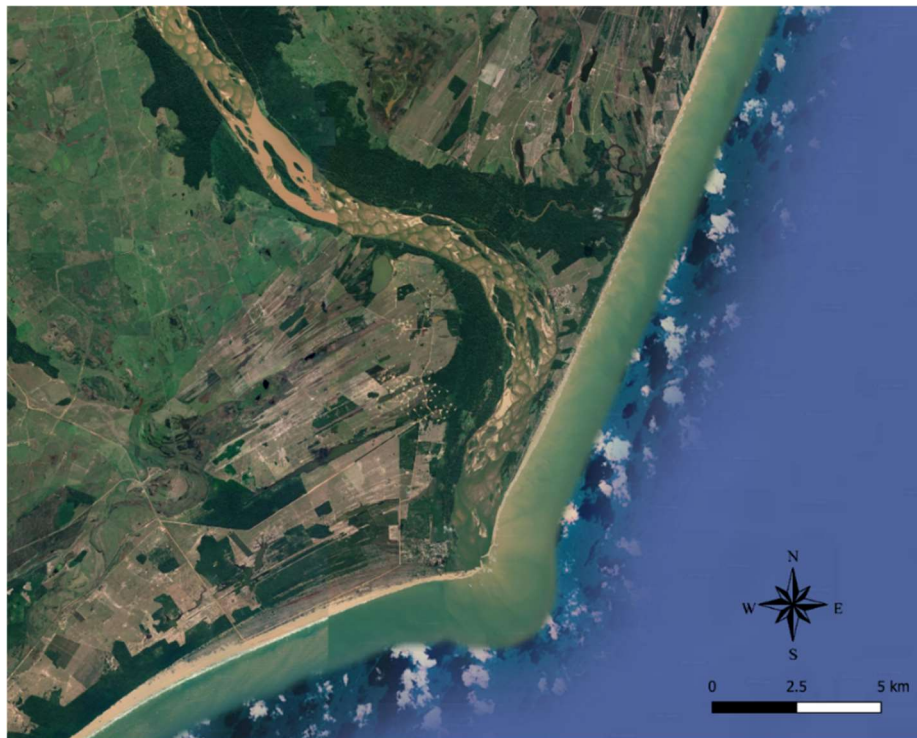


Figura 20: Imagem espacial do delta do rio Doce, imagem extraída do Google Satélite.

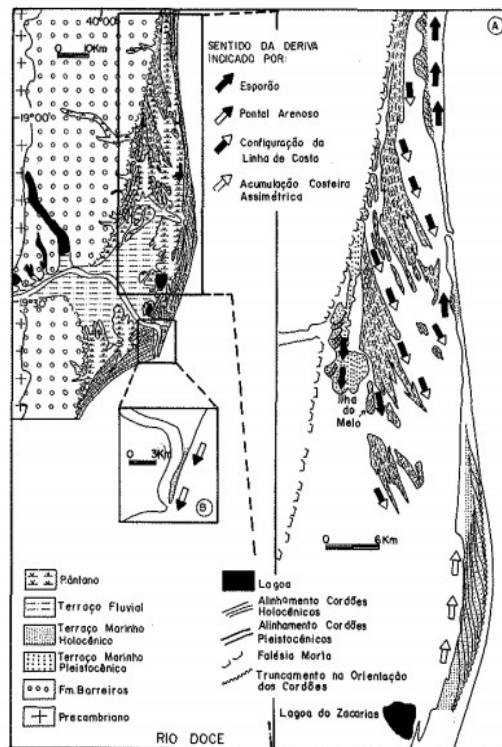


Figura 21: Esquema representativo dos principais indicadores analisados no delta do rio Doce, modelo extraído de Dominguez et al. (1983).

A formação do delta do rio Doce se diferencia dos demais deltas mencionados até o momento por não possuir evidências do efeito molhe dominante em sua desembocadura, ou seja, grande parte da sua construção durante o holoceno teria se dado no deságue do rio Doce em uma laguna, não alcançando o mar diretamente (Suguio et al., 1982)

Aproximando-se mais da área objeto deste estudo, destaca-se a foz do Rio Amazonas (Figura 22), localizada na costa norte brasileira, entre os estados do Amapá e Pará. Seu sistema estuarino é dado como um sistema complexo, cuja foz se desenvolveu em respostas a prováveis movimentos tectônicos e alterações do nível do mar. Em respostas à elevação Andina, na foz do Amazonas se desenvolveu um grande leque subaquático, entalhando um *canyon* de grande dimensão (Damuth e Flood, 1984) Apesar desta feição atualmente não seguir os padrões de protuberância para fora da linha de costa, seus ambientes e subambientes estão fortemente relacionados a umpor um complexo sistema deltaico, cujo domínio principal se dá pela carga sedimentar fornecida pelo rio Amazonas e as macromarés da região. De acordo com

Ab'Saber (2006), o delta do Amazonas, ao qual ele se refere como complexo deltaico-estuarino, apresenta quatro importantes agrupamentos de ilhas no estuário. No primeiro, ocorre um tampão deltaico estuarino do conjunto Gurupá-Queimada, em que há um dédalo de ilhas de porte médio a pequenos, espremidas entre as baías do Vieira Grande; no segundo, o autor denomina como subdeltas dos rios Jacaré e Anajás/Charapucu; no terceiro, as ilhas frontais recentes geradas por sedimentação argilosa, planícies alagáveis costeiras e a manguezais.



Figura 22: Apresentação do delta do Amazonas e o leque subaquático entalhado pelo mesmo rio, imagem extraída do Google Satélite.

Ab'Saber (2006) não considera o delta Breves- Boiuçu (Figura 23) como pertencente ao complexo deltaico-estuarino amazônico, apesar da proximidade da região deltaica com o complexo de ilhas descritos pelo autor. Para o mesmo, a própria gênese do delta teria causado a ruptura com o sistema deltaico amazônico, por ter assoreado o canal que interligava o rio Amazonas ao rio Pará. Porém, ao verificarmos a disposição do delta Breves- Boiuçu em relação ao delta do Amazonas, nos questionamos se o primeiro também faria parte do segundo.

Para o autor Ab'Saber (2006), o conjunto terminal no delta estaria entre as Baías de Portel e Melgaço e a Baía das Bocas, sendo o. Para este autor, o delta é um exemplo típico de fundo de estuário. Neste caso, estuário do rio Pará, semelhante ao delta Jacuí, na região de Porto Alegre. Na margem direita do

estreito de Breves, a planície deltaica marca fortemente um remanescente de afogamento bem marcado ocorrido sobretudo no período do optimum climático (5 mil, 6 mil anos A.P), indicando que o espaço que em que hoje se situa o estreito de Breves foi um canal estuarino do rio Amazonas tão largo quanto a chamada Baía das Bocas. A própria Baía das Bocas faz referência à frente do delta, ao que Ab'Saber (2006) assimilou com um delta do tipo pé de pássaro.

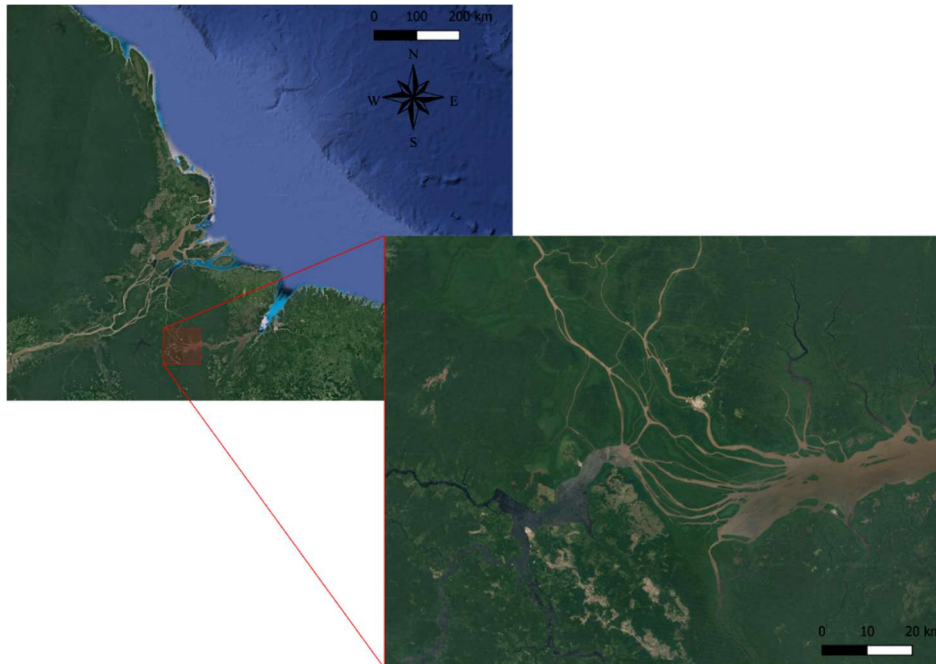


Figura 23: Localização da região deltaica Breves Boiçu. Imagem extraída do Google Satélite.

CAPÍTULO 4

4.1. PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

Neste capítulo serão abordados os diferentes tipos de procedimentos técnico-operacionais que serão utilizados para atingir os objetivos propostos nesta pesquisa. É necessário ressaltar que este trabalho possui uma abordagem multiescalar, por esse motivo a análise se deu em escala regional e escala local. Para as análises em escala regional adotamos o mapeamento dos domínios de lineamentos (Wise et. al., 1985; Cianfarra e Salvini, 2015; Pinheiro et al., 2019), com esse método conseguimos inferir os campos de tensões e as possíveis orientações e movimentações de falhas na região. Para o estudo em escala local adotamos métodos que ajudaram a descrever a área do delta de forma mais detalhada. Utilizando o mapeamento das anomalias de drenagem em conjunto com o mapeamento dos paleocanais (Howard, 1967; Panizza et.al, 1987; Pinheiro, 2014), foi possível definir as principais feições que indicam os processos morfotectônicos ocorridos na área e ainda em escala local, para analisarmos a atual dinâmica do delta Breves-Boiuçu, utilizamos os métodos adotados por Besset et al. (2019) para inferirmos o índice de progradação do delta. Os procedimentos seguidos estão expostos na Figura 24, a seguir.

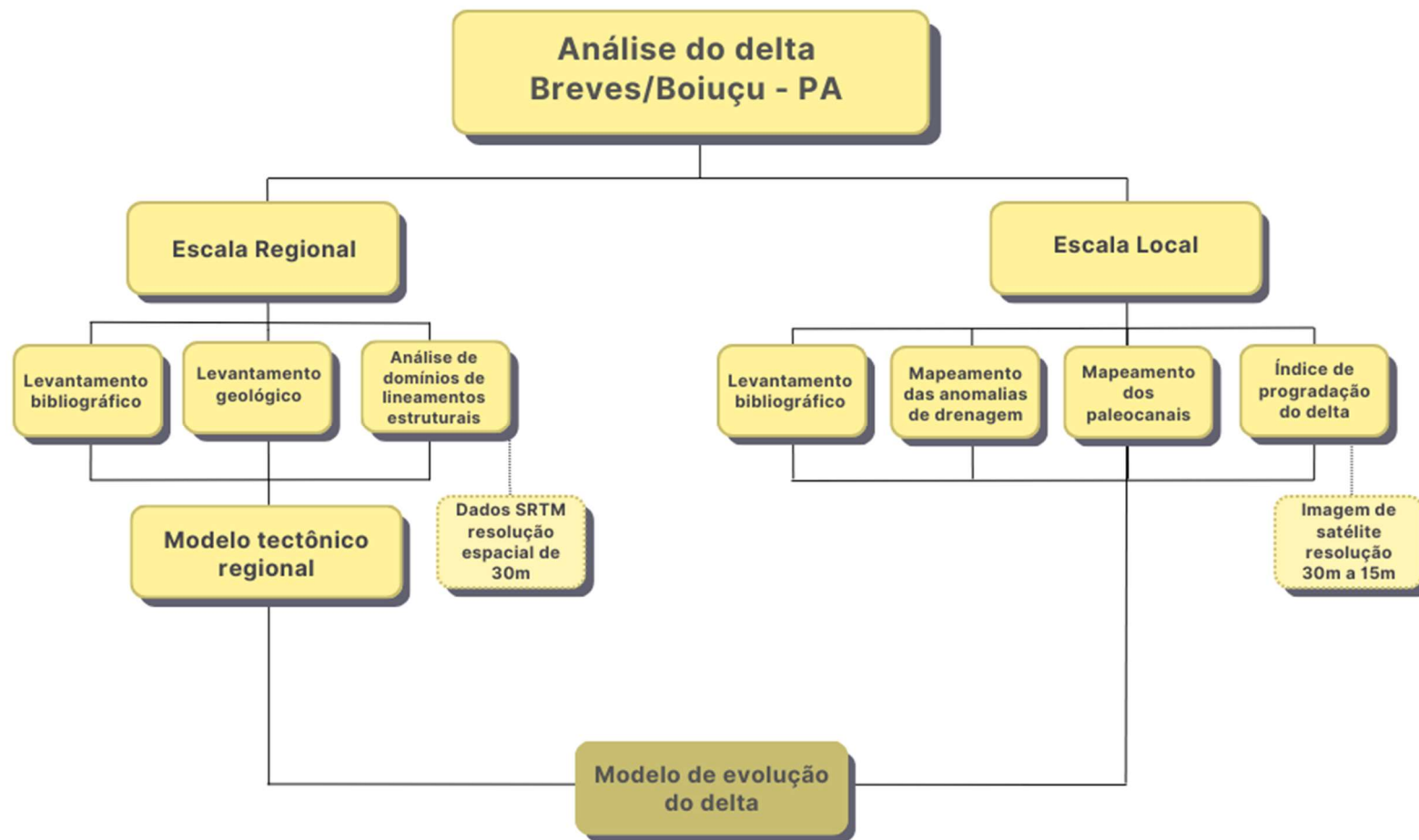


Figura 24: Procedimentos utilizados para a análise regional e local.

4.1.1. MAPEAMENTO E ANÁLISE DE DOMÍNIOS DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Com o intuito de analisar os controles tectônicos na região do delta Breves – Boiuçu, foi utilizada a proposta de Wise et al., (1985) sobre a observação de lineamentos estruturais na superfície terrestre. Segundo estes autores, grande parte da superfície possui padrões lineares na topografia, feições estas que, por muito tempo, foram interpretadas como resultado das zonas de fraturas; alguns lineamentos são claramente identificáveis como falhas, enquanto outros parecem ser apenas fraturas locais.

Wise *et al.* (1985) ressalta que os lineamentos podem ser profundas zonas de perturbação regional ou ainda lineamentos subparalelos de maior dimensão que podem estar presentes dentro da mesma área estudada, mas que se estendem por milhares de quilômetros quadrados formando “enxames de lineamentos”. Cianfarra e Salvini (2015) destacam que os lineamentos se agrupam em torno de orientações preferenciais, formando domínios de lineamentos.

Os lineamentos podem ser facilmente identificados por sensoriamento remoto, com a utilização de modelos digitais de elevação do terreno. Nesse contexto, foram utilizados os dados topográficos (30 m de resolução espacial) da SRTM (Shutter Radar Topographic Mission) para a detecção dos lineamentos, de forma automática por meio do software SID3, de autoria do Professor Francesco Salvini, vinculado à Università Degli Studi Roma Tre (Itália).

Inicialmente, os dados SRTM foram tratados no software ENVI, por meio do qual, primeiramente, foi feita a redução da resolução espacial da imagem para 90 m. Em seguida, foram geradas imagens sombreadas submetidas a diferentes condições de iluminação, 0°, 45°, 90°, 135°, conforme proposto por Wise *et al.*, (1985). Para cada condição de iluminação, foi ressaltado o relevo em uma elevação de 20 m, resultando no relevo sombreado que destacou as principais feições visíveis em cada imagem. Sobre essas imagens, de acordo com Cianfarra et al. (2022) foram aplicados os filtros “*low pass*” e “*high pass*”, para eliminar informações pontuais ou de pequenas dimensões da morfologia do relevo, além de ruídos, permanecendo apenas as informações de maior

dimensão e que correspondem a feições geomorfológicas que podem ser associadas a fatores geodinâmicos. A imagem final foi salva em formato bmp, com a resolução de 2 bit, apresentando a coloração preto e branco.

Os principais parâmetros que definiram as características da busca pelos lineamentos no software foram:

- Comprimento mínimo e máximo de um lineamento;
- Largura do lineamento;
- Dimensão da taxa de suavização ou generalização ao longo do lineamento potencial, para substituir as discontinuidades na distribuição de pixels;
- Comprimento mínimo e máximo de cada segmento de lineamento;
- Distância máxima entre segmentos de lineamentos que pertencem ao mesmo lineamento;
- Densidade de pixels ao longo dos lineamentos.

Para a região do delta Breves – Boiuçu, foram definidos os seguintes parâmetros para a detecção dos lineamentos: largura: 270 m; comprimento: 5 a 200 km; largura limite de suavização ao longo do lineamento: 3 pixels; quantidade mínima de pixels para que seja considerado um lineamento: 3 pixels; distância máxima entre os segmentos que pertencem ao mesmo lineamento: 1 pixel.

Os lineamentos mapeados foram analisados estatisticamente no software Daisy (Salvini et al., 1999) por meio de uma análise polimodal, sendo que cada direção preferencial encontrada é equivalente a um domínio de lineamentos. O resultado da análise dos domínios de lineamentos sugeriu a orientação dos possíveis campos de paleotensões da região. As estruturas mapeadas podem ser antigas, tendo sido reativadas por tensões recentes ou estruturas novas resultantes de tensões vigentes. A inferência da posição dos paleotensores seguiu a proposta de Wise (1982), aplicada em Cianfarra e Salvini (2015) e Pinheiro et al. (2019). Segundo essa proposta, o domínio principal de lineamentos é paralelo à compressão máxima horizontal (S_{hmax}), enquanto a distensão máxima horizontal (S_{hmin}) seria perpendicular a este domínio.








4.1.2. MAPEAMENTO E ANÁLISE DAS ANOMALIAS DE DRENAGEM

A rede de drenagem é um dos elementos mais sensíveis a modificações do relevo, principalmente em relação a tectônica. Como descreve Santos et al. (2019), os padrões de drenagem, sedimentação e as feições construídas pelo trabalho dos rios são importantes indicadores dos processos que atuaram ou que atuam na evolução de determinados ambientes. Howard (1967) descreve que os padrões básicos da rede de drenagem são controlados por estruturas regionais, porém quando ocorre o conjunto de padrões de drenagem diferentes estes refletem em um conjunto de controles estruturais diferentes, ou ainda, por diferenças na topografia e nos materiais. Para esse tipo de drenagem o autor definiu o termo “complexo” ou “anômalo”. Dessa forma, podemos utilizar alguns indicadores que ajudam a inferir o conjunto de controles estruturais que um ou mais padrões de drenagem estão submetidos.

Com o intuito de avaliar o provável controle tectônico no sistema fluvial, foi realizado o mapeamento das anomalias de drenagem. Este levantamento foi baseado no trabalho clássico de Howard (1967) e, sobretudo, na proposta de Panizza et al. (1987) para mapeamento morfotectônico de áreas montanhosas e de planícies fluviais.

Embora contemple tanto ambientes de planície como zonas de relevo dissecado, a proposta de Panizza foi idealizada para um contexto de tectônica ativa com elevada sismicidade, o território italiano. Por conta disso, utilizamos a adaptação desta legenda proposta por Pinheiro, (2014) , aplicada a uma zona em ambiente intraplaca do Sudeste Brasileiro, tal como é a área objeto da presente pesquisa. Os itens da legenda estão expostos no Quadro 1, a seguir:

Quadro 1: Legenda do mapeamento das anomalias de drenagem. Adaptado de Pinheiro (2014).

CONTROLE TECTÔNICO DA REDE DE DRENAGEM		
Símbolo	Nome	Descrição
	Drenagem Retilínea	Segmento de canal fluvial com nítida orientação e sem inflexões
	Cotovelo no Canal Fluvial	Inflexão na direção do canal fluvial
	Cotovelo Duplo no Canal Fluvial	Inflexão dupla na direção do canal fluvial
	Confluência em 90°	Confluência de canais fluviais perpendiculares
	Confluência Discordante	Confluência de canais que seguem direções opostas ou com ângulo superior a 120°
	Assimetria no Padrão de Drenagem	Variação no padrão de drenagem quando comparadas as duas margens separadas pelo canal principal
	Paleovales	Antigos leitos fluviais, atualmente desconectados da rede fluvial atual.

4.1.3. DETERMINAÇÃO DA TAXA DE PROGRADAÇÃO E EROSIÃO DO DELTA

Sistemas deltaicos configuram áreas de progradação nas desembocaduras dos grandes rios da costa leste do Brasil, e têm sido objeto de pesquisa crescente nos últimos anos (Polizel e Rossetti, 2014). A progradação consiste no avanço gradual dos sistemas deposicionais proximais sobre os distais, sendo a retrogradação o processo oposto, isto é, a deposição gradual de sistemas deposicionais distais sobre os proximais (Catuneanu, 2006). Fases progradacionais podem se alternar a fases transgressivas, caracterizando complexos sistemas fluviais de ambientes flúvio-estuarinos/lagunares/marinhos rasos cujos depósitos podem ser marcados por grande extensão e alternância dos materiais sedimentares (Polizel e Rossetti, 2014; Rocha et al., 2019).

A verificação da taxa de progradação do delta Breves-Boiuçu foi baseada no modelo adotado por Besset *et al* (2019), realizando uma análise quantitativa da variação da linha de costa do delta nos últimos 30 anos. O cálculo da taxa de progradação do delta, assim como da erosão, permitiu inferir qual é a relação do delta com o fornecimento sedimentar da bacia de drenagem e sua eventual progradação em direção ao mar. Para essa análise, foram consideradas apenas as áreas emersas do delta, o delta subaéreo.

Para análise da variação espacial e temporal do delta, foram utilizadas as imagens de satélite Landsat 5 e 8, dos anos de 1986 e 2020. As imagens variam em resoluções espaciais, de 30 a 15 m. A seleção das imagens foi baseada na baixa densidade de cobertura de nuvens e ainda, com base nas eventuais variações nos níveis de maré, tendo como referência a data e hora de aquisição das imagens de satélite, conforme sugerido por Besset *et al.* (2019). As informações das tábuas de marés de 1986 a 2020 foram fornecidas pela Marinha do Brasil.

As imagens foram tratadas no software ArcGIS utilizando as combinações entre as bandas 4 e 5 do infravermelho próximo e a banda 7 do infravermelho médio. Tais combinações realçam a vegetação na coloração azul, quando a vegetação é densa, e azul opaco quando menos densa. Essas diferenças também foram observadas nas imagens de cor natural (RGB), com tons de verde escuro para mais densa e verde claro para as verde claro.

O limite do delta foi mapeado de forma manual, em ambiente SIG, na escala 1:8.000. Para a definição da linha de costa, foram desconsiderados potenciais marcadores sujeitos a ações instantâneas, diárias ou flutuações relacionadas a eventos, como zonas de oscilação ou pontas de bancos de areia submersos. Foi considerado o limite de costa com base na cobertura vegetal madura, tendo, nesse caso, a vegetação de manguezais e outros tipos de florestas costeiras como classificadores.

A detecção da linha de costa é a etapa mais delicada, de acordo com Besset et al. (2019), pois ela depende da combinação de incertezas relacionada ao georreferenciamento, resolução, espessura do cursor e o manuseio de quem está operando. O cálculo das incertezas de progradação/erosão foram realizados da seguinte forma: a incerteza (EAC) envolvida na taxa anual de mudança da área do delta (*Area Change* – AC) é dada em km²/ano e pode ser expressa pela equação:

$$E_{AC} = \frac{\sqrt{ShaE_{t_0}^2 + ShaE_{t_1}^2}}{t_1 - t_0}$$

Onde $ShaE_{t_0}^2$ e $ShaE_{t_1}^2$ são as estimativas médias da área de incerteza para as linhas de costa mapeadas e t_1 e t_0 são os anos das imagens em números decimais, respectivamente, do mais antigo para o mais novo. O $ShaE_{t_0}^2$ e $ShaE_{t_1}^2$ foram obtidos por meio da média do erro ao quadrado de cada segmento de 1 km de comprimento. A linha de costa mapeada foi particionada em segmentos lineares de 1 km usando a ferramenta DSAS v5.1 (*Digital Shoreline Analysis System*). A mudança da linha de costa é considerada insignificante quando a porcentagem de ganho ou perda de área está abaixo do valor limite resultante de incertezas, calculado.

CAPÍTULO 5

5.1. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1.1. DOMÍNIOS DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E MODELOS TECTÔNICOS

Foram encontrados 4.196 lineamentos na área de estudo e seu entorno próximo, considerando a soma dos elementos mapeados nas 4 imagens geradas sob diferentes condições de iluminação (Figura 25). Os dados foram plotados pelo software Daisy para determinação do resultado da frequência azimutal (frequência de lineamentos) conforme o ajuste gaussiano polimodal (Wise et al., 1985; Cianfarra e Salvini, 2015), representado na forma de rosetas (Figura 26).

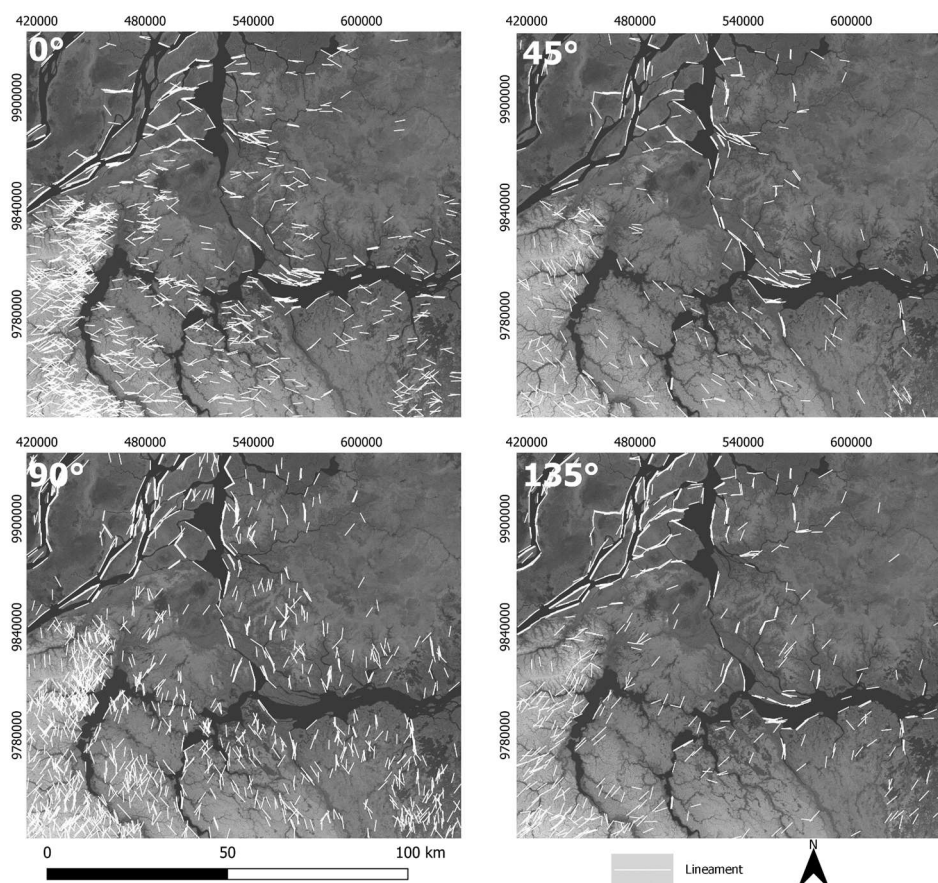


Figura 25: Diferentes condições de iluminação para a detecção dos lineamentos.

Os resultados da análise dos domínios de lineamentos apontam para a existência de dois grandes domínios de lineamentos, N-S e E-W, sendo o primeiro (pétala vermelha na figura 26), o provável domínio principal,

considerando o maior número de lineamentos e o menor desvio padrão (21.99°). Lineamentos NW-SE também foram mapeados, mas correspondem a estruturas menos significativas do ponto de vista regional, uma vez que sua frequência é muito inferior às outras duas orientações mencionadas.

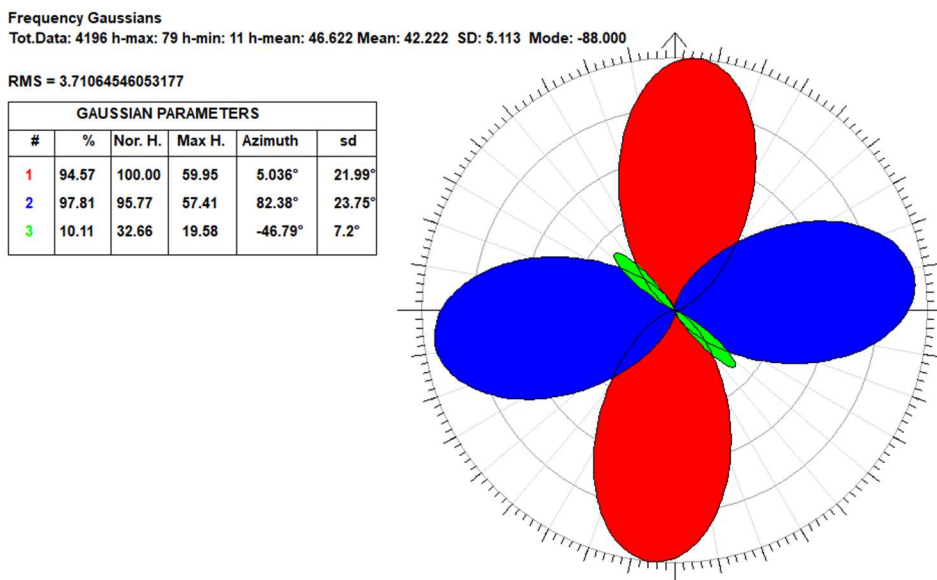


Figura 26: Resultado da detecção de lineamentos sob imagens SRTM analisadas nas diferentes condições de iluminação (0°, 45°, 90° e 135°).

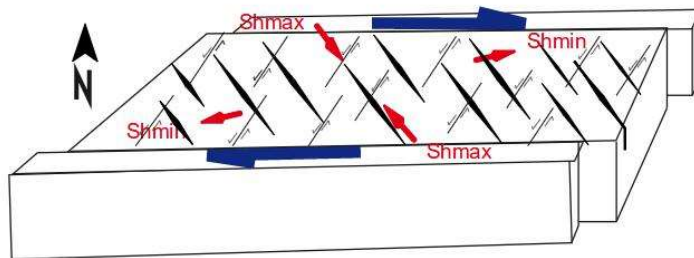
Com base nesses resultados, dois possíveis modelos tectônicos, nos quais é possível reconhecer as fraturas subsidiárias e as de cisalhamento associadas a uma transcorrência regional, podem ser propostos:

A) De acordo com o primeiro modelo (figura 27 - A), o corredor de cisalhamento principal seria dextral com orientação E-W, associado ao S_{hmax} de orientação NW-SE. Falhas normais, juntas e fraturas em T seguiriam esta última orientação, paralela à compressão principal, enquanto que as estruturas E-W e N-S mapeadas corresponderiam, respectivamente, a falhas Y (dexas) e X (sinistras).

Esses resultados são compatíveis com a literatura da área, tal como discutido a seguir. Embora os lineamentos NW-SE sejam pouco representativos do ponto de vista estatístico regional, como demonstrado na Figura 28, eles não podem ser ignorados e, no modelo proposto, correspondem a estruturas

distensivas, equivalentes às falhas normais mencionadas por Villegas (1994) com base em linhas sísmicas, na sub-bacia de Limoeiro. Além disso, essas falhas são consideradas por Costa et al., (2001) como estruturas que tiveram grande influência Neotectônica em dois conjuntos: 1) conjuntos antigos de falhas normais, controlados por depósitos de águas rasas marinhas (Pirabas), e depósitos transicionais (grupo Barreiras), no Terciário tardio; 2) o conjunto de falhas jovens corresponderia às transcorrências dextrais de orientação E-W ligadas a falhas normais de orientação NW-SE, formando bacias de dimensões variáveis e idades pleistocênicas a holocênicas.

A) Primeiro modelo tectônico : Corredor de cisalhamento E-W



B) Segundo modelo tectônico : Corredor de cisalhamento NE-SW

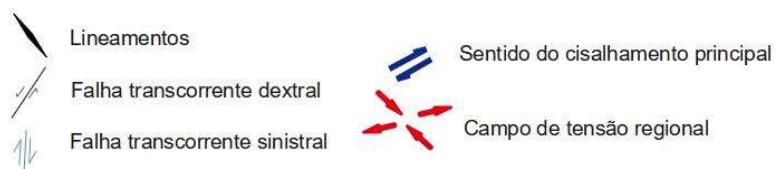
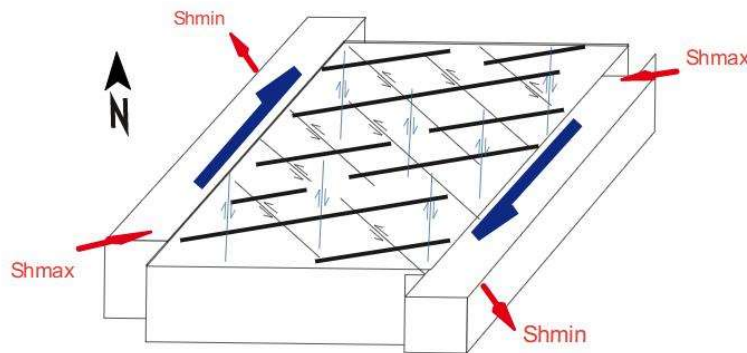


Figura 27: Possível modelo tectônico inferido para os domínios de lineamentos

B) No segundo modelo (figura 27 - B), existiria uma zona de cisalhamento dextral NE-SW, e as estruturas E-W corresponderiam às fraturas T, enquanto as estruturas N-S seriam as falhas P dextrais. Neste modelo, de acordo com a proposta de Wise (1985), o S_{hmax} seria E-W, paralelo à direção principal dos lineamentos, dado este que é compatível com o estudo de Assumpção et al., (2016), para quem a compressão máxima regional segue esta mesma orientação.

Os dados dos lineamentos apresentados na Figura 26 são uma síntese regional. Contudo, para avaliar as possíveis variações espaciais da orientação dos lineamentos da área, foi realizada uma análise detalhada deles em cada setor do mapa. Os setores analisados foram definidos estatisticamente, por meio de círculos com raio de 30 km. O resultado (Figura 28) demonstra que a orientação N-S e E-W predominam em quase todas as rosetas, sendo apenas menos frequentes a SW da área analisada em que ocorrem mais variações nas direções principais. Lineamentos na orientação NE-SW são mais expressivos apenas a W e SW da área estudada, mantendo lineamentos ligeiramente rotacionados para NNE-SSW a NW e N da área. A pequena variação espacial na direção dos lineamentos encontrados sugere que eles foram formados sob influência dos mesmos regimes de tensões, sejam eles regionais ou locais.

Com o intuito de verificar se há variação nas direções principais dos domínios de lineamentos nas diferentes litologias, realizou-se, ainda, uma análise de lineamentos para cada Formação da área estudada (Figura 29). Esse tipo de análise poderia indicar ocorrências de diferentes eventos ou até mesmo sugerir a idade da formação ou reativação das estruturas, uma vez que a idade das litologias é bem conhecida na literatura. As formações litoestratigráficas que recobrem grande parte da área analisada são a Tucunaré e Pós-Barreiras, que correspondem a depósitos quaternários de ambientes marinhos rasos e transicionais (Tatumi et al., 2008; Miranda et al., 2009; Mantelli e Rossetti, 2009). Uma pequena parte da Formação Alter do Chão aparece mais sudoeste da área estudada, tendo idade estimada do Terciário (Mendes et al., 2012).

Ao comparar o mapa das litologias com suas respectivas áreas no modelo estatístico, verificou-se que as rosetas correspondentes à Formação Alter do

Chão (Paleógeno) possuem uma variação nas direções dos lineamentos encontrados: a direção principal é NE-SW. Comportamento similar foi observado na Formação Pós Barreiras (Quaternário), porém a orientação principal é mais próxima de E-W próximo a área do Delta (Figura 30 – D). Essa pequena variação encontrada a sudoeste da área se deve possivelmente à sobreposição de eventos novos (reativações) em estruturas antigas. Já na Formação Tucunaré (Quaternário), observou-se um predomínio das rosetas de orientação principal N-S.

Em síntese, as estruturas mapeadas em ambas as formações apresentam as mesmas orientações, com exceção da Formação Alter do Chão e Formação Barreiras, que apresentaram orientação mais próxima de NE-SW e com desvio padrão de 20.3° e 15.51° respectivamente, mais elevado que nas demais unidades litoestratigráficas: Formação Pós-Barreiras: 14.19° ; Formação Tucunaré: 12.41° ; Depósito Aluvionares: 15.91° . Dessa forma, pode-se inferir que toda a região estudada, provavelmente está sobre o mesmo campo de tensões. A orientação ligeiramente diferente dos lineamentos das Formações terciárias provavelmente se deve à sobreposição de estruturas mais antigas (pré quaternárias) com aquelas mais recentes, associadas ao regime tectônico vigente. Finalmente, salienta-se, ainda, que, considerando que a deformação abrange inclusive materiais holocênicos, como é o caso da Formação Pós-Barreiras (Tatumi et al., 2008), não há dúvidas de que há uma tectônica muito recente agindo na área.

Outro fator que corrobora essas interpretações é a atividade sísmica na área. Os dados da Rede Sismográfica Brasileira, disponibilizados pela Centro de Sismomologia do Instituto Astronômico e Geofísica da Universidade de São Paulo, mostram que, embora a atividade sísmica na área seja baixa, os epicentros dos tremores se alinham na direção NE-SW (Figura 29). Além disso, destaca-se pelo menos dois tremores de 4,5 e 4,3 mR ocorridos em 1977 (Assumpção et al., 1985) e 2022, respectivamente, na Ilha de Marajó em terrenos atualmente recobertos por materiais Quaternários da Formação Pós Barreiras. Infelizmente, o mecanismo focal dos tremores não pode ser determinado devido à baixa cobertura de estações sismográficas na região.

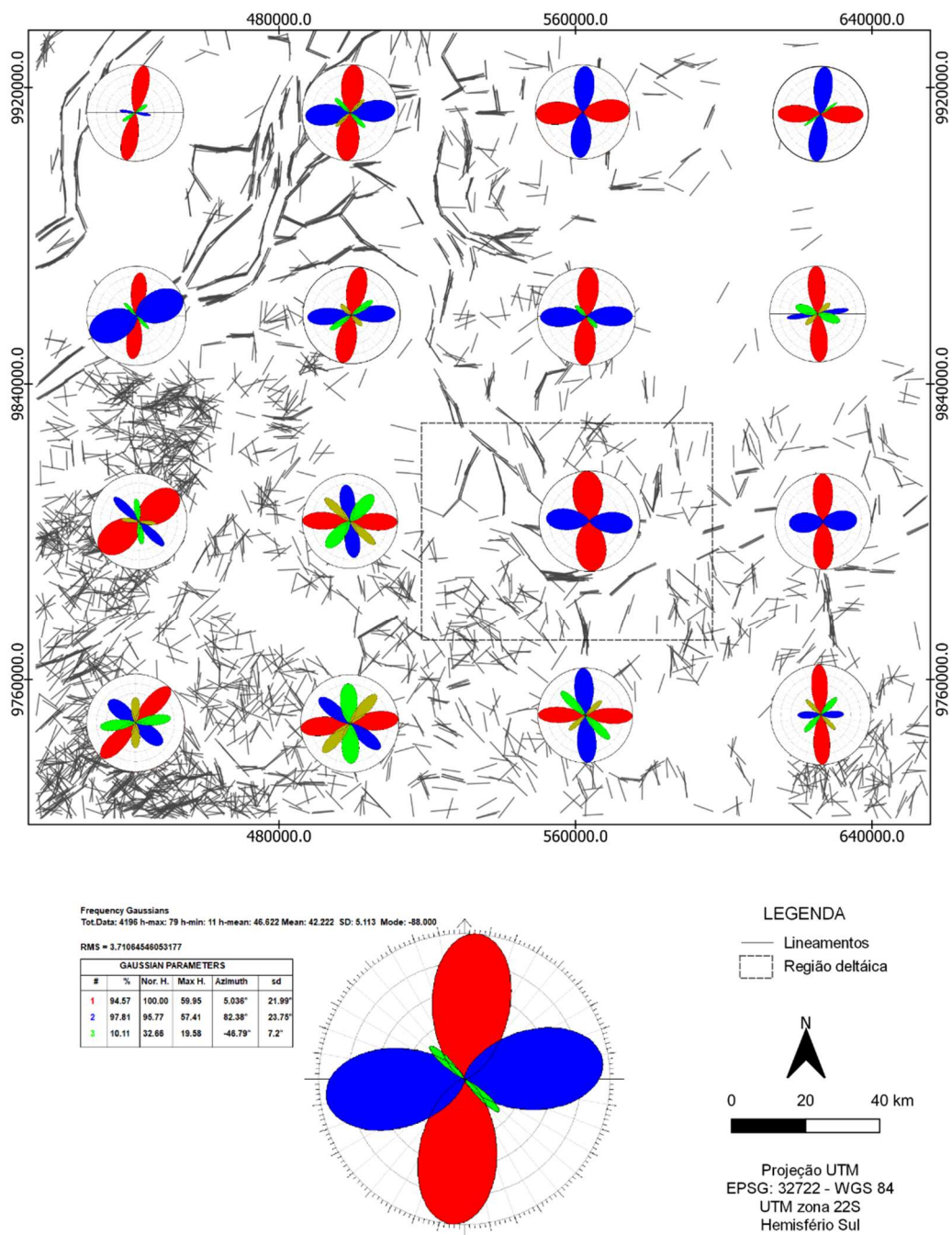
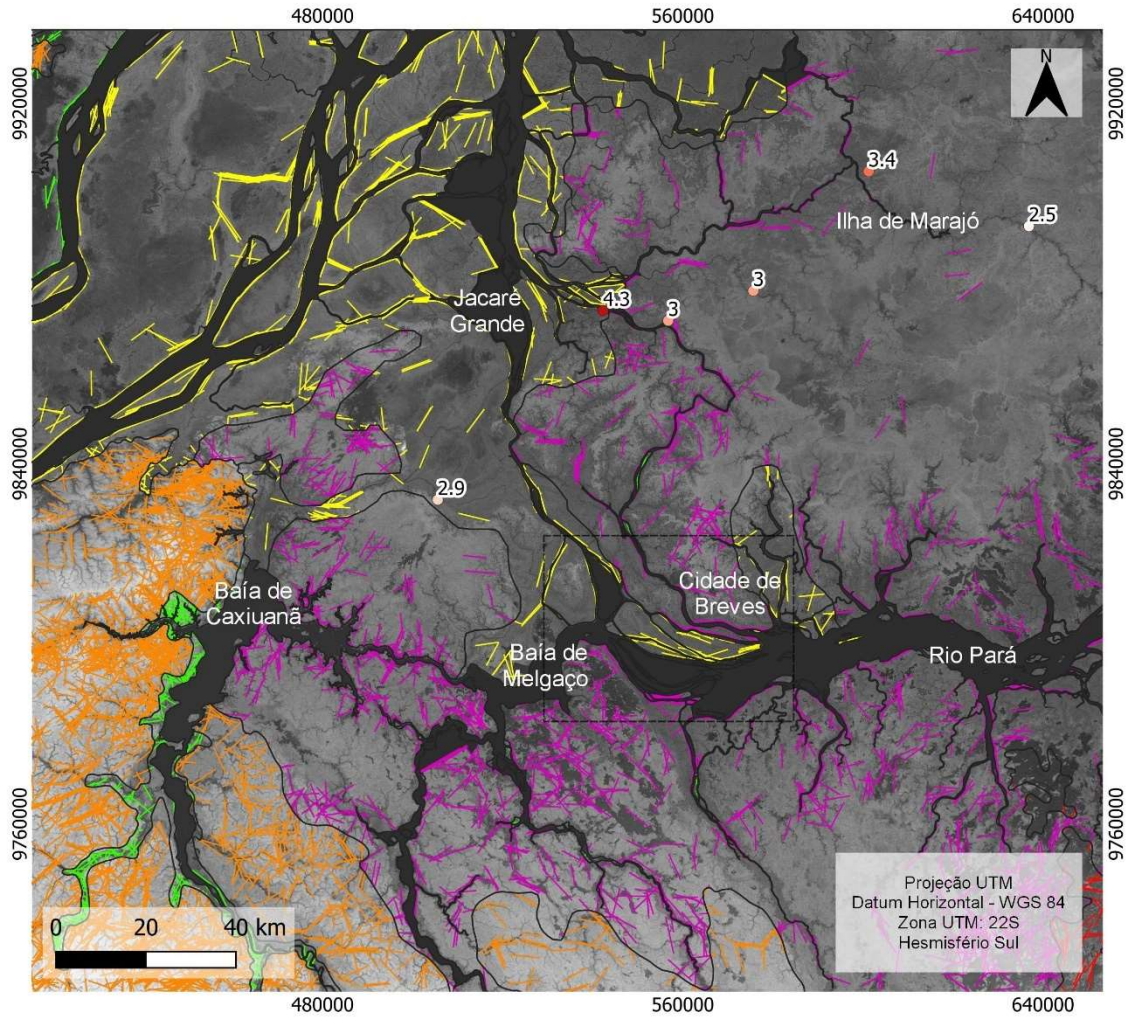


Figura 28: Resultado da análise estatística para verificação da variação da direção preferencial dos lineamentos da área de estudo.



Lineamentos	Unidades Litoestratigráficas	Sismos	Ano
	Pós Barreiras (Quaternário - Holoceno)		2,5 2016
	Tucunaré (Quaternário - Holoceno)		2,9 2018
	Depositos Aluvionares (Quaternário - Holoceno)		3,0 2018
	Barreiras (Neógeno - Mioceno)		3,4 2014
	Alter do Chão (Paleógeno)		3,5 2020
	Região Deltaica		4,3 2021

Figura 29: Análise da direção preferencial dos lineamentos de acordo com a litologia. Os dados litológicos foram extraídos do CPRM (2010).

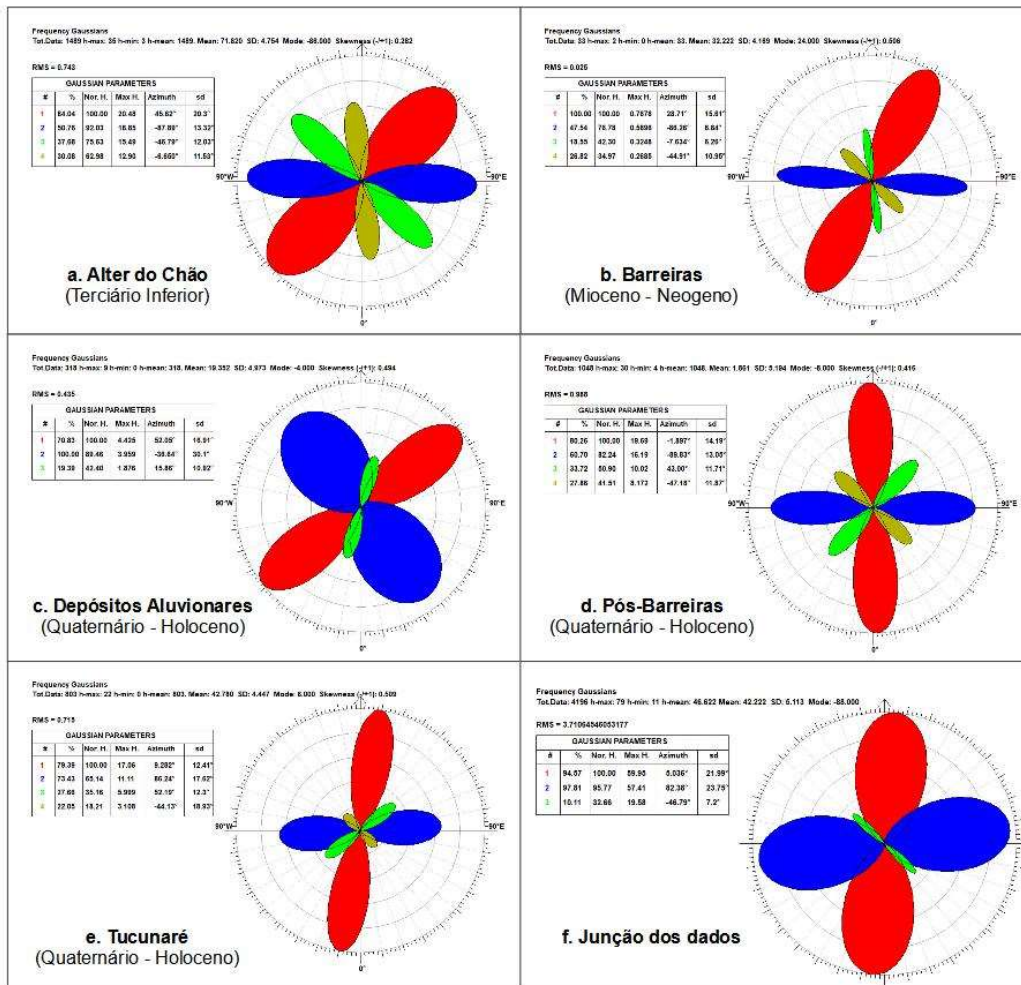


Figura 30: Resultado dos domínios de lineamentos para cada litologia encontrada na área de estudos os parâmetros dos lineamentos foram comprimento de 5 a 200 km e largura de 0,27.

5.1.2. ANOMALIAS DE DRENAGEM E PALEOCANAIS

A área de estudo apresenta inúmeras anomalias de drenagem (figura 31). No baixo Amazonas e entre a baía de Caxiuanã e o rio Pará ocorrem inúmeros segmentos de drenagem retilíneos. Nas mesmas áreas, também foram identificados inúmeros cotovelos, frequentes em toda a área, exceto na região em que foram mapeados os paleocanais. Dos cotovelos mapeados, destacam-se os maiores, presentes nas baías de Caxiuanã e Melgaço, os quais conferem ao padrão de drenagem local um aspecto bastante geometrizado, com segmentos de canais ortogonais. Foram identificados também cotovelos duplos, porém em menor frequência e dispersos na área.

Confluências em 90° foram mapeadas entre o rio Jacaré Grande e a Baía de Melgaço, e seus respectivos tributários. Além disso, grande parte das bacias que compõem a área de estudo apresenta forte assimetria, destacando-se as bacias na margem esquerda do rio Pará. Com relação aos paleocanais, estão concentrados em uma extensa área entre a baía de Caxiuanã e o rio Jacaré Grande.

As anomalias de drenagem mapeadas sugerem um controle estrutural no sistema fluvial da área analisada. Esses resultados estão coerentes com os trabalhos de (Mantelli e Rossetti, 2009), que identificaram, além de padrões de drenagem retilíneos, inúmeras bacias de drenagem assimétricas que corresponderiam a possíveis basculamentos nas proximidades da cidade de Breves, possivelmente formados por reativações de falhas tectônicas cenozóicas, como também aponta Costa et. al. (2001). Estas drenagens assimétricas configurariam paleocanais na região afetados também pelas interações terreno-vegetação (Valeriano e Rossetti, 2008). Já o trabalho de Rossetti et al., (2012), ao destacar os padrões anômalos das baías de Caxiuanã e Melgaço, aponta para inúmeras capturas fluviais na área induzidas por reativações de falhas transcorrentes, as quais dariam origem a ambientes transtensivos e transpressivos localizados, do Neógeno ao Quaternário, período este que compreende a Neotectônica, de acordo com Hasui (1990) e Saad (1993).

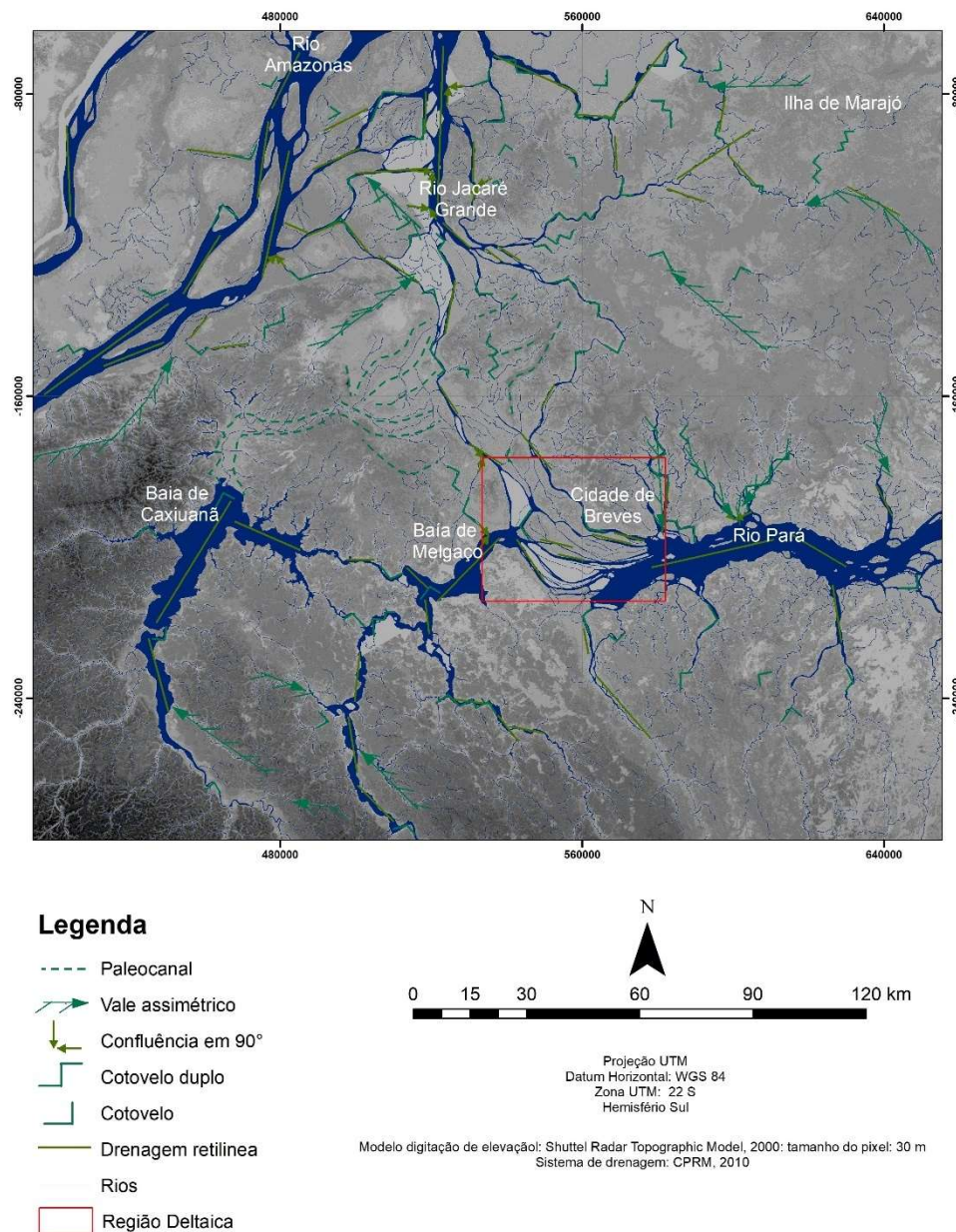


Figura 31: Anomalias de drenagem e paleocanais na área de estudo.

De acordo com Bishop (1995), cotovelos (*elbow of capture*) marcam o ponto de capturas fluviais, que são mecanismos de rearranjo de drenagem em que ocorre a transferência de parte ou de todo o fluxo de um rio para outro em que a erosão remontante é mais agressiva. Nesse sentido, vale destacar os grandes cotovelos encontrados nas baías de Caxiuanã e Melgaço, em que as baías seguem para NE e, no ponto de inflexão de 90° (cotovelo) mudam o curso para SE.

Além dos cotovelos, outros vestígios de capturas são analisados na paisagem. Como descrito por Small (1977), os “vales secos” (*dry valleys*) fazem parte da paisagem pós captura e se posicionam entre o cotovelo e as novas cabeceiras do rio rompido. Na área estudada, observa-se entre a baía de Caxiuanã e o rio Jacaré Grande uma área similar a um grande vale seco (Figura 31).

Acima da baía de Caxiuanã, inserido na área do vale seco, foi identificado um paleovale fluvial que acompanha a atual dimensão da baía de Caxiuanã. O paleovale segue orientação NE e se ramifica em vários paleocanais a ENE. A feição dos paleocanais e do paleovale como um todo se assemelha à forma de um delta, em que o vale aluvial seria representado pelo paleovale e os lobos deltaicos representados pelos paleocanais, completando uma paleo feição cuspidata, ou seja, um paleodelta. O paleodelta estaria posicionado não apenas na região dos vales secos mapeada, como também no canal de maior dimensão que interligaria o rio Amazonas ao rio Pará, como apontado por Ab’Saber (2006), refletindo na possível existência de um paleodelta a noroeste da atual posição do delta Breves-Boiuçu.

5.1.3. ÍNDICE DE PROGRADAÇÃO DO DELTA

A análise da mudança da linha de costa do delta mostrou que entre 1986 e 2019 o delta Breves-Boiuçu sofreu processos de agradação e erosão em diferentes regiões. No período analisado, a área do delta, que é de 574 km², teve um aumento de 5,71 km² e a taxa anual de crescimento foi de 0,17 km²/ano. As ilhas que apresentaram a maior taxa de crescimento estão localizadas na região sudeste do delta, em sua parte frontal, com o crescimento de área de 2,54 km², representando 45% do crescimento total (figura 32). Houve perda total de 1,1 km² na região com maior taxa de erosão, localizada acima da zona do vale aluvial que fornece sedimento ao delta, nas ilhas a noroeste, marcando perda de área de 0,8 km². A variabilidade espacial e temporal relativamente acentuada na mobilidade costeira é esperada dada a complexidade do comportamento do delta no espaço e no tempo, especialmente onde mais de um lobo deltaico está presente (Besset et al., 2019)

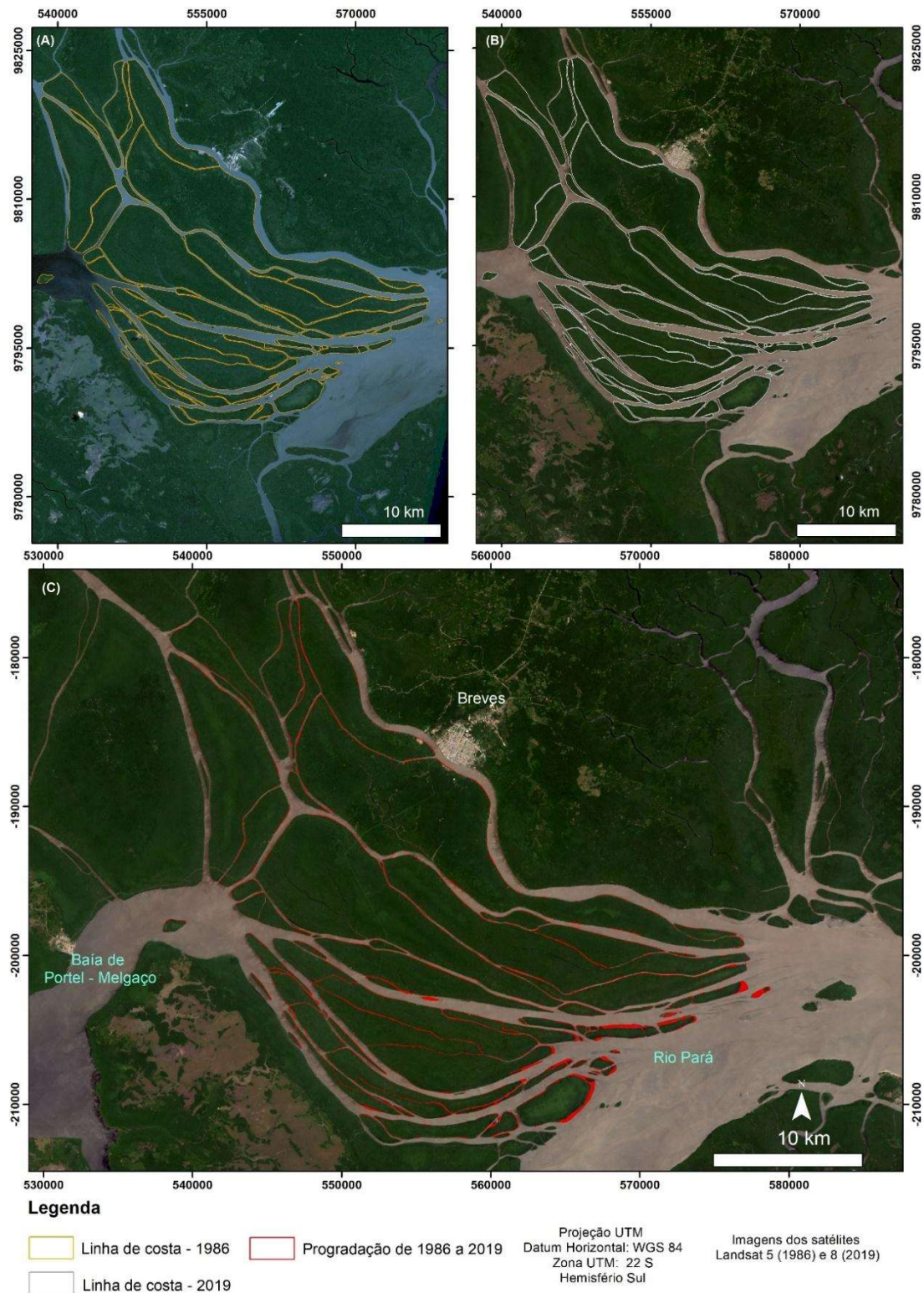


Figura 32: Índice de progradação do delta. (a) Linha de costa em 1986. (b) Linha de costa em 2019. (c) Progradação do delta de 1986 a 2019.

A variação da linha de costa em relação aos processos de progradação do delta, apesar de mais significativos em sua região frontal, também ocorreram

nas laterais dos lóbulos deltaicos, nas partes internas segmentadas. A direção das áreas de agradação, assim como as barras laterais, indica estruturas disciplinares para Leste ao fluxo principal do rio. Desse modo, essa característica parece proporcionar a instalação de barras e ilhas arenosas que sofrem agradação para Leste, em direção ao mar, sobrepondo a progradação em relação à transgressão. A agradação lateral de tais barras formam feições que se assemelham a ilhas barreiras, que são formações arenosas alongadas e paralelas à linha de costa, separadas do continente por uma área lagunar (Souza et al., 2005). A formação de tais ilhas laterais pode ser explicada pelo processo extra-canal, ocorrendo avulsão do canal principal com a origem de canais secundários que entalham a planície de inundação. Esse processo provoca variações intra-canal, mais recentes, formando acumulação de formas de leito que emergem, estabilizam-se e posteriormente podem ser vegetados (Leli et al., 2021), podendo caracterizar topset deposits. Ocorrem também migrações laterais devido à variação de capacidade de transporte e da competência do fluxo (Figura 33).



Figura 33: Região frontal do delta, migração dos canais e crescimento de ilhas entre 1986 e 2019.

Conforme descrito por Besset et. al (2019), o domínio da erosão costeira indica que os deltas não dispõem mais do suprimento de sedimentos necessários para forçar o equilíbrio e redistribuição induzida de sedimentos ao longo da costa/offshore, além dos limites do delta subaéreo. Nesse sentido, deltas que tiveram aumento de área *offshore* são diretamente influenciados pelo ganho ou equivalência de sedimentos fornecidos pela bacia de drenagem. Os autores complementam que deltas com áreas maiores que 400 km² tendem mais a agradação da linha de costa do que sua erosão, diferentemente dos pequenos deltas (<400 km²), que tenderiam mais à perda da linha de costa e instabilidade. Assim, por possuir uma área de 574 km², o delta Breves-Boiuçu tenderia à agradação. Nesse contexto, Besset et. al (2019) classificaram o delta do Amazonas como baixo índice de vulnerabilidade, além de determinar a taxa anual de avanço de linha de costa de aproximadamente 6 km² entre 2002 e 2004.

Contudo, Ab'Saber (2006) considera que o delta Breves-Boiuçu não teria ligação direta com os aportes sedimentares direcionados ao delta do Amazonas. O aporte sedimentar fornecido para o avanço das ilhas a sudeste do delta Breves-Boiuçu poderiam estar associadas ao aporte sedimentar trazido pelos fluxos de E-W e SW-NE das baías de Caxiuanã e Melgaço. Mais estudos seriam necessários para indicarmos a proveniência dos sedimentos, assim como os seus fluxos na área, porém, os resultados obtidos em relação à erosão na área distributária do delta e a progradação em sua zona frontal indicam que o delta se comportou de forma ativa nos últimos anos.

5.1.4. MODELO GENÉTICO- EVOLUTIVO DO PALEODELTA E DO DELTA BREVES BOIUÇU

Diante de todos os dados apresentados, foi estabelecido um modelo genético-evolutivo da área que expõe a formação de um paleodelta e a do atual delta Breves-Boiuçú. Essa evolução está representada na Figura 34, divididos em 4 etapas, A, B, C e D. Na imagem **A**, o paleodelta recebe os sedimentos da baía de Caxiuanã e sua zona distributária deságua no rio Amazonas. Ocorre também a presença de um canal de maior dimensão a norte da baía de Melgaço. Na imagem **B**, ocorre a reativação do arco de Gurupá e da zona de cisalhamento dextral E-W durante o Mioceno, redirecionando os fluxos que seguiam para NE-SW, na área do atual paleodelta. Essa reorganização da drenagem gerou as capturas das baías de Caxiuanã e Melgaço. Na imagem **C**, ocorreu o início do assoreamento dos canais na área do paleodelta devido às alterações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário e à captura da Baía de Caxiuanã para a Baía de Melgaço. Na imagem **D**, o paleodelta teria sido abandonado devido à captura entre as baías. Além disso, grande parte dos seus canais teria sido assoreada devido ao aumento do nível do mar. Nesse contexto, um novo delta surge ao norte da Baía de Melgaço, o delta Breves-Boiuçú.

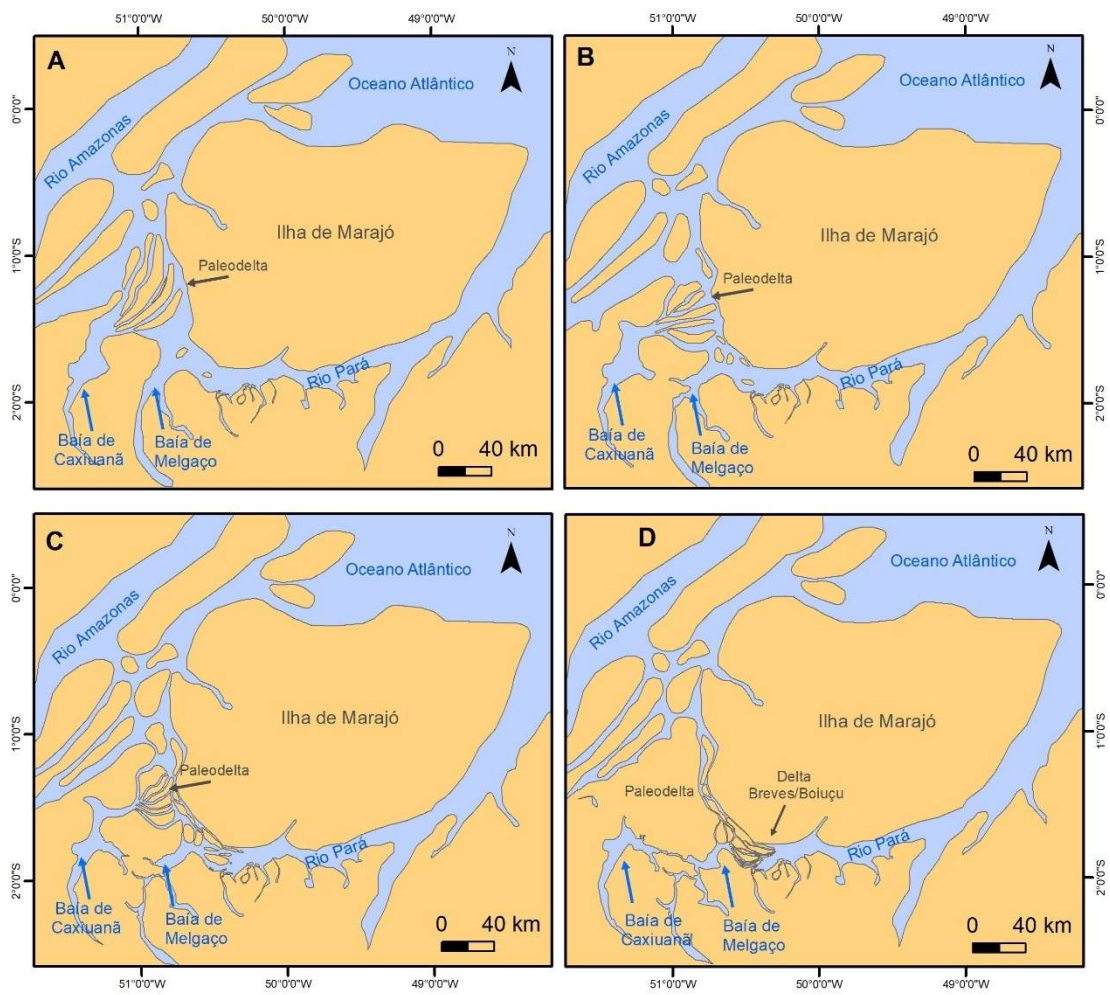


Figura 34: Figuras representativas do modelo genético evolutivo do delta Breves-Boiçu

CAPÍTULO 6

6.1 CONCLUSÕES

Com base nos resultados e análises relacionados aos lineamentos estruturais, anomalias de drenagem e progradação do delta Breves-Boiuçú, pode-se inferir que a Neotectônica vem afetando a foz do rio Amazonas e, principalmente, a formação deltaica investigada neste trabalho. Nesse contexto, infere-se que a distensão causada pela reativação do Arco de Gurupá e da zona de cisalhamento transcorrente dextral E-W, dentro do regime tectônico vigente, resultaria na formação/reativação de falhas normais NW-SE, como demonstrado na análise dos lineamentos. A distensão ou transtensão localizada poderia induzir mudanças na dinâmica fluvial, que teriam dado origem à formação deltaica, o que reforça a principal hipótese do trabalho. Esses elementos estruturais e tectônicos teriam papel decisivo na formação de uma zona de subsidência na área estudada, que favoreceria a entrada das macromarés, ocasionando o acúmulo sedimentar alternado entre a progradação e transgressão e formação da região deltaica, que pode ter sido maior que nos dias atuais.

Os cotovelos fluviais correspondentes às baías de Caxiuanã e Melgaço sugerem que essas baías teriam passado por processo de captura fluvial. Induzida pela zona de cisalhamento dextral (E-W) inferida, mudando o curso das baías para SE. Com isso, o paleodelta que seria um prolongamento da baía de Caxiuanã teria sido abandonado e um novo delta seria formado a leste da baía de Melgaço, após o reajuste da drenagem. Os paleocanais mapeados e as falhas normais NW-SE detectadas condicionariam a formação e redirecionamento dos lóbulos frontais do delta para essa orientação, onde o paleodelta teria sido assoreado junto com o vale aluvial que se estendia a norte da baía de Caxiuanã após o aumento do nível do mar no Holoceno.

Assim, a região do Delta Breves-Boiuçú seria completamente retrabalhada ao longo do Cenozoico, embora sua condição Neógena e Quaternária seja similar quanto ao afogamento do sistema deltaico. As influências neotectônicas podem ter acontecido concomitantemente ou anteriores às alterações do nível do mar, ocasionando no ajuste e afogamento

dos paleovales na região. De acordo com os resultados, o canal que interligava o rio Amazonas ao rio Pará seria um estuário ocupado pelo atual paleodelta, tendo como principal canal fornecedor de sedimentos a atual baía de Caxiuanã.

Finalmente, é possível considerar que a hipótese levantada no início da pesquisa foi confirmada, isto é, o Delta Breves-Boiuçú estaria sendo formado pela contribuição do aporte sedimentar das baías de Caxiuanã e Melgaço, cujas causas estariam relacionadas às formações dos paleocanais e estruturas tectônicas reativadas desde o Mioceno. Os dados indicam que a atividade neotectônica teve influência na gênese do Delta e que este é mais antigo do que foi sugerido no trabalho de Ab'Saber (2006). Portanto, a formação do delta, ao norte da baía de Portel-Melgaço, se deu após o reajuste da drenagem e do abandono do paleodelta ao Norte da baía de Caxiuanã, numa dinâmica neogênica e quaternária complexa no que tange tanto ao aporte sedimentar fluvial e transgressivo como às oscilações do nível das marés, especialmente no Holoceno.

CAPÍTULO 7

7.1. QUESTÕES A SEREM RESPONDIDAS EM PESQUISAS FUTURAS

Esta pesquisa tornou possível identificar algumas questões que não puderam ser respondidas ao longo de seu desenvolvimento. Essas questões configuram passos posteriores que podem ser trabalhados visando entender de modo mais detalhado a gênese do Delta Breves-Boiuçu. As perguntas a serem respondidas nos trabalhos futuros são:

- 1) Qual a correlação entre os sedimentos do Delta Breves-Boiuçu com o paleodelta? O canal que forneceu carga sedimentar para o paleodelta seria o mesmo que fornece sedimentos para o delta atual? Uma vez que o Delta Breves-Boiuçu teria sido formado após as capturas fluviais ocorridas nas baías de Caxiuana e Melgaço, a descrição dos sedimentos coletados em ambos os ambientes poderia ajudar a responder essa questão;
- 2) Como teria ocorrido a possível migração do paleodelta para a posição atual do Delta Breves-Boiuçu? Teria ocorrido como uma migração lateral dos canais ou o delta antigo foi abandonado e um novo delta se formou? Uma forma de tentar elucidar essa questão é realizando um mapeamento morfoestrutural de detalhe, com base em imagens de satélite de alta resolução (i.e., Planet) e com a adoção de técnicas de tratamento de imagem (i.e., decorrelação e pansharpening) para melhorar a visualização das morfologias fluviais, especialmente os paleocanais;
- 3) O paleodelta seria de fato mais antigo que o Delta Breves-Boiuçu? Para entender melhor a cronologia dos acontecimentos, assim como a própria idade do paleodelta e do delta atual, se torna necessário a datação dos sedimentos da área;
- 4) Devido à impossibilidade dos trabalhos de campo, seriam necessárias as realizações de campanhas sistemáticas de levantamentos para verificar a existência de possíveis falhas tectônicas cortando sedimentos quaternários;
- 5) De que modo os paleocanais podem ser identificados além do sensoriamento remoto? Quais critérios podem elucidar sua distribuição segundo a realidade de campo? Devido às dificuldades encontradas no

mapeamento dos paleovales, seria necessário, também, a validação da existência dos paleocanais mapeados.

BIBLIOGRAFIA

- Ab'Saber, A. N. (2006). *Brasil: paisagens de exceção: O Litoral e Pantanal Matogrossense*. Ateliê Editorial.
- Äo Batista Sena Costa, J., Le Äa Bemerguy, R., Hasui, Y., & Äcio da Silva Borges, M. (1 C.E.). Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South American Earth Sciences*2, 14, 335–347.
- Assumpção, M., Dias, F. L., Zevallos, I., & Naliboff, J. B. (2016). Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 278–295.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.005>
- Assumpção, M., Suarez, G., & Veloso, J. A. (1985). Falt Plane Solutions of intraplate Earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics*, 113, 283–293.
- Azevedo, R. P. (1991). *Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. University of London.
- Bates, C. C. (1953). Rational Theory of Delta Formation. *Bull. of the American Association of Petroleum Geologists*, 37(9), 2119–2162.
<http://archives.datapages.com/data/bulletns/1953-56/images/pg/00370009/2100/21190.pdf>
- Besset, M., Anthony, E. J., & Bouchette, F. (2019). Multi-decadal variations in delta shorelines and their relationship to river sediment supply: An assessment and review. *Earth-Science Reviews*, 193(April), 199–219.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.018>
- Bhattacharya, J. P., & Giosan, L. (2003). Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50(1), 187–210. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x>
- Bishop, P. (1995). Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19, 449–473.
- Caputo, M. V., & Soares, E. A. A. (2016). Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system.

Brazilian Journal of Geology, 46(2), 301–328. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160066>

Castro, D. F., Rossetti, D. de F., & Ruiz Pessenda, L. C. (2010). Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. *Marine Geology*, 274(1–4), 135–150. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.03.011>

Catuneanu, O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier.

Christofolletti, A. (1981). *Geomorfologia Fluvial*. Edgard Blucher.

Cianfarra, P., Pinheiro, M. R., Villela, F. N. J., & Salvini, F. (2022). Intraplate Strike-Slip Corridor within South America (NE Border of the Paraná Basin) Unveiled by Structural Analysis of Faults and Fracture Swarms. *Geosciences*, 12(2), 101. <https://doi.org/10.3390/geosciences12020101>

Cianfarra, P., & Salvini, F. (2015). Lineament Domain of Regional Strike-Slip Corridor: Insight from the Neogene Transtensional De Geer Transform Fault in NW Spitsbergen. *Pure and Applied Geophysics*, 172(5), 1185–1201. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0869-9>

Coleman, J. M., & Wright, L. D. (1971). Analysis of Major River Systems and Their Deltas; Procedures and Rationale, With Two Examples. *Technical Report - Coastal Studies Institute. Louisiana State University*, 95, 100.

Costa, João B. S.; Bemerguy, Ruth L.; Hasui, Y., & Borges, M. da S. (2001). Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(4), 335–347. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00025-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00025-6)

CPRM Serviços Geológicos do Brasil. Sobre a CPRM. Disponível em: www.cprm.gov.br. Acessado em 18/01/2022.

Da Cruz Miranda, M. C., De Fátima Rossetti, D., & Carlos Ruiz Pessenda, L. (2009). Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 282(1–4), 19–31. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2009.08.004>

- Da Rocha, T. B., De Vasconcelos, S. C., Pereira, T. G., & Fernandez, G. B. (2019). DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) NAS CRISTAS DE PRAIA DO DELTA DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ): CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA ENTRE O PLEISTOCENO SUPERIOR E O HOLOCENO. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 20(3). <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1620>
- Damuth, J. E., & Flood, R. D. (1984). Morphology, sedimentation processes, and growth pattern of the Amazon Deep-Sea Fan. *Geo-Marine Letters*, 3(2–4), 109–117. <https://doi.org/10.1007/BF02462455>
- DOMINGUEZ, J. M. L. (1990). Deltas Dominados Por Ondas: Críticas Às Idéias Atuais Com Referencia Particular Ao Modelo De Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1), 352–361. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1990352361>
- Dominguez, J. M. L., Bittencourt, A. C. da S. P., & Martin, L. (1983). O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2), 98–105. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.198313298105>
- Driscoll, Neal W.; Kerner, G. D. (1994). *Flexural deformation due to Amazon Fan loading: a feedback mechanism affecting sediment delivery to margins* (pp. 1015–1018). *Geology*.
- Fisher, W. L. ;, & McGowen, J. H. (1969). Depositional Systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and Their Relation To Occurrence of Oil and Gas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53(1), 30–54. <https://doi.org/10.1306/5d25c591-16c1-11d7-8645000102c1865d>
- Galloway, W. E. (1975). *Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems*.
- Hasui, Y. (1990). Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: *SBG/Núcleo Minas Gerais, I Workshop Sobre*

Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental No SE Do Brasil, 11, 1–31.

- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *The Amer. Assoc. of Petr. Geol.*, 51(11), 2246–2256.
- Leli, I. T., Hayakawa, E. H., Santos, V. C. dos, & Stevaux, J. C. (2021). ISLAND AND ANABRANCHING GENERATION PROCESSES – A COMPARATIVE REVIEW IN THE UPPER PARANÁ RIVER. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 22(1). <https://doi.org/10.20502/rbg.v22i1.1830>
- Lyell, C. (1832). *Principles of geology*. John Murray.
- Mantelli, L. R., & Rossetti, D. de F. (2009). Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(1), 42–54. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20093914254>
- Mendes, A. C. ;, Truckenbrod, W., & Nogueira, A. C. R. (2012). Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1), 39–57. <https://doi.org/10.1109/PROC.1977.10555>
- Panizza, M., & Castaldini, D. (1987). Neotectonic research in applied geomorphologic studies. *Zeitschrift Fur Geomorphologie, Vupple.-Bd. 63*, 173–211.
- Pinheiro, M. R. (2014). *Estudo Morfotectônico da Região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba/SP*. Universidade de São Paulo.
- Pinheiro, M. R., Cianfarra, P., Villela, F. N. J., & Salvini, F. (2019). Tectonics of the Northeastern border of the Parana Basin (Southeastern Brazil) revealed by lineament domain analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 94(June). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102231>
- Polizel, S. P., & Rossetti, D. de F. (2014). CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DO DELTA DO RIO DOCE (ES) COM BASE EM ANÁLISE MULTISSENSOR. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(2). <https://doi.org/10.20502/rbg.v15i2.530>

- Regali, M. S. P. (1971). *Palinologia dos sedimentos Cenozóicos da Foz do Rio Amazonas* [Doutoramento]. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Rossetti, D. F. (2014). The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. *Earth-Science Reviews*, 139, 362–389. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.009>
- Rossetti, D. F., Souza, L. S. B., Prado, R., & Elis, V. R. (2012a). Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 175–190. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.004>
- Rossetti, D. F., Souza, L. S. B., Prado, R., & Elis, V. R. (2012b). Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 175–190. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.004>
- Saad, A. (1993). Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1(1), 1–5.
- Salvini, F., Billi, A., & Wise, D. U. (1999). Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: The Mattinata Fault zone, southern Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1731–1749. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00120-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00120-0)
- Santos, M., Sérgio, F., Ladeira, B., & Batezelli, A. (2019). Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica : uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 20, 280–316.
- Shephard, G. E., Müller, R. D., Liu, L., & Gurnis, M. (2010). Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate-mantle interaction. *Nature Geoscience*, 3(12), 870–875. <https://doi.org/10.1038/ngeo1017>
- Small, R. J. (1977). *The Study of Landforms: a Textbook of Geomorphology*. Cambridge, University Press.
- Souza, A. de O., Lämmle, L., Filho, A. P., & Donadio, C. (2022). Recent geomorphological changes in the Paraíba do Sul delta, South America East Coast. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 46(4), 566–588. <https://doi.org/10.1177/03091333221077614>

- Souza, C. R. de G., Suguio, K., Oliveira, A. M. dos S., & Oliveira, P. E. (2005). *Quaternário do Brasil*. Holos, Editora.
- Suguio, K. (1999). *A Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: (passado + presente = futuro)*. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas.
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L., Flexor, J.-M., & Azevedo, A. E. G. DE. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4), 273–286.
<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/12026/11570>
- Suguio, K., Martin, L., & Dominguez, J. M. L. (1982). Evolucao da planicie costeira do Rio Doce (Es) durante o quaternario: Influencia das flutuacoes do nivel do mar. *Atas Do IV Simposio Do Quaternário No Brasil, December 2015*, 93–116.
- Summerfield, M. (1996). *Global Geomorphology* (2nd ed.). Person.
- Tatumi, S. H., Silva, L. P. da, Pires, E. L., Rossetti, D. F., Góes, A. M., & Munita, C. S. (2008). Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3), 514–524. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008383514524>
- Valeriano, M. de M., & Rossetti, D. de F. (2008). Topographic Modeling of Marajó island With SRTM Data. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 9(1). <https://doi.org/10.20502/rbg.v9i1.101>
- Vasconcelos, S. C. de, Rocha, T. B., Pereira, T. G., Alves, A. R., & Fernandez, G. B. (2016). Gênese E Morfodinâmica Das Barreiras Arenosas No Flanco Norte Do Delta Do Rio Paraíba Do Sul (Rj). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 17(3). <https://doi.org/10.20502/rbg.v17i3.845>
- Villegas, J. M. C. (1994). *Geologia estrutural da bacia de Marajó*. Universidade Federal do Pará.

- Vital, H., Stattegger, K., Posewang, J., & Theilen, F. (1998). Lowermost Amazon River: Morphology and shallow seismic characteristics. *Marine Geology*, 152(4), 277–294. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00099-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00099-1)
- Wise, D. U. (1982). Linesmanship and the practice of Linear Geo-art. *Geological Society Of America Bulletin*, 93, 886–888.
- Wise, D. U., Funicello, R., Parotto, M., & Salvini, F. (1985). Geological Society of America Bulletin Topographic lineament swarms : Clues to their origin from domain analysis of. *Geological Society Of America Bulletin*. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<952](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<952)
- Wright, L. D. (1978). River Deltas. In *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0056-4_2