



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

TESE DE DOUTORADO Nº 187

**MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO EM UM ESTUÁRIO DE
MEGAMARÉ EQUATORIAL, BAÍA DE SÃO MARCOS,
MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA**

Tese apresentada por:

ARTUR GUSTAVO OLIVEIRA DE MIRANDA
Orientador: Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2025**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M672m Miranda, Artur Gustavo Oliveira de.
 Morfologia e sedimentação em um estuário de macromaré e
 plataforma adjacente, margem equatorial brasileira / Artur Gustavo
 Oliveira de Miranda, . — 2025.
 111 f. : il. color.

 Orientador(a): Prof. Dr. Pedro Walfir Martins E Souza Filho
 Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
 Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
 Geoquímica, Belém, 2025.

 1. Sazonalidade climática. 2. Delta subaquoso deflexivo. 3.
 Barras de maré arenosa. 4. Balanço sedimentar. 5. Estuário de
 São Marcos. I. Título.

CDD 550.2462



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

MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO EM UM ESTUÁRIO DE MEGAMARÉ EQUATORIAL, BAÍA DE SÃO MARCOS, MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Tese apresentada por
ARTUR GUSTAVO OLIVEIRA DE MIRANDA

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA e
Linha de Pesquisa GEOLOGIA MARINHA E COSTEIRA.**

Data de Aprovação: 30 / 06 / 2025

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Pedro Walir Martins e Souza Filho (UFPA)

Profa. Dra. Ana Maria Góes (Membro-USP)

Documento assinado digitalmente



HELENICE VITAL
Data: 02/07/2025 21:33:33-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Helenice Vital (Membro-UFRN)

Documento assinado digitalmente



FRANCISCO JOSÉ DA SILVA DIAS
Data: 02/07/2025 09:14:03
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Francisco José da Silva Dias (Membro-UFMA)



NILS EDVIN ASP NETO
Data: 01/07/2025 08:54:31-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (Membro-UFPA)

Dedico este trabalho aos meus filhos.

AGRADECIMENTOS

Muito OBRIGADO a todos profissionais que tive a felicidade de compartilhar conhecimento e principalmente APRENDER, obrigado do fundo do coração.

Ao meu primeiro e gigantesco mestre Pesq. Amílcar Mendes (MPEG), muito obrigado.

Ao grandioso “pai” de todos nós Pesq. José Francisco Berrêdo (MPEG), muito obrigado Berredão.

Ao Tec. do lab. de solos Paulo Sarmiento (MPEG), muito obrigado Sr. Paulo.

Ao meu grande “professor” José Roberto Pantoja (Chicão) IEPA.

A VALOROSA Pesq. Valdenira Ferreira dos Santos (IEPA), muito obrigado de coração.

Aos meus grandiosos amigos “LIOGNOS”: Amanda, Andrey, Charlie 01, Caio, Diego preto, Diego xará, Ernan, Fábio japa, Fran, Ivana, Jeferson, Lidiane, Márcio, Nara e Priscila.

A Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica.

Obrigado dona Cleida e Joyce (PPGG).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

Ao tec. Afonso Quaresma (UFPA), meu grande coroa.

Aos “velhos e novos” amigos do Lait: Paulo titio, Wilson, Diogo, João, Carlos, Alessandro, Vinícius, Lohan, Jackison (obrigação) e dona Elinete.

Aos oceanógrafos Vinícius, Jeferson, Hugo e Rômulo (UFMa), grande abraço. João abraço.

Ao Instituto Tecnológico Vale.

Ao Prof. Nils Asp (UFPA), muito obrigado.

Ao prof. Pedro Walfir (UFPA), muito obrigado, muito obrigado, abraço bem apertado de 515 km.

Aos meus irmãos, meus maiores e melhores amigos, muito obrigado.

Mãezinha, Tia e vizinha que está no céu, muito obrigado do fundo do coração.

A minha família amada, todo meu amor, carinho, cheiro, olhar, sorrisos, atenção, pensamentos, são seus, muito obrigado. Deus os abençoe.

Professora, obrigado, obrigado, obrigado, obrigado, obrigado, muito obrigado.

Deus abençoe a todos.

*“O senso de gratidão
é o combustível da alma
e o caminho para paz”*

RESUMO

Compreender a dinâmica morfossedimentar em estuários de macromarés é desafiador, especialmente em sistemas de grande escala, onde a morfologia e os sedimentos de fundo não são bem conhecidos. Uma investigação sem precedentes das mudanças morfológicas e da variabilidade espacial e sazonal dos sedimentos superficiais do estuário de São Marcos e da plataforma continental adjacente foi realizada com objetivo de verificar a evolução morfobatimétrica multidecadal (1977 a 2022) e modificações dos padrões sedimentares de curto prazo representando a sazonalidade climática, caracterizado por uma estação seca e uma estação chuvosa (2020 a 2021). Os resultados extraídos da periodicidade de 45 anos, a partir da comparação entre as cartas náuticas, evidenciaram um padrão de transporte de sedimentos que explica os principais mecanismos para a evolução das feições morfológicas regido pelas correntes de vazantes. Um terceto delta subaquoso altamente deflexivo, estruturado em um ambiente marinho com dominância do processo oceanográfico das macromarés foi revelado na plataforma continental interna, deflexão que se afastam dos modelos clássicos de ambientes dominados pelas marés. O estuário apresentou instabilidade morfológica na porção abaixo do funil estuarino, porção proximal ao Terminal Portuário de São Luís e estabilidade morfológica acima do funil, englobando o baixo estuário e plataforma continental interna. A variação da quantificação do balanço sedimentar do estuário e da plataforma continental interna indicaram que ambos os ambientes apresentaram comportamento do balanço sedimentar claramente negativo, acarretando aumento do volume líquido nos últimos quarenta e cinco anos de $1,1 \times 10^9 \text{ m}^3$ equivalente a $2,91 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos erodidos, com tendências das taxas de erosão de $6,4 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{ano}$ e taxa volumétrica de $2,4 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{a}$ dentro do estuário. Da mesma forma, a plataforma continental interna apresentou aumento de $1 \times 10^9 \text{ m}^3$ do volume líquido quantificando $2,65 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos erodidos, com taxa do volume líquido de $2,2 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$ e taxa de sedimentos erodidos na ordem de $5,9 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{ano}$. Estabelecendo crescimento do volume líquido total, em ambos os ambientes de $2,1 \times 10^9 \text{ m}^3$, correspondendo ao total de sedimentos erodidos de $5,56 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$, com as taxas de volume líquido de $4,6 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$ e $12,3 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{ano}$ de sedimentos escavados. O balanço sedimentar entre isóbatas revelou que o estuário experimentou expressivas perdas de sedimentos até o limite das isóbatas de -30 m e abaixo da isóbata de -30 m os sedimentos comportaram-se antagonicamente. Já a plataforma continental interna evidenciou significativo aumento do volume líquido até a isóbata de 25 m, em seguida apresentou comportamento deposicional com atenuação do volume líquido até o limite da isóbata de -45 m. Para caracterização dos depósitos sedimentares, 284 amostras de sedimentos do período seco e 281 amostras do período chuvoso foram coletadas, analisadas

e espacializadas, quantificando as porcentagens de lama, silte e argila, areia, matéria orgânica e carbonato de cálcio para ambos períodos sazonais, bem como as classificações texturais dos sedimentos superficiais, baseadas segundo as propostas de (Wentworth, 1922), Shepard (1954) e Larssonneur (modificado por Dias, 1996). No período seco, os sedimentos do estuário eram constituídos predominantemente pelas classes texturais areia fina e areia média e a plataforma adjacente era constituída predominantemente por sedimentos de areia média, com a classe textural areia representando 70% do total das amostras do período seco. No período chuvoso, o estuário apresentou praticamente o mesmo comportamento da distribuição dos sedimentos superficiais do período seco, era constituído predominantemente por areia com a maior porcentagem de areia fina seguida da areia média e a plataforma continental era predominantemente constituída por areia fina e areia média, denotando a maior influência da sazonalidade climática sobre a região da plataforma continental adjacente. A forte atividade de maré na área de estudo é a principal responsável pela dinâmica morfossedimentar do estuário e da plataforma continental adjacente.

Palavras-chave: barra arenosa; delta subaquoso; evolução morfológica e dinâmica dos sedimentos; estuário de São Marcos.

ABSTRACT

Understanding morphosedimentary dynamics in macrotidal estuaries is a challenging task, particularly in large-scale systems where seabed morphology and sediment distribution are poorly constrained. This study presents an unprecedented investigation into the morphological changes and the spatial and seasonal variability of surface sediments in the São Marcos Estuary and its adjacent continental shelf. The objective was to assess multidecadal morphobathymetric evolution (1977–2022) and short-term sedimentary pattern modifications associated with climatic seasonality, characterized by a dry season and a rainy season (2020–2021). The 45-year analysis, based on comparisons of nautical charts, revealed a sediment transport pattern primarily controlled by ebb currents, which governs the evolution of key morphological features. A highly deflected subaqueous delta, developed in a marine environment dominated by macrotidal oceanographic processes, was identified on the inner continental shelf—this configuration deviates markedly from classical models of tide-dominated deltas. The estuary exhibited morphological instability in the area seaward of the estuarine funnel—proximal to the São Luís Port Terminal—while the region landward of the funnel, including the lower estuary and the inner continental shelf, displayed relative morphological stability. Sediment budget analyses indicated a clearly negative sediment balance for both environments over the study period. The estuary experienced a net volume increase of $1.1 \times 10^9 \text{ m}^3$, equivalent to $2.91 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ of eroded sediments, with estimated erosion rates of $6.4 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{year}$ and a volumetric erosion rate of $2.4 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{year}$. Similarly, the inner continental shelf recorded a net volume increase of $1 \times 10^9 \text{ m}^3$, corresponding to $2.65 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ of eroded sediments, with annual rates of $2.2 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{year}$ for volume and $5.9 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}/\text{year}$ for sediment mass. Together, both environments accounted for a total net volume increase of $2.1 \times 10^9 \text{ m}^3$, representing a total of $5.56 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ of eroded sediments, with combined net erosion rates of $4.6 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{year}$ and $1.23 \times 10^{11} \text{ tm}^{-3}/\text{year}$, respectively. Sediment budget calculations across isobaths showed that the estuary experienced substantial sediment losses down to the -30 m isobath. Below this depth, however, sediment behavior was inverse, indicating sediment retention or accumulation. In contrast, the inner continental shelf exhibited a significant net volume increase up to the -25 m isobath, followed by a depositional regime with attenuated sediment accumulation down to the -45 m isobath. For sedimentary deposit characterization, 284 surface sediment samples were collected during the dry season and 281 during the rainy season. These samples were analyzed and spatially interpolated to quantify the percentages of mud (silt and clay), sand, organic matter, and calcium carbonate in both seasonal periods. Textural classifications of surface sediments were

assigned based on the schemes proposed by Wentworth (1922), Shepard (1954), and Larssonneur (as modified by Dias, 1996). During the dry season, estuarine sediments were predominantly composed of fine and medium sand, while the adjacent continental shelf was mainly composed of medium sand. Sand accounted for approximately 70% of all dry season samples. In the rainy season, the estuary maintained a similar sediment distribution, with sand again dominant—fine sand being most abundant, followed by medium sand. The adjacent shelf showed a predominance of fine and medium sand, indicating that climatic seasonality exerted influence primarily over the continental shelf region. The intense tidal activity within the study area is the principal driver of the morphosedimentary dynamics of the São Marcos Estuary and its adjacent continental shelf.

Keywords: sandbars; subaqueous delta; morphological evolution and sediment dynamics; São Marcos Estuary

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Características geomorfológicas dos ambientes costeiros geradas pelos processos dominantes: por ondas de ondulação, como barreiras, bancos de areia e ilhas de barreira e correntes de maré geralmente produzem feições normais da costa, incluindo: bancos de areia de maré alongados, estuários de boca larga, canais distributários deltaicos em forma de funil e amplas planícies.6
- Figura 2 - A geomorfologia do estuário dominado pela maré apresenta um vale em forma de funil que se estreita em direção à terra. Apresenta áreas ladeadas por planícies de inundação com vegetação e bancos de maré devido às amplitudes de maré apreciáveis e à baixa potência das ondas incidentes, resultando em barras de maré paralelas à costa com canais de drenagem durante as marés de cheia e vazante7
- Figura 3 - Modelo estratigráfico cíclico de estuário dominados por marés (a) Formação de vale inciso com descarga fluvial que permite a deposição da sequência do canal, (b) Depósitos de flanco estuarino de maré sobre a areia do canal transgredida em direção à terra e (c) Construção de entrada de maré, barras e planícies de maré.....8
- Figura 4 - Exemplos de estreitos de marés e vias marítimas modernas. (a) O Estreito Juan de Fuca, noroeste dos EUA, onde o Delta de Elwha está se desenvolvendo. (b) O Mar de Malacca, Indonésia, o Delta de Klang progredindo a partir da fronteira nordeste. (c) Estreito de São Francisco, Califórnia. (d) Estreito de Messina, no Mar Mediterrâneo central; o Delta do Rio Sant' Agata é destacado. (e) Estreito de Dover, Europa Ocidental. (f) Estreito de Bass-Torres, norte da Austrália. As setas indicam as principais direções das correntes de maré. 10
- Figura 5 - Blocos Diagrama demonstrando a evolução inferida do leque delta de Belmonte Calabro. (a) Um estágio inicial da progradação do delta ocorreu através da colocação de fluxos de massa dominados pela gravidade, acumulando depósitos de granulação grossa. (b) Uma transgressão induzida tectonicamente gerou um retrocesso do delta e um estágio deltaico mais maduro, através do desenvolvimento de um complexo deltaico de barra de foz influenciado pela maré. (c) A fase tardia da progradação produziu bancos de areia dominados pela maré na frente do delta, com morfologias desviadas e dunas de maré. 11

- Figura 6 - Representação esquemática de uma rota marítima incluindo estreitos únicos e múltiplos estreitos. As correntes de maré são o principal fator de controle hidrodinâmico nos processos de distribuição de sedimentos. Os deltas que progridem para o mar podem estar relacionados a margens íngremes e tectonicamente ativas ou a plataformas suavemente inclinadas. Em ambos os casos, as correntes de maré são capazes de retrabalhar e desviar os depósitos da frente deltaica, formando corpos de areia subaquáticos alongados e bancos de areia isolados, incluindo grandes dunas de maré. Em alguns casos, a área da planície do delta também é distorcida no sentido do fluxo de maré dominante..... 12
- Figura 7 – Mapa da Área de estudo localizada ao lado de São Luiz do Maranhão..... 15
- Figura 8 - Domínios geomorfológicos identificadas no Estado do Maranhão (Dantas *et al.* 2013). 21
- Figura 9 - Imagem em relevo sombreado dos tabuleiros e tabuleiros dissecados (cores terrosas) esculpidos em rochas sedimentares dos grupos Barreiras e Itapecuru, formando a ilha de São Luís e a península de Alcântara. Litoral recortado do Golfão Maranhense, com destaque para as baía do Cumã e estuário de São Marcos e espreada sedimentação fluviomarinha em retaguarda (cor cinza) da Baixada Maranhense (Dantas *et al.* 2013). 23
- Figura 10 - Mapa geológico da região costeira do estado do Maranhão (CPRM 2004). 24
- Figura 11 - Unidades Geotectônicas da Província Sedimentar do Parnaíba (modificado de Góes 1995 e atualizado por Góes & Rossetti 2001)..... 25
- Figura 12 - Estágios de Evolução da área da bacia hidrográfica do rio Mearim. (a) Primeiro Estágio: instalação de drenagem difusa. (b) Segundo Estágio: formação dos depósitos ferro-aluminosos e distinção dos blocos A e B. (c) Terceiro Estágio: as mudanças no nível eustático aceleram o processo de erosão regressiva; marca o início da captura do Lineamento do Rio Grajaú pelo rio homônimo. (d) Quarto Estágio: aceleração do processo de erosão regressiva com desmantelamento dos depósitos ferro-aluminosos e a captura do Lineamento do Rio Grajaú pela drenagem. (e) Quinto Estágio: desestruturação da cobertura ferro-aluminosa (crosta laterítico/bauxítica) na porção leste por processo erosivo mais acentuado; ativação de falhas no baixo curso da drenagem principal; e, implantação da planície flúvio-lacustre (Lima 2013). 26

- Figura 13 - Aspecto do fundo marinho formado por granulados bioclásticos na plataforma continental do Maranhão, município de Tutoia (Roulier Brasil Ltda 2017). 31
- Figura 14 - Exemplos de granulados carbonáticos distribuídos na plataforma continental do Maranhão. A) Granulado bioclástico formado por fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*, banco de São Luis; B) Areia e/ou cascalho de *Halimeda*, banco de São Luis; C) Granulado bioclástico formado por fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*, banco de Tutoia; D) Granulado bioclástico formado por fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*, banco do Tarol, Cururupu (Cavalcanti 2011). 31
- Figura 15 - Mapa do Grande Sistema de Recifes da Amazônia, mostrando os locais de amostragem. A área cinza denota a área potencial coberta por recifes mesofóticos (Francini-Filho *et al.* 2018). 32
- Figura 16 - Mapa faciológico da cobertura sedimentar superficial da Plataforma Continental do Maranhão. Em cinza fácies terrígena, em quadriculas fácies carbonática (Gualberto & El-Robrini 2005). 32
- Figura 17. Cotas e isolinhas batimétricas do estuário de São Marcos e plataforma continental adjacente ao estuário. Pontos e linhas em vermelho representam as informações extraídas da carta náutica do ano de 1977 e os pontos e linhas em preto representam as informações extraídas das cartas náuticas do ano de 2022). 34
- Figura 18 - Mapa de localização das amostras de sedimentos do fundo, representados pelos pontos na cor preta, ao longo do estuário e plataforma continental adjacente. As linhas em vermelho representam a morfologia dos canais e as linhas em preto representam as morfologias deposicionais. 37
- Figura 19 - Etapas das atividades de campo para coleta das amostras de sedimentos de fundo. A) Draga Gibbs utilizada para coleta de sedimentos de fundo; B) Sedimento coletado armazenado em uma basqueta para quarteamento e homogeneização; C) A amostra de sedimento sub amostrada para diferentes tipos de análise; e D) Amostras de sedimentos ensacadas, etiquetadas com seus respectivos códigos e armazenadas em caixas de isopor para transporte. 37
- Figura 20 - A figura demonstra duas etapas do procedimento de preparação das amostras que antecipam a análise granulométrica. A) Amostras após as três lavagens e sem água sobre

excedente, prontas para secagem na estufa. B) Pesagem de 15 gramas da amostra em uma balança de alta precisão de quatro dígitos.....	38
Figura 21 - Efervescência das amostras provocada pela reação do peróxido de hidrogênio com a matéria orgânica. Detalhe da foto que a efervescência atinge no máximo a metade do béquer após adição do álcool na solução	39
Figura 22 - A) Amostra peneirada com conteúdo carbonático sobre excedente na peneira > 1mm. B) Amostra arenosa com conchas carbonáticas; e C) Amostra lamosa com macros conteúdos carbonáticos.	40
Figura 23 - Classificação de Shepard (1954). Três classes correspondentes à franca dominância (percentagem superior a 75%) de um dos componentes, cuja designação corresponde ao componente dominante: areia, silte e argila. As demais designações correspondem a correlação de percentuais entre as três classes.....	41
Figura 24 - Limites dimensionais e designações da classificação de (Wentworth 1922).	42
Figura 25 - Classificação de Sedimentos Marinhos proposta por Larssonneur (1977) e modificada por (Dias 1996). As marcações em azul identificam as 10 fácies texturais identificadas no estuário e plataforma interna adjacente.	42
Figura 26. Figura demonstrando a configuração da morfologia de fundo da área de estudo nos anos de 1977 e 2022. Onde: (A) mapa de contorno batimétrico de 1977, (A1) modelo digital da batimetria (MDB) de 1977, (B) mapa de contorno batimétrico de 2022 e (B1) modelo digital da batimetria (MDB) de 2022. As colorações com tonalidades em vermelho representam as cotas batimétricas acima de -10m, representando as feições morfológicas deposicionais, e as tonalidades em amarelo representam a demarcação dos canais a partir da isóbata de -20m.	44
Figura 27 - (A) Representação do mapa de contornos batimétrico, (A1) modelo digital da batimetria (MDB), vista lateral (MDB) com rotações de 90° (A1') e 200° (A1'') demonstrando a morfologia de fundo em forma de funil e mapa de declividade (A2) do estuário de São Marcos para o de 1977.....	47
Figura 28 - Representação dos mapas do estuário: (B) Mapa de contornos batimétrico, (B1) modelo digital de batimetria (MDB), vista lateral (MDE) com rotações de 90° (B1') e (200°) demonstrando a morfologia de fundo em forma de funil e mapa de declividade (B2) do ano de 2022.....	49

- Figura 29 - Representação dos mapas da plataforma adjacente ao estuário: (A) Mapa de contornos batimétrico, (A1) modelo digital de elevação (MDE) e mapa de declividade (A2) do ano de 1977.....53
- Figura 30 - Representação dos mapas da plataforma adjacente ao estuário: (A) mapa de contornos batimétrico, (A1) modelo digital de elevação (MDE) e mapa de declividade (A2) do ano de 2022.....54
- Figura 31 - Perfis batimétricos espacializados sobre o mapa do (MDB) do ano de 2022. Os perfis estão demonstrando as mudanças na topografia do fundo do estuário no intervalo de 45 anos. Os perfis identificados por números (e.g., 1-1'), estão dispostos longitudinalmente sobre as feições morfológicas, enquanto os perfis identificados por letras (e.g., A-A'), estão dispostos transversalmente aos eixos principais dos canais....57
- Figura 32 - Perfis batimétricos espacializados sobre o mapa do (MDB) do ano de 2022, demonstrando as mudanças na topografia do fundo do delta subaquoso de vazante no intervalo de 45 anos. Os perfis identificados por números (e.g., 1-1'), estão dispostos longitudinalmente sobre as feições morfológicas, enquanto os perfis identificados por letras (e.g., A-A'), estão dispostos transversalmente aos eixos principais dos canais....59
- Figura 33 - Representação das mudanças multidecadal no estuário, onde: (A) representa o balanço sedimentar pela erosão e deposição em metros. (B) balanço sedimentar pela taxa de erosão e deposição em metros/ano.62
- Figura 34 - Mudanças multidecadal na plataforma adjacente ao estuário: (A) demonstra o balanço sedimentar resultante da erosão e deposição em metros. (B) balanço sedimentar pela taxa de erosão e deposição em metros/ano. A linha amarela representa o canal de navegação.....64
- Figura 35 - Mapas das variações morfológicas por intervalo de isóbata no estuário, onde: (Coluna A) mapas demonstrando disposição morfológica das isóbatas de 1977, (Coluna B) mapas demonstrando as isóbatas de 2022 e (Coluna C) mapas das representações da área demonstrando erosão ou deposição.68
- Figura 36 - Mapas das variações morfológicas por intervalo de isóbata no estuário. (Coluna A) mapas demonstrando as isóbatas de 1977, (Coluna B) mapas demonstrando as isóbatas de 2022 e (Coluna C) mapas das representações da área demonstrando erosão ou deposição.....70

Figura 37 - O gráfico (A) representa a quantificação de sedimentos erodidos em toneladas métricas, do aumento do volume e área, na escala englobando a área total, do estuário e a plataforma continental entre os anos de 1977 e 2022. (B) Quantificação da taxa volumétrica na área total, estuário e Plataforma Continental. (C) Quantificação da taxa de sedimentos erodidos em toneladas métricas área total, estuário e plataforma continental. (D) Quantificação dos sedimentos erodidos em toneladas métricas, volume e área entre isóbatas do estuário. (E) Quantificação dos sedimentos erodidos em toneladas métricas, volume e área entre isóbatas do estuário na Plataforma Continental..... 71

Figura 38 - Representação espacializada da classificação de Shepard (1954) de acordo com as informações do diagrama ternário das proporções de areia/silte/argila de amostras referentes ao período seco (2020) e chuvoso (2021). A - com tom de azul mais intenso representa areia; A.S. - tom de azul mais claro representa areia siltosa; S.A. - tom de marrom claro representa silte arenoso; e A.a. - marrom escuro representa silte argiloso. 73

Figura 39 - Mapa dos depósitos de sedimentos superficiais do estuário e da plataforma continental dos períodos seco (2020) e chuvoso (2021) segundo a classificação textural do diâmetro médio do grão proposta por Wentworth (1922). As nomenclaturas associadas as cores seguiram seguinte padrão: A.G. - areia grossa representada em amarelo escuro; A.M. - areia média representada em amarelo intermediário; A.F. - areia fina representada na cor amarelo claro e Silte foi representado com a cor marrom escuro. 74

Figura 40 - Comportamento espacial do teor de areia no estuário e plataforma continental no período seco (2020) e chuvoso (2021). A legenda da porcentagem de areia referenciada na escala de cores em cinza, os menores teores de areia são expressos pelos tons claros e o maiores pelos tons escuros. 75

Figura 41 - Espacialização e quantificação dos teores de lama na área de estudo no período seco (2020) e chuvoso (2022). A legenda da porcentagem de lama referenciada na escala de cores em cinza de 0 a 100%. Os menores teores expressos pelos tons claros e os maiores teores pelos tons escuros. 76

Figura 42 - Espacialização e quantificação do teor de silte na área de estudo em ambos períodos sazonais. A legenda da porcentagem de silte referenciada na escala de cores em laranja de 0 a 85%. Com menores teores expresso nos tons de laranja claro e os maiores teores nos tons de laranja escuro. 76

- Figura 43 - Espacialização e quantificação dos teores de argila na área de estudo em ambos períodos sazonais. A legenda da porcentagem de argila referenciada na escala de cores em laranja de 0 a 35%. Com menores teores expresso nos tons de laranja claro e os maiores teores nos tons de laranja escuro. 77
- Figura 44 - Espacialização e quantificação dos teores de CaCO_3 na área de estudo no período seco (2020) e chuvoso (2021). A legenda da porcentagem de carbonato de cálcio referenciada na escala de cores da seguinte forma: 0 a 5% cinza, 5 a 30% amarela, 30 a 50% laranja, 50 a 90% na escala de cores marrom. Com menores teores expresso nas cores claras e os maiores teores nas cores escuras. 78
- Figura 45 - Espacialização e quantificação dos teores de matéria orgânica na área de estudo em ambos os períodos sazonais. A legenda da porcentagem de matéria orgânica referenciada na escala de cores em tons de marrom referenciada de 0 a 55 %. Com menores teores expresso nas cores claras e os maiores teores nas cores escuras. 79
- Figura 46 - Distribuição espacial das fácies texturais segundo classificação de Larssonneur (1977) para o período seco (2020) e chuvoso (2021). A.L.G - com tom de azul mais claro; A.L.M. – com tom de azul intermediário; A.L.F - com tom de azul mais escuro; L.T.A. - com tom de marrom mais claro; L.T. - com tom de marrom mais escuro; A.LB.G.- com tom de amarelo mais claro; A.LB.M.- com tom de amarelo mais escuro; A.BL.M.- com tom de laranja mais claro; M.C.A.- com tom de laranja mais escuro; L.C.- com tom de preto. 80
- Figura 47 - Mapa individualizando a área morfologicamente instável (em vermelho) e estável (amarelo) da área em estudo. 83
- Figura 48 - Mapa da bacia de drenagem do estuário de São Marcos a partir da altimetria extraídas de dados SRTM com a localização das estações meteorológicas (círculo vermelho); e gráficos comparativos da precipitação acumulada (mm) das seis estações das estações meteorológicas do INMET, disposta de montante para jusante da bacia hidrográfica, expondo o mesmo padrão de curva ao longo das décadas para cada estação meteorológica. 84
- Figura 49 - Mapa modificado de Oliveira *et al.* (2012), espacializando as características geológicas no continente e nas áreas submersas. As setas amarelas indicam direção predominante das correntes ao longo da plataforma média e externa (Silva *et al.* 2007) e os pontos vermelhos E01 e E02 indicam local de coleta de dados de correntes sobre o canal principal e as setas em vermelho indicam direção predominante das correntes.... 88

Figura 50 - Mapa batimétrico modificado de (Dias et al. 2021) mostrando a correlação da região costeira com a plataforma continental do Maranhão da área delimitada (1) denominada bancos Cururupu, adjacente a área do delta subaquoso deflexivo. E as barras do delta sobre o canal herdado..... 89

Figura 51 - Imagem do médio estuário mostrando diversas áreas da morfologia do fundo aflorante. Isóbatas da carta náutica de 2022 foram plotados como indicativo de transição do profundo baixo estuário para o raso médio estuário. As linhas vermelhas representam as isóbatas de -10m, as linhas e polígono amarelo representam as isóbatas de 0 m, alinha tracejada branca mostra os limites -20 m dos canais e a linha barco indica o limite da carta náutica de 1977. 91

LISTA DE SIGLAS

Estuário de São Marcus	ESM
Sistema de Deltaico Subaquoso de Vazante	SDSV
Terminal Portuário de São Luís	TPSL
Terminal da Ponta da Madeira	TPM
Plataforma Continental Média	PCM
Peroxido de Hidrogênio	H ₂ O ₂
Ácido Clorídrico	HCL
Carbonato de Cálcio	CaCO ₃

SUMÁRIO

DEDICATORIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
LISTA DE SIGLAS.....	xix
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	2
1.2 LITERATURA CIENTÍFICA SOBRE MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO ESTUARINA .	3
1.3 LITERATURA CIENTÍFICA SOBRE DELTAS DEFLEXIVOS	8
1.4 HIPÓTESE DA PESQUISA	12
1.5 OBJETIVOS	13
1.5.1 Objetivos específicos	13
2 ÁREA DE ESTUDO	14
2.1 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA	14
2.2 ASPECTOS AMBIENTAIS DO ESTUÁRIO.....	15
2.2.1 Bacia do rio Mearim	15
2.2.2 Hidrodinâmica estuário de São Marcos	16
2.2.3 Sedimentação estuário de São Marcos	17
2.2.4 Morfologia de fundo estuário de São Marcos	18
2.2.5 Complexo Portuário do Maranhão e a dinâmica portuária	19
2.2.6 O Clima do Estado do Maranhão	19
2.3 DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS E GEOLOGIA	20
2.3.1 Bacia de São Luís.....	25
2.3.2 Evolução da Paisagem da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim	25
2.4 SEDIMENTOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL	29
3 MATERIAL E MÉTODOS	33
3.1 FONTE DE DADOS BATIMÉTRICOS	33
3.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS	35
3.3 COLETA DE AMOSTRAS DE SEDIMENTOS DE FUNDO.....	36
3.4 ANÁLISE DAS AMOSTRAS SEDIMENTARES	36
3.4.1 Homogeneização, quartejamento, lavagem, Secagem e pesagem de amostras	38
3.4.2 Eliminação da matéria orgânica	38
3.4.3 Eliminação do carbonato de cálcio (CaCO ₃)	39
3.4.4 Análise granulométrica e textural dos sedimentos.....	41
4 RESULTADOS	43

4.1	CONFIGURAÇÕES MORFOBATIMÉTRICAS	43
4.1.1	Estuário de São Marcos (ESM) 1977:	44
4.1.2	Estuário de São Marcos (ESM) 2022:	46
4.1.3	Sistema deltaico subaquoso de vazante (SDSV) 1977	48
4.1.4	Sistema de delta subaquoso de vazante (SDSV) 2022:	52
4.2	MUDANÇAS MORFOLÓGICAS E BATIMÉTRICAS	55
4.2.1	Estuário de São Marcos (ESM)	55
4.2.2	Sistema de Delta Subaquoso de Vazante (SDSV)	58
4.3	ANÁLISE QUANTITATIVA DO BALANÇO SEDIMENTAR.....	60
4.3.1	Estuário de São Marcos	60
4.3.2	Sistema de delta Subaquoso de Vazante (SDSV)	61
4.4	MODIFICAÇÃO NO VOLUME DE SEDIMENTOS E ÁREA.....	65
4.4.1	Estuário de São Marcos	65
4.4.2	Sistema de delta Subaquoso de Vazante (SDSV)	69
4.5	CLASSIFICAÇÃO DE SEDIMENTOS DE FUNDO	72
4.5.1	Classificação de Shepard.....	72
4.5.2	Classificação de Wentworth	73
4.5.3	Teor de areia.....	74
4.5.4	Teores de lama, silte e argila	75
4.5.5	Classificação segundo o teor de carbonato de cálcio.....	77
4.5.6	Classificação segundo o teor de matéria orgânica	78
4.5.7	Classificação de Larssonneur.....	79
5.	DISCUSSÃO.....	82
5.1	MORFOLOGIA	82
5.1.1	Estuário	82
5.1.2	Sistema de delta subaquoso de Vazante	85
5.1.3	Correlação entre mudanças multidecadais	88
5.2	Sedimentos Superficiais de fundo.....	92
6	CONCLUSÕES.....	95
	REFERÊNCIAS	97

1 INTRODUÇÃO

A zona costeira abriga um mosaico de ambientes que sofrem constantes mudanças geomorfológicas no espaço e no tempo. Em particular os estuários, que são modificados desde o Quaternário, com herança das variações do nível relativo do mar, até o presente (Brito 2009, Dalrymple *et al.* 1992, Dionne 1963, Dyer 1973, 1986, Elliott & McLusky 2002, Lamour *et al.* 2004, Perillo *et al.* 1999, Roy & Crawford 1977, Sloss *et al.* 2010).

Neste sentido, Dalrymple *et al.* (1990), Dalrymple & Choi (2007) verificaram que os processos flúvio-marinho são os principais fatores naturais que influenciam a morfologia submersa, sendo os mais fundamentais a batimetria e a geomorfologia. Em estuários com domínio de maré há predominância geomorfológica das barras alongadas e canais, gerados pela flutuação de subida e descida das marés, juntamente com as correntes de marés que constituem as forçantes dominantes que fornecem o principal mecanismo de transporte de sedimentos e mudanças na morfologia (Bartholdy *et al.* 2005, Dias *et al.* 2015, Flemming 2011, Francken *et al.* 2004, Lee *et al.* 2004, Talke & Stacey 2008, Wells 1995). As características fisiográficas (e.g. tamanho, comprimento, largura etc.) no sistema barra / canal mudam ao longo da transição flúvio-marinha e o controle primário sobre essas mudanças é o aumento, previsível, em direção ao mar, no fluxo de água através dos canais (Dalrymple & Choi 2007, Dalrymple & Rhodes 1995, Elliott & McLusky 2002), que se tornam ainda mais proeminentes em sistemas estuarinos dominados por macromarés semidiurnas (Davis & Hayes 1984), cenário predominante na costa amazônica. É o caso do estuário de São Marcos, no Estado do Maranhão, objeto de investigação deste doutorado.

Em suma, os aspectos morfodinâmicos de um estuário correspondem ao produto das mudanças em suas características intrínsecas e suas interações em diferentes escalas de tempo e espaço, particularmente em resposta a mudanças sazonais do clima (Uncles 2002), entre os processos naturais (aporte sedimentar e forçantes hidrodinâmicas) e as respostas sedimentológicas (FitzGerald *et al.* 2005, Perillo & Syvitski 2010). Em alguns casos também influenciados por processos antrópicos como dragagem e descarte em áreas de bota-fora, podem afetar muito este equilíbrio dinâmico, mudando os padrões de erosão e deposição (Levoy *et al.* 2017, Zarzuelo 2018, Georgiou *et al.* 2019).

Estudos englobando toda a área do estuário de São Marcos foi desenvolvido apenas por Moraes (1977), sobre os padrões de distribuição e processos de sedimentação. Contudo, até então, inexistiam estudos sobre as modificações espaço-temporais na configuração das formas

de fundo, notadamente as barras e canais, associadas ao padrão hidrodinâmico e dinâmica dos sedimentos para esse setor costeiro amazônico.

A dinâmica estuarina tem estreita relação com o entendimento da dinâmica batimétrica, dinâmica da sedimentação e dinâmica das feições fisiográficas. O conhecimento espaço-temporal deste dinamismo são extremamente importantes, principalmente trazendo subsídios quando se refere à segurança na navegação, com prevenção de acidentes em um estuário amazônico fortemente influenciada por macromarés semidiurnas que abriga no seu interior o segundo maior complexo portuário da América Latina em movimentação de cargas e intenso tráfego dos maiores navios graneleiros do mundo, daí a notável importância econômica e eco-geoambiental do CESM. Pioneiramente, o presente trabalho tem o objetivo de compreender o comportamento da dinâmica do estuário de macromarés, a partir da evolução batimétrica e morfológica multidecadal e caracterização sazonal dos depósitos sedimentares recentes.

1.1 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Dada a expansão do comércio global, a economia internacional está ligada a grandes infraestruturas em zonas estuarinas, como vias navegáveis e portos, gerando perturbações ambientais a estes ecossistemas naturalmente sensíveis (Dai *et al.* 2013, Liu *et al.* 2007, Wei *et al.* 2011, Wu *et al.* 2016, Zheng *et al.* 2021). As atividades de transporte marítimo realizadas por navios de grande calado que exige manutenção dos canais de acesso por meio de dragagem e descarte de áreas de bota fora, alterando o padrão de circulação e deposição dos sedimentos (Dias *et al.* 2015, FitzGerald *et al.* 2005).

As modificações no balanço sedimentar de forma antrópica e ou natural, em consequência do suprimento de sedimentos marinhos e fluviais, afeta o comportamento e o desenvolvimento morfológico (Anthony *et al.* 2015, Bell *et al.* 2000, De Swart & Zimmerman 2009, Fagherazzi *et al.* 2015, Ganju *et al.* 2009, Ganju & Schoellhamer 2010, Van der Wegen *et al.* 2011a, Van der Wegen *et al.* 2011b), através de processos em diferentes escalas espaciais e temporais que interagem entre si de maneira não linear.

A evolução desses processos está intimamente relacionada com recursos naturais da biodiversidade que influencia na flora e fauna bentônicas. Estas condições de alta instabilidade ambiental exigem de seus habitantes, especialmente das espécies endêmicas, adaptações específicas. Suas vidas estão ligadas a algum substrato e vivem em íntima relação com o fundo, aí buscando proteção ou nele realizando sua reprodução e alimentação. Isso faz deles

ecossistemas extremamente importantes e responsáveis pelo equilíbrio e manutenção dos recursos marinhos (Borsje *et al.* 2008, Brown *et al.* 2011, Dai *et al.* 2013, Harris & Baker 2012, Le Hir *et al.* 2007, Le Hir *et al.* 2011, Nowell *et al.* 1981, Sottolichio *et al.* 2011, Zheng *et al.* 2018). Bem como, acidentes envolvendo naufrágio, com derrames de derivados de petróleo e cargas transportadas gerariam prejuízos econômico mensuráveis para o homem e prejuízos imensuráveis para o meio ambiente.

Todavia, conhecer as respostas dos estuários a estas alterações, e como se dá o balanço sedimentar, tem se tornado uma necessidade e estudos para melhor compreensão do processo evolutivo dos padrões morfodinâmicos são cada vez mais comuns em estuários com locação portuária (Wang & Andutta 2013). Portanto, este conhecimento é fundamental para tomada de decisões sobre uma ampla variedade de questões de gestão portuária e tornam-se uma importante ferramenta à segurança da navegação, além de servir como base para o conhecimento ecológico (Cloern & Nichols 1985, Vriend *et al.* 1993).

Na região estuarina e da plataforma adjacente, há intenso fluxo de navios de cargas devido à presença do Terminal Portuário de São Luís (TPSL). Navios que suportam até 400 mil toneladas de cargas e capacidade do tanque de 4000 mil litros de combustível são utilizados para suprir atualmente a necessidade de exportação de até 200 milhões de toneladas/ano somente de minérios, com estimativas de chegar até 260 milhões de toneladas/ano, caracterizando um grande volume de operações, o que o torna um dos maiores portos de minério do planeta. Inevitavelmente, o estuário de São Marcos e a plataforma interna estarão sujeitos a impactos ambientais provenientes das suas diversas operações. Importante que, em áreas vulneráveis como esta, sejam conhecidas as suas características ambientais para que gestores possam ter conhecimento sobre o que está sendo impactado. Assim, será possível traçar planos de contingência para encalhos e ou naufrágios, como o ocorrido no início do ano de 2020, na plataforma interna, e no ano de 2024 proximal ao Porto.

1.2 LITERATURA CIENTÍFICA SOBRE MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO ESTUARINA

Os estuários são ambientes sujeitos a fortes processos marinhos e fluviais que geram mudanças geomorfológicas e sedimentológicas continuamente dentro e em torno dos estuários, e afetam suas características (Perillo 1995). Também, podem ser caracterizados como ambientes efêmeros atuando como armadilhas altamente eficazes de sedimentos (Biggs &

Howell 1984, Meade 1972, Nichols & Biggs 1985, Schubel & Hirschberg 1978). Esta característica ocorre pela interação entre processos marinhos e fluviais, e padrões de transporte de sedimentos determinam amplamente a morfologia e distribuição de fácies sedimentares ao longo dos estuários. Qualquer modificação do regime hidrológico (vazão fluvial) e oceanográficos (maré, onda) ou no suprimento de sedimentos, afeta a evolução estuarina e ambientes adjacentes (Jouanneau & Latouche 1981). A complexidade dos ajustes mútuos da morfologia de fundo e da dinâmica dos fluidos envolvendo o transporte de sedimentos tende a estabelecer o equilíbrio morfodinâmico estuarino (Dronkers 2017, Fairbridge 1980, Perillo 1995, Wilhoit *et al.* 2004, Wright & Thom 1977, Zhao 2017, Zhou *et al.* 2017).

A hidrodinâmica é principalmente dominada por assimetrias de maré gerado por processos não lineares que conduzem um fluxo líquido de sedimentos na direção de tais assimetrias (Aldridge 1997, Aubrey & Speer 1985, Dalrymple *et al.* 1992, Galloway 1975; Orton & Reading 1993). Estudos baseados na resposta morfodinâmica mostram que as assimetrias de maré e o fluxo residual definem o comportamento de o transporte de sedimentos residuais (Allen *et al.* 1980, Boothroyd & Hubbard 1975, Lanzoni & Seminara 2002, Moore *et al.* 2009, Nzualo *et al.* 2018, Van de Kreeke & Robaczewska 1993). Assim, as variáveis hidrodinâmicas podem ser consideradas determinantes para a evolução geomorfológica devido à sua relação com os padrões de transporte de sedimentos (Aldridge 1997, Barnard *et al.* 2013a, Barnard *et al.* 2013b, Dronkers 1986, Hansen *et al.* 2013, Prandle 2003, Wang *et al.* 2002).

Uma vez que as operações portuárias, dragagens dos canais de navegação e ocupação urbana são os principais processos antropogênicos que modificam a paisagem natural (Barnard *et al.* 2013a, Barnard *et al.* 2013b, Knowles & Cayan 2004, Van Maren *et al.* 2015, Wang *et al.* 2014), compreender e prever o comportamento hidromorfodinâmico alterados antropicamente é uma tarefa desafiadora (Wang *et al.* 2014). Essas intervenções antropogênicas também adicionam complexidade na compreensão dos principais processos hidrodinâmicos (Carniello *et al.* 2005, D'Alpaos *et al.* 2010, Valle-Levinson 2008, Valle-Levinson & Blanco 2004, Zhong & Li 2006). Apesar dos avanços técnicos e científicos alcançados nos últimos anos, a avaliação e previsão dos impactos presentes e futuros das intervenções antrópicas na geomorfologia estuarina são ainda importantes desafios para gestores e cientistas (Li *et al.* 2014, Wang *et al.* 2014). Mais especificamente, estas alterações modificam a troca de fluxos de marés, interrompendo o caminho das águas das marés entrando nos estuários, amplitude das marés e características de descarga desses sistemas. Consequentemente, padrões de transporte de sedimento em muitos estuários em todo o mundo mudaram como consequência de

intervenções humanas. Esses efeitos mal compreendidos causados por influências antropogênicas são evidentes em diversos locais do mundo, como o estuário de Ems (Van Maren *et al.* 2015), Bohai Bay na China (Lu *et al.* 2009), San Francisco Bay (Barnard *et al.* 2013b, Barnard *et al.* 2013a, Knowles & Cayan 2004, Lesourd *et al.* 2001), entre outros, inclusive com estudos baseados em medições *in situ* e ou dados históricos (Anthony *et al.* 2015, Blott, Pye, Van Der Wal, *et al.* 2006, Luan *et al.* 2017).

Pesquisas recentes sobre dinâmica batimétrica/morfológica, dinâmica sedimentar e evolução morfodinâmica estuarina vem sendo realizada principalmente em áreas estuarina com grande influência portuária (Dunn *et al.* 2015, Talke *et al.* 2009, Wang & Andutta 2013, Wei *et al.* 2016, Zheng *et al.* 2013) e variabilidade da sazonalidade climática (Azhikodan & Yokoyama 2019, Cloern & Nichols 1985, French 1997, Iglesias & Carballo 2011, Lesourd *et al.* 2001, Moskalski *et al.* 2018, Sottolichio *et al.* 2011, 2013, Talke *et al.* 2009, Traoré *et al.* 2021).

Nos estudos de Billy *et al.* (2012), a morfologia foi descrita como uma zonação tripartida (Dalrymple *et al.* 1992), com deltas de vazante na desembocadura gerados pela longa duração das correntes de maré vazante, mesmo quando as correntes de enchente apresentam as maiores velocidades. A dinâmica hidrosedimentar em alguns estuários são fortemente afetados pela amplitude da maré (Allen *et al.* 1980, Dyer 1973, FitzGerald *et al.* 2000, Uncles 2002) com influência dominante do transporte de sedimentos continentais (Hansen & Rattray Jr. 1966, Hansen & Rattray 1965, Pritchard 1955, SonDI *et al.* 1995), ou amplamente dominado pela influência de sedimentos marinho (Elliott 1978, Janzen & Wong 2002, Kapsimalis *et al.* 2004, Molinaroli *et al.* 2009, Wong & Garvine 1984). Entretanto, restritas informações da dinâmica dos padrões de distribuição dos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos dentro de estuários foram relatados (Brooks & Doyle 1998, Davis Jr & Dalrymple 2010, Kapsimalis *et al.* 2004, SONDI *et al.* 1995, Vilas *et al.* 2005, Willis 1985).

A evolução geomórfica dos ambientes costeiros (figura 1) é controlada pela importância relativa de vários fatores, que incluem; regime de processo físico, dinâmica interna do sistema deposicional costeiro e da plataforma, nível relativo do mar, fluxo de sedimentos, configuração tectônica e clima. Os principais processos físicos que operam nestes ambientes são os fluxos derivados dos rios, as ondas, a linha costeira e as correntes das marés. Isto resultou num padrão complexo de transporte e deposição dos sedimentos. A geomorfologia dos ambientes costeiros é afetada pela importância relativa das longas correntes costeiras, ondas e marés no controle da

Figura 1 - Características geomorfológicas dos ambientes costeiros geradas pelos processos dominantes: por ondas de ondulação, como barreiras, bancos de areia e ilhas de barreira e correntes de maré geralmente produzem feições normais da costa, incluindo: bancos de areia de maré alongados, estuários de boca larga, canais distributários deltaicos em forma de funil e amplas planícies (Davis Jr & Dalrymple 2010).

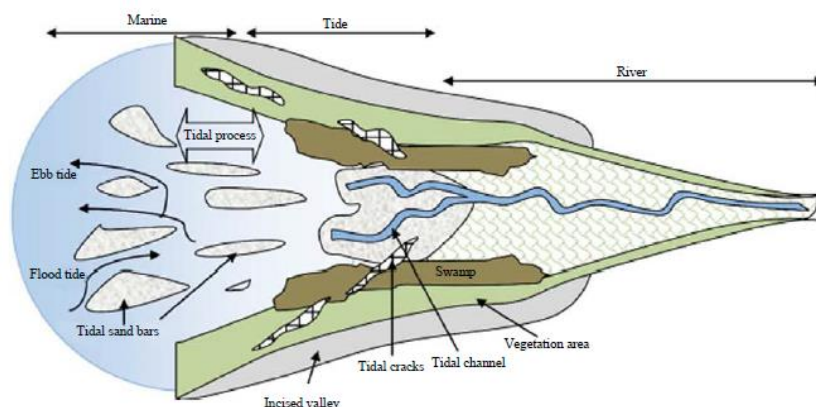


Figura 2 - A geomorfologia do estuário dominado pela maré apresenta um vale em forma de funil que se estreita em direção à terra. Apresenta áreas ladeadas por planícies de inundação com vegetação e bancos de maré devido às amplitudes de maré apreciáveis e à baixa potência das ondas incidentes, resultando em barras de maré paralelas à costa com canais de drenagem durante as marés de cheia e vazante (Harris et al. 2004).

Os estuários dominados por maré foram inicialmente formados no início da transgressão e migram para o interior à medida que a transgressão prosseguia e poucas mudanças morfológicas ocorreram durante esse processo (Dalrymple *et al.* 1992). Um modelo geológico mostra que um sistema de vale inciso com um limite de sequência basal é preenchido com depósitos transgressivos (Wagoner *et al.* 1990). O modelo estratigráfico mostra que o preenchimento do vale do estuário é tipicamente sobreposto diretamente por depósitos de plataforma marinha aberta com fases de transição intermediárias (Allen & Posamentier 1993, Bhattacharya *et al.* 2002, Boyd *et al.* 2006). A primeira fase (figura 3a) a descarga fluvial permite a deposição no canal com a formação do vale inciso. Como a influência da maré dominou sobre a descarga do rio, o flanco estuarino de maré se deposita sobre a areia do canal com a linha da baía transgredida em direção montante (figura 3b). Finalmente, o modelo estuarino de estuário dominado por maré é construído com entrada de maré, barras e superfície de maré (figura 3c). Isso ocorre porque, em estuários dominados pela maré, a corrente de maré redistribui prontamente o sedimento fornecido por fontes fluviais e marinhas (Boyd *et al.* 2006). Como resultado, há um rápido preenchimento das partes mais profundas e largas e o desenvolvimento da clássica geometria em forma de funil e distribuição de fácies. Os estágios de crescimento das barras de areia de maré foram discutidos por (Harris 1988), que mostrou que as barras se tornam mais largas à medida que o estuário se enche.

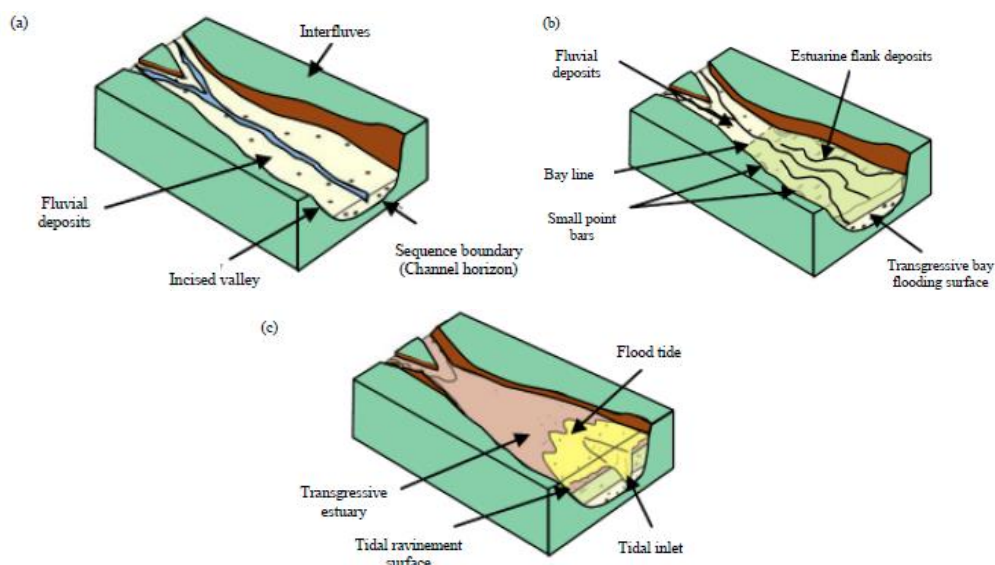


Figura 3 - Modelo estratigráfico cíclico de estuário dominados por marés (a) Formação de vale inciso com descarga fluvial que permite a deposição da sequência do canal, (b) Depósitos de flanco estuarino de maré sobre a areia do canal transgredida em direção à terra e (c) Construção de entrada de maré, barras e planícies de maré.

1.3 LITERATURA CIENTÍFICA SOBRE DELTAS DEFLEXIVOS

A literatura que melhor exemplificava e explicava a morfologia do delta subaquoso de vazante desta tese, foi encontrada em exemplos de deltas antigos investigados por Longhitano & Steel (2016) em afloramentos de ambientes deposicionais.

Deltas antigos em estreitos podem revelar empilhamento de fácies e estratigrafias inesperados, que podem ser mal interpretados ou atribuídos a diferentes configurações deposicionais. Dois análogos antigos de deltas que prograderam em bacias alongadas dominadas por correntes de maré foram estudados por Longhitano & Steel (2016), e verificaram que um elemento comum nesses deltas é a mudança progressiva para cima no processo dominante de dispersão de sedimentos registrado no Fácies do delta. Os estágios iniciais da progradação são dominados por litofácies influenciadas por rios e ondas, enquanto os avanços deltaicos tardios ocorrem com predominância da circulação de correntes de maré nas frentes deltaicas, e as morfologias consequentes são defletidas/alongadas na direção do fluxo de maré.

Em seus estudos Longhitano & Steel (2016) forneceram a base para uma estrutura estratigráfica preliminar para o estilo deposicional desses tipos de delta. Os depósitos estudados também sugerem analogias com a distribuição espacial de muitos reservatórios de hidrocarbonetos investigados ao longo das margens de bacias confinadas, estreitas e lineares, cuja interpretação ainda é debatida.

Poucos estudos documentaram deltas interagindo com estreitos ou vias marítimas alongadas (Galloway 2002, Keller & Richards 1967, Willis 2005). Estes deltas progridem para

ambientes marinhos confinados, onde os efeitos das ondas, marés de enchente e/ou vazantes estão subordinados à influência dominante dos padrões de correntes de maré que correm paralelamente à linha de costa, aumentando a sua força como resultado da convergência de massa de água (Defant 1961, Pratt & Worthington 1990, Pugh 1987). Como consequência, os deltas dos estreitos de maré ou rotas marítimas podem assumir morfologias fortemente distorcidas ou alongadas, afastando-se substancialmente das morfologias esperadas dos deltas tradicionais (Ayranci & Dashtgard 2016, Korus & Fielding 2015, Weise 1980).

Os deltas representam a principal fonte de sedimentos para mares de estreitos tectonicamente confinados e dominados pela maré. Exemplos modernos mostram como as correntes de maré ao longo da costa são capazes de modificar a forma do delta incidente, gerando planícies costeiras assimétricas, frentes deltaicas defletidas e barras de areia alongados (Longhitano & Steel 2016).

Como pode ser observado (e.g. Estreito de Juan de Fuca, Estreito de Malacca, Estreito de São Francisco, Estreito de Messina, Estreito de Dover e Estreito de Torres; ver figura 4), as correntes de maré coaxiais influenciam fortemente o fundo do mar. Eles fluem em fases de reversão, muitas vezes em oposição entre as duas bacias interligadas, favorecendo o desenvolvimento de amplos campos de leitos de maré, incluindo dunas bidimensionais e tridimensionais, simples e compostas, passando a jusante e lateralmente para camadas onduladas e altamente bioturbadas de granulação fina. (e.g. Anastas *et al.* 1997, Bastos *et al.* 2003, Dalrymple 2010, Dalrymple *et al.* 1984).

As correntes de maré são capazes de produzir deposição e migração de leitos para fora do canal marítimo ou estreito, em vez de para dentro. Isto se deve principalmente à condição energética do fluxo oposto durante cada fase de reversão da maré, que geralmente está em um estágio mais fraco, mas crescente (no lado do estreito de onde flui) e, portanto, é incapaz de mover volumes significativos de areia. No entanto, muitas seções estratigráficas observadas em antigas sucessões de marés estreitas mostram ocasionalmente a ocorrência de estratos transversais mais finos migrando em uma direção oposta à tendência paleocorrente dominante como resultado da interrupção momentânea do fluxo de maré dominante e a consequente influência crescente de o oposto, corrente subordinada (Longhitano & Steel 2016).

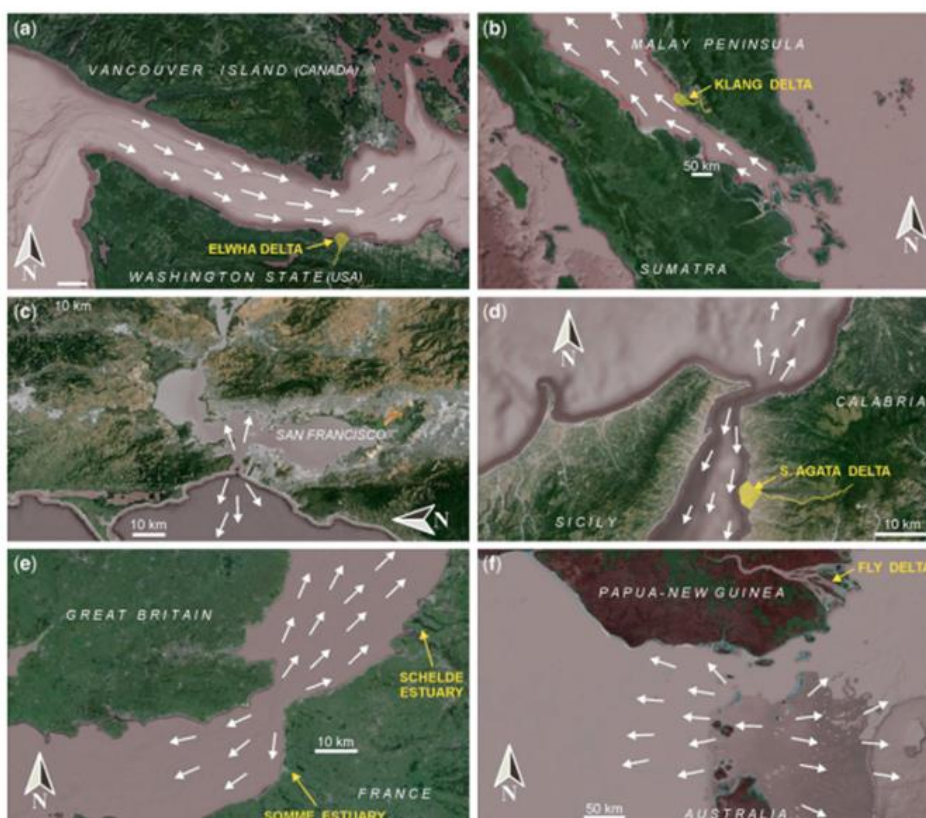


Figura 4 - Exemplos de estreitos de marés e vias marítimas modernas. (a) O Estreito Juan de Fuca, noroeste dos EUA, onde o Delta de Elwha está se desenvolvendo. (b) O Mar de Malacca, Indonésia, o Delta de Klang progredindo a partir da fronteira nordeste. (c) Estreito de São Francisco, Califórnia. (d) Estreito de Messina, no Mar Mediterrâneo central; o Delta do Rio Sant' Agata é destacado. (e) Estreito de Dover, Europa Ocidental. (f) Estreito de Bass-Torres, norte da Austrália. As setas indicam as principais direções das correntes de maré (Longhitano & Steel 2016).

Um exemplo de delta antigo influenciado pela tectônica produzido pela acumulação de sedimentos na encosta subaquática, contra uma margem de bacia falhada tectonicamente ativa (ver figura 5a), registrando depósito subaquático de um sistema deltaico anexado a um penhasco dominado, naquele momento, por repetidos eventos de fluxo de massa gravitacional (A figura 5b) é interpretada como um complexo de barra de desembocadura deltaica que durante o declínio de energia nesta fase inicial de crescimento das barras da foz, a areia acumulada perto da foz do rio foi retrabalhada pelas marés. No final da deposição, o topo das barras de foz foi ocupado por dunas de maré de pequeno a médio porte, uma vez que esta parte da bacia foi influenciada pelas marés (ver figura 5b). As barras de foz desenvolveram-se assim após um primeiro passo importante de transgressão marinha induzida tectonicamente, que transformou os principais processos sedimentares em dominados pelos rios, mas também influenciados pelas marés (Longhitano & Steel 2016).

O terceiro intervalo estratigráfico coroa uma sucessão sedimentar transgressiva, que registra o desenvolvimento de um leque deltaico de margem íngreme que se progrediu para a

margem leste do Estreito. Os depósitos pertencentes a esta unidade superior desenvolveram-se acima do complexo de barras da foz deltaica após uma alteração significativa na configuração costeira desta área, possivelmente relacionada com a evolução da margem da bacia com falhas de bloco. Cunhas de marés estratificadas cruzadas acumuladas nesta superfície registram um estágio mais maduro de um sistema de leque deltaico e um retrocesso em relação à margem da bacia. Após esta nova inundação da área costeira, o delta tornou-se dominado pelas marés (Longhitano & Steel 2016) (figura 5c).

Estreitos de margens íngremes, tectonicamente ativos, são comumente caracterizados por raros depósitos leque-deltaicos isolados, como resultado do alto gradiente de suas áreas costeiras, o que impede o acúmulo significativo de sedimentos na plataforma e favorece a transferência direta da descarga do rio em direção às zonas mais profundas do estreito (e.g. o moderno Estreito de Messina). Por outro lado, os deltas dos rios podem estender-se muito mais através das margens suavemente inclinadas dos canais porque as fronteiras tectonicamente estáveis favorecem a progradação e sequências deltaicas de longa duração (Longhitano & Steel 2016) (figura 6).

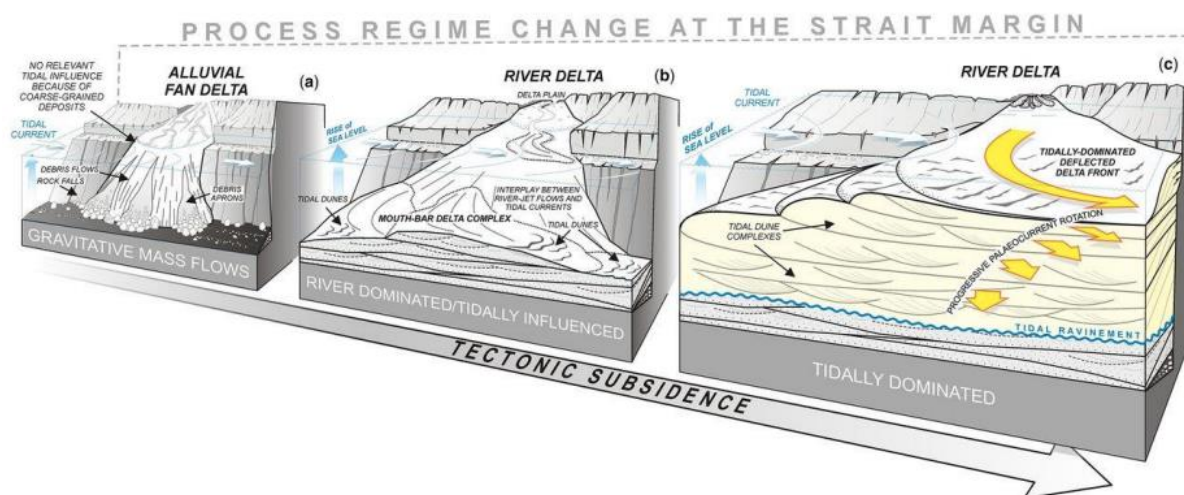


Figura 5 - Blocos Diagrama demonstrando a evolução inferida do leque delta de Belmonte Calabro. (a) Um estágio inicial da progradação do delta ocorreu através da colocação de fluxos de massa dominados pela gravidade, acumulando depósitos de granulação grossa. (b) Uma transgressão induzida tectonicamente gerou um retrocesso do delta e um estágio deltaico mais maduro, através do desenvolvimento de um complexo deltaico de barra de foz influenciado pela maré. (c) A fase tardia da progradação produziu bancos de areia dominados pela maré na frente do delta, com morfologias desviadas e dunas de maré (Longhitano & Steel 2016).

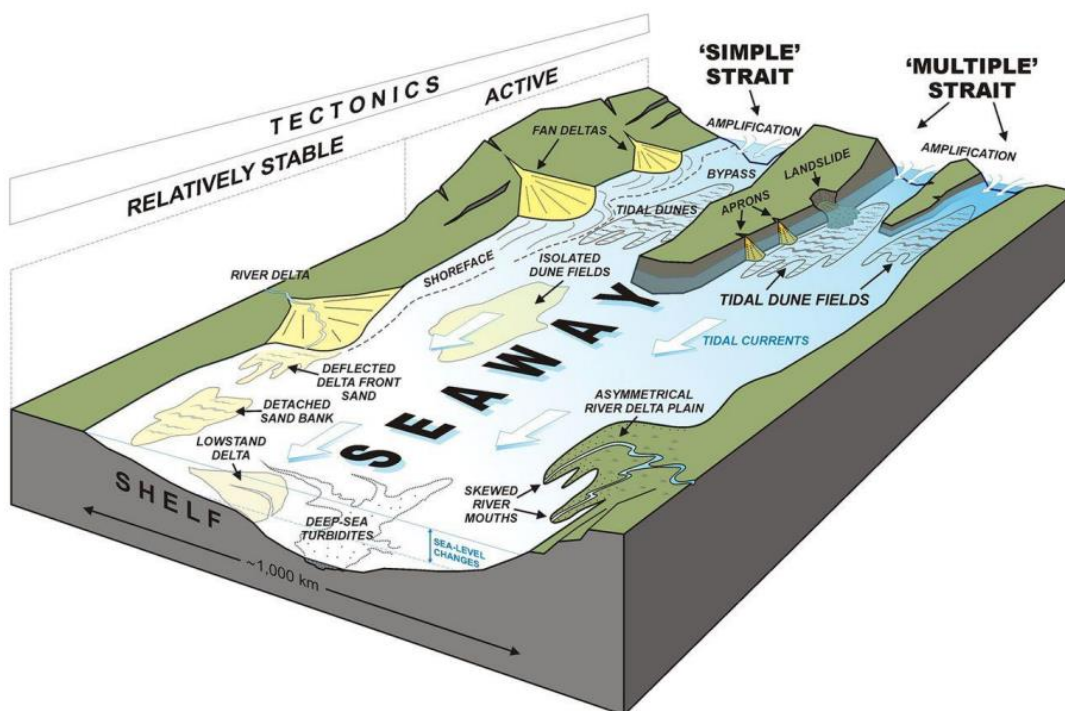


Figura 6 - Representação esquemática de uma rota marítima incluindo estreitos únicos e múltiplos estreitos. As correntes de maré são o principal fator de controle hidrodinâmico nos processos de distribuição de sedimentos. Os deltas que progridem para o mar podem estar relacionados a margens íngremes e tectonicamente ativas ou a plataformas suavemente inclinadas. Em ambos os casos, as correntes de maré são capazes de retrabalhar e desviar os depósitos da frente deltaica, formando corpos de areia subaquáticos alongados e bancos de areia isolados, incluindo grandes dunas de maré. Em alguns casos, a área da planície do delta também é distorcida no sentido do fluxo de maré dominante (Longhitano & Steel 2016).

1.4 HIPÓTESE DA PESQUISA

Esta tese foi desenvolvida a partir de duas hipóteses de pesquisa:

A descarga fluvial, combinada com a ação das marés, causa a erosão e deposição de sedimentos, resultando na alteração da morfologia, com o aumento do volume de sedimentos no interior do estuário e plataforma continental adjacente no período de 1977 a 2022; com predomínio de sedimentos carbonáticos no período seco e siliciclásticos no período chuvoso.

1.5 OBJETIVOS

Compreender a evolução morfológica e sedimentar do estuário de São Marcos e da plataforma interna adjacente, a partir da dinâmica morfobatimétrica multidecadal e sedimentar sazonal.

1.5.1 Objetivos específicos

- 1) Gerar mapa batimétrico de 1977, antes da construção dos portos;
- 2) Gerar mapa batimétrico de 2022 quatro décadas e meia após a instalação dos portos;
- 3) Identificar as feições deposicionais, estabelecendo direções de transporte residuais para auxiliar no entendimento da dinâmica sedimentar;
- 4) Determinar as taxas de variação de migrações das feições;
- 5) Caracterizar as alterações na configuração do fundo nos últimos 45 anos;
- 6) Gerar mapa da evolução batimétrica/morfológica considerando as tendências das taxas de deposição, erosão e estabilidade que sofreram tais alterações nos últimos 40;
- 7) Demonstrar se o estuário e a plataforma adjacente experimentaram processo erosivo ou deposicional nas últimas quatro décadas e meia.
- 8) Determinar as características sedimentológicas dos sedimentos de fundo a partir: (mapa textural, matéria orgânica, carbonato de cálcio, porcentagem de lama e porcentagem de areia, buscando caracterizar as diversas áreas analisadas (estuário e plataforma interna);
- 9) Identificar e quantificar as mudanças no padrão de distribuição dos sedimentos de fundo sob influência dos sedimentos nos diferentes períodos sazonais;
- 10) Determinar os padrões e fatores de controle que governam a distribuição e a sedimentação dos sedimentos
- 11) Identificar as associações das fácies sedimentares

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA

O Brasil possui uma linha de costa de aproximadamente 8.500 km de extensão, dos quais 35% são ocupados pela costa norte do Brasil (Pereira *et al.* 2009), este longo trecho de litoral que se estende entre o rio Oiapoque no Amapá e estuário de São Marcos no Maranhão, abriga alguns registros naturais notáveis, com características geomorfológicas únicas que englobam dois recordes mundiais significativos: Maior sistema de manguezal (Souza-Filho 2005) e o maior rio do mundo em extensão, volume de água e transporte de sedimentos (Souza-Filho *et al.* 2009). Agora, somando-se a estes registros está o estuário de São Marcos, maior e mais profundo estuário do Brasil.

O estuário de São Marcos está localizado no limite de transição do clima quente úmido amazônico com clima semiárido do nordeste do Brasil. Apresenta uma faixa litorânea que possui características geoambientais diferenciadas que justificam sua divisão em Litoral Ocidental e Oriental, separadas pela Baía de São José, e estuário de São Marcos, que forma em conjunto com a Ilha de São Luís o Golfão Maranhense (Feitosa 2006, Souza-Filho 2005), que engloba estuários, estreitos, enseadas, pequenos rios, ilhas, manguezais e planícies de maré (Dantas *et al.* 2013, El-Robrini *et al.* 2006).

A Ilha do Caranguejo, encontra-se no meio do médio estuário de São Marcos, resultando em dois canais que correm ao longo de ambos os lados. A entrada da baía tem largura em torno de 55 km, que se afunila para 15 km em sua seção central, alargando novamente para 25 km antes de chegar à Ilha do Caranguejo, e então afunila novamente para 1,5 km na intersecção dos rios Pindaré e Mearim (Ferreira 2011).

A área de estudo abrange a porção do estuário de São Marcos, nos limites da Ilha do Caranguejo, até cerca de 80 km da plataforma, totalizando aproximadamente 150 km de comprimento perfazendo uma área de aproximadamente 7000 km² (figura 7).

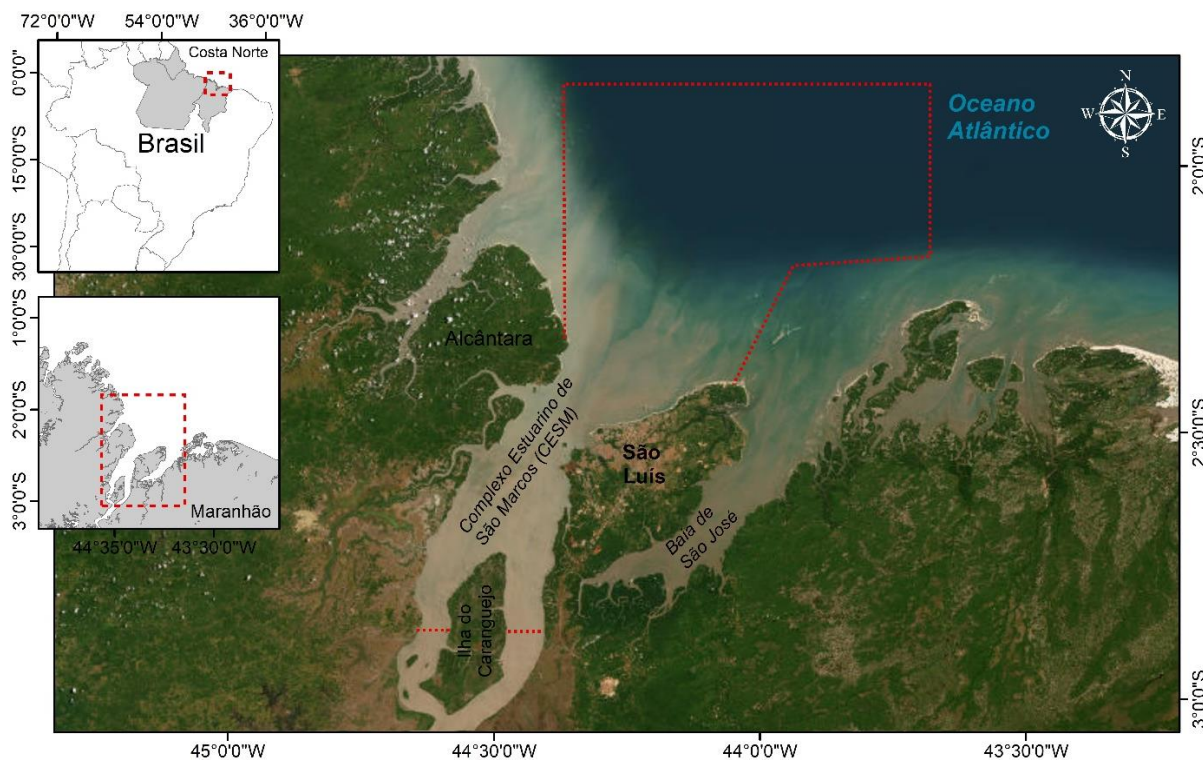


Figura 7 – Mapa da Área de estudo localizando o estuário de São Marcos e plataforma adjacente, indicado com a linha traceja em vermelho. Imagem de Base ESRI.

2.2 ASPECTOS AMBIENTAIS DO ESTUÁRIO

2.2.1 Bacia do rio Mearim

Maranhão (2011) quantificou a Bacia do Mearim com 99.058,68 km² de área, o que corresponde a 30 % da área total do estado. O Mearim se insere nas bacias dos rios genuinamente maranhenses (Feitosa 1983) e se encontra dentro do subsistema ambiental da Baixada Maranhense (Feitosa 2006). A nascente do rio Mearim está localizada na Serra da Menina, em altitudes de aproximadamente 650 metros, onde recebe a denominação de Ribeirão Água Boa, e após percorrer aproximadamente 930 km de extensão em direção ao norte, deságua no estuário de São Marcos, entre São Luís e Alcântara (IBGE, 1995).

O Mearim possui vazão média total de 557 m³/s, tendo largura de até 1000 metros nas proximidades do estuário. De uma forma geral, o rio Mearim apresenta em seu curso concentrações de sedimentos arenosos variando de areia média a fina, com exceção nos municípios de Vitória do Mearim e Arari, localizados mais próximos à foz do Mearim com estuário de São Marcos, os quais possuem influência direta da maré os sedimentos apresentaram características diferente dos demais, com predominância de sedimentos lamosos (Secretaria de Estado das Cidades e Desenvolvimento Urbano – SECID 2014).

Nos estudos de Rodrigues (2016), foi verificado boa correlação entre vazão sólida e líquida no sistema fluvial, sendo que há variações sazonal de vazão líquida, com maiores vazões no período chuvoso. Face às características topográficas do Mearim, há a ocorrência do fenômeno da pororoca e as marés chegam a atingir até 170 km da foz que, associadas ao aumento de precipitação no interior do Estado, ocasionam as cheias.

2.2.2 Hidrodinâmica do estuário de São Marcos

O estuário de São Marcos é caracterizado por uma hidrodinâmica regida pelo sistema de marés semidiurnas (duas preamares e duas baixa-mar por dia lunar). Com amplitude média de 4,6m, podendo atingir 7,2m no período de sizígias (González-Gorbeña *et al.* 2015, Portobras 1988, Soares 2015) e velocidades de correntes superiores a 4 m/s (DHN 1972). As velocidades máximas são observadas nos instantes de meia maré de vazante e as menores velocidades próximas à preamar e baixa-mar (Bitencourt 2015, Garcia 2007). Umisan (2011) verificou predomínio de vazante com velocidade máxima da corrente atingindo 2,6 m/s. Da mesma forma, Moraes (1977) mediu correntes com velocidades de 8 m/s na sizígia e 6,3 m/s na quadratura.

O “Cabeço do Mearim” e a Ilha do Medo são os principais responsáveis pela divisão dos regimes hidrodinâmicos locais forçados pela maré, os quais controlam os padrões morfológicos e migratórios das feições de fundo. Os mapas residuais de velocidade aliados aos coeficientes de dominância de maré demonstraram que as principais forçantes do sistema são as correntes de marés, mais intensas nos canais e ao sul da Ilha do Medo e menos pronunciadas nas planícies rasas do sistema estuarino (Chagas 2013).

A caracterização hidrodinâmica de pequena escala que controla o transporte de sedimentos no estuário de São Marcos na área proximal ao complexo portuário a partir de modelagem numérica verificou que padrões de fluxo e o regime hidrodinâmico são elementos essenciais para determinar orientação, assimetria, altura e migração de feições de fundo. A maré teve alcance de 7,0 m de variação e domínio total do período de vazante com velocidades de correntes de até 3 m/s nas marés de sizígias. As correntes de quadratura foram mais fracas atingindo picos de até 1,9 m/s nas marés de enchente e 2,0 m/s na vazante (Samaritano *et al.* 2013).

O estuário de São Marcos se enquadra no tipo bem misturada e, portanto, os efeitos baroclínicos são de menor relevância. Na verdade, apenas nos períodos chuvosos de afluência

dos rios têm efeitos relevantes (Bitencourt 2015, Ferreira 2011), sendo a influência fluvial restrita a região sul do estuário. Por isso, para o estuário de São Marcos, o principal fator de forçamento levado em consideração é a maré (González-Gorbeña *et al.* 2015). Após fundeio de 31 dias consecutivos, Bitencourt (2015) observou que a coluna d'água estuarina no ponto de medição move-se como uma coluna de água homogênea com fluxo bidirecional no eixo NE-SW. As medições ocorreram no período de baixo índice de pluviosidade. Defasagens no tempo entre os picos de máxima velocidade de corrente durante enchente e vazante mostraram a dominância do processo de maré vazante sobre a enchente no estuário.

2.2.3 Sedimentação no estuário de São Marcos

Samaritano *et al.* (2013) verificaram que a morfologia e à disponibilidade absoluta de sedimentos, dominada pela areia fina, permite o desenvolvimento de ondas de areia de 0,5 m a 6,0 m de altura.

Amaral (2006) caracterizou a morfologia de fundo e hidrosedimentologicamente do Canal de Acesso, do limite da desembocadura do estuário até plataforma interna, a partir de análise e da aplicação de modelagem computacional. Os sedimentos encontrados na região foram predominantemente classificados como areia média. Essa areia é arrastada do fundo com velocidades médias a partir de 0,2 m/s e é transportada com velocidades na faixa de 0,02 à 0,2 m/s, sendo que abaixo de 0,02 m/s ocorre a deposição.

Serejo (2018) verificou que na área ao entorno da Ilha do Cajual, margem esquerda do estuário, a matéria orgânica associada aos sedimentos constitui uma mistura de fontes autóctones e alóctones de origens marinha e continental, com predominância de sedimentos finos.

Sedimentos cretáceos e terciários afloram no canal principal, em planícies de marés, ilha do medo, irmãs de Dentro e de Fora e margem esquerda do Rio Mearim. A classe sedimentar formada de areia fina e média ocorre na maior parte da Baía, desde a desembocadura até proximidades da ilha do Caranguejo. Na margem esquerda há predominância de sedimentos marinhos evidenciados pela associação faunística principalmente de foraminíferos e não foi verificado deposição de sedimentos no canal central (Morais 1977).

2.2.4 Morfologia de fundo do estuário de São Marcos

Chagas (2013) caracterizou a dinâmica das ondas de areia proximal a zona portuária, a partir do posicionamento horizontal e vertical dos conjuntos de dados batimétricos, digitalizados em transectos longitudinais, que forneceu corredores de transporte que concordaram com os obtidos por meio do modelo numérico. Foram registradas ondas de areia com comprimento de 342m e altura superiores a 6 m. A migração horizontal chegou a 1,8 m/dia e as intensidades de corrente a 1,84 m/s sobre o campo de ondas de areia e 2.58 m/s nos canais adjacentes. Estes estudos possibilitaram o estabelecimento de um modelo conceitual de corredores de transporte que rege o equilíbrio dinâmico do sistema local. Esses corredores são formados principalmente pelo canal principal do estuário de São Marcos localizado na porção oeste das feições submersas, predominando o transporte das correntes de vazante, pelo Canal do Boqueirão no qual predominam as correntes de maré enchente e pelo canal transversal situado a leste das ondas de areia, responsável por fluxos principalmente de maré enchente que podem transportar sedimentos ou energia para o sistema de canais principais.

Ao analisar a evolução morfológica, Garcia (2007) verificou que os dois bancos proximais à zona portuária sofreram expressivas migrações. Salientou a importância de estudos morfológicos na área, pois os bancos se encontram em estágio evolutivo em direção ao porto.

A taxa de recomposição do fundo, processos deposicionais associados a mecanismos de indução antrópica, foi investigado por Rodrigues (2016), na zona portuária. Foi verificado que as maiores intensidades de movimentação do fundo estão relacionadas ao período de intensificação das chuvas e aos períodos de equinócio e solstícios.

Amaral (2006) verificou que nas áreas distais da desembocadura não evidenciaram significativas mudanças de posição morfológica com o tempo do Canal de Acesso. Em compensação, a área proximal a desembocadura apresentou conformações de fundo com irregularidade de forma, evidenciando que existe uma maior migração. O modelo de transporte de sedimentos indicou pequeno transporte resultante na área distal, o que explicaria a reduzida migração quando comparadas com a área proximal, que obteve taxas de crescimento em torno de 1,3 m/ano.

2.2.5 Complexo Portuário do Maranhão e a dinâmica portuária

A construção do Complexo Portuário do Maranhão teve início nos meados da década de 60. Finalizando construção do Porto de Itaqui em 1977 e o Terminal da Ponta da Madeira (TPM) em 1985. Neste mesmo ano foi registrado a primeira sondagem de dragagem na área da bacia de evolução do TPM (Garcia 2007). Nesta primeira dragagem foram removidos aproximadamente 63.000 m³/mês de material dragado, equivalendo a cerca de 760.000 m³/ano. Entre os anos de 1985 e 1995 foram totalizados 4 milhões de m³ dragados. Nos seus estudos com a utilização de modelos verificou que a área escolhida como bota fora era a mais apropriada por não aprisionar os sedimentos, ou seja, o material depositado é totalmente dispersado pelas correntes sem que haja retorno para área dragada (Garcia 2007).

A quantidade de material em suspensão varia consideravelmente quando se compara a parte interna e externa da Baía. As concentrações variam de 160 a 300 mg/l. Durante as marés de vazante que foi observado maiores concentrações e maior parte deste material depositado na margem leste da Baía, não alcançando a desembocadura (Morais 1977). Os três principais rios da bacia hidrográfica são os Pindaré, Mearim e Grajaú, cujas águas descarregam na região mais ao sul da Baía e são responsáveis pelas cargas sólidas, principalmente argila e silte, com valores médios anuais de 250 mg/l (Ferreira 2011). E um estudo proximal ao complexo portuário (Santos 2018), verificou que o fluxo dos sedimentos em suspensão estava diretamente atrelado à evolução das atividades de dragagem, com variações de 40 a 852 mg/L durante período chuvoso e seco respectivamente. Ao longo da margem esquerda do rio Mearim (Morais 1977), quantificou de 30 a 70% de lama e próximo à Ilha do Caranguejo proporções de lama foram de 90 a 100%.

2.2.6 O Clima do Estado do Maranhão

Segundo SECID (2014), o clima do Estado do Maranhão compreende uma transição entre o clima Superúmido da Amazônia e o Semiárido do Nordeste. Caracteriza-se como quente, semiúmido, tropical de zona equatorial, com duas estações distintas que vão de úmida (janeiro a junho) a seca (julho a dezembro) (SMCQA, 2010). O clima da região, segundo a classificação de Koppen, é tipo AW, Tropical Chuvoso, com predominância de chuvas nos meses de janeiro a abril e período seco de agosto a dezembro. A temperatura média anual oscila em torno de 28°C. Quanto à frequência relativa de ocorrência do vento, há predominância de direção nordeste, de setembro a março) e de leste, de abril a agosto, sendo que estas direções

apresentam um padrão constante ao longo do ano. As chuvas no Maranhão possuem grande variação em sua distribuição espacial e temporal. Na Ilha de São Luís observam-se valores médios de precipitação de 2.290 mm, mas no interior do estado a precipitação anual é inferior a 700 mm.

Para período dos anos 2020 e 2021 a temperatura apresentou comportamento praticamente constante, com a mínima em torno de 22 °C e a máxima 32°C. A precipitação teve comportamento semelhante ao citado anteriormente, com o pico ocorrendo no mês de janeiro e o mínimo nos meses de setembro e outubro no ano de 2020. Porém, em 2021 o pico do período chuvoso foi em fevereiro com valores próximo de 100 mm (Agência Nacional das Águas - ANA 2021).

2.3 DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS E GEOLOGIA

A partir avaliação da origem e evolução das paisagens do estado do Maranhão, foi possível caracterizar os compartimentos geomorfológicos com base em sensoriamento remoto e estudos geomorfológicos regionais anteriores (IBGE 1995; Ross 1985; 1996), identificando e descrevendo 19 domínios geomorfológicos (Dantas *et al.* 2013), destacando-se a planície costeira e tabuleiros onde a área de estudo está inserida, conforme demonstra na figura 8.

Planície Costeira do Maranhão: Estende-se pelo litoral com aproximadamente 640 km de extensão e representa um domínio geomorfológico que pode ser subdividido em quatro setores marcadamente diferenciados, conforme Feitosa (2006): úmida costa oeste-noroeste das reentrâncias, dominada por planícies de marés (mangues); Golfão Maranhense; campos de dunas móveis ou fixas; e planície deltaica do rio Parnaíba (Dantas *et al.* 2013).

Litoral das Reentrâncias Maranhenses: A porção noroeste do litoral maranhense foi caracterizada por Souza-Filho (2005) como “a Costa de Manguezais de Macromarés da Amazônia”, abrangendo, também, a costa nordeste do estado do Pará. Esse litoral, dominado por clima equatorial com precipitação média entre 1.800 e 2.500 mm anuais, notabiliza-se por seu contorno extremamente recortado por estuários (Barbosa & Novaes Pinto 1973). Segundo Borges *et al.* (1995) e Ferreira Júnior (1996), a gênese desta costa está relacionada à ocorrência de movimentos neotectônicos, assim como sua orientação está associada à atuação de falhas

transcorrentes de direção SW-NE durante o Mioceno-Plioceno. Essa unidade está inserida entre a linha de costa e a vasta superfície do noroeste do Maranhão, drenada pelos rios Gurupi e Turiaçu, embasados por rochas sedimentares pouco litificadas do Grupo Barreiras ou da Formação Itapecuru. Esses tabuleiros estão, por vezes, delimitados por proeminentes falésias ativas na península de Alcântara e na costa oeste do estuário de São Marcos. A unidade, gerada em ambiente deposicional de macromarés, apresenta um conjunto de feições deposicionais de origens fluvial e marinha. Esse domínio abrange extensas planícies fluviomarinhas, ressaltando-se a ocorrência de planícies costeiras e aluviais, destaca-se os manguezais. As planícies fluviomarinhas intermarés, constituídas por sedimentos inconsolidados de idade holocênica, consistem de terrenos argilosos ou argiloarenosos ricos em matéria orgânica, caracterizados como Solos de Mangue, Gleissolos Sálcos e Gleissolos Tiomórficos (IBGE 2011b).

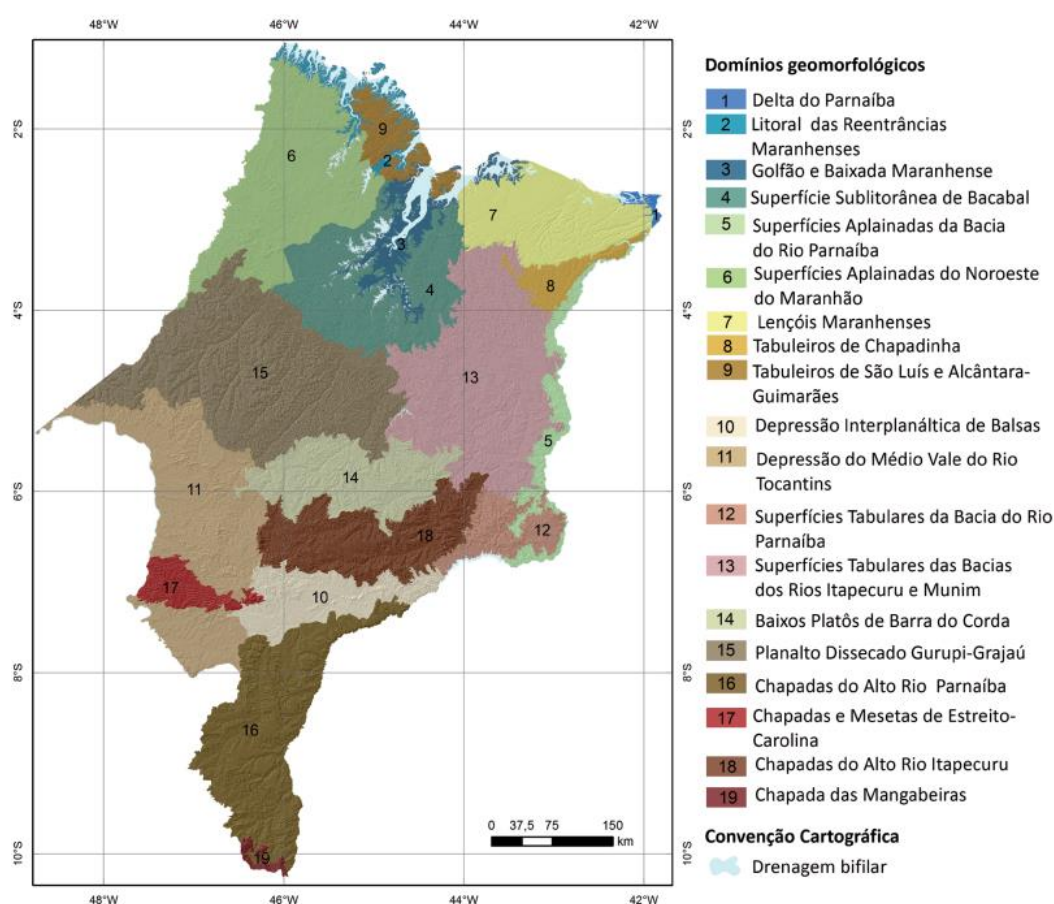


Figura 8 - Domínios geomorfológicos identificadas no Estado do Maranhão (Dantas *et al.* 2013).

Golfão e Baixada Maranhense: A reentrância central do litoral do estado do Maranhão é constituída pelas baías do Cumã, São José, São Marcos e Tubarão (Feitosa 2006), com planície fluviomarinhas denominada Baixada Maranhense (Teixeira & Souza Filho 2009). Manguezais são observados ao longo das baías, estuários e na ilha do Caranguejo. A oeste da Baía de São José e ao longo da Baía do Cumã, o Golfão Maranhense está bruscamente delimitado por falésias e Tabuleiros Costeiros de Alcântara-Guimarães. A leste das baías de São José e de Tubarão, o Golfão Maranhense delimita-se com os Lençóis Maranhenses. Na porção noroeste da ilha de São Luís verificam-se cordões arenosos litorâneos, a ilha está posicionada no meio do Golfão Maranhense, representa um alto topográfico em meio ao litoral afogado, caracterizado por baixos platôs dissecados (Novaes *et al.* 2007), estando sustentados por arenitos cretáceos da Formação Itapecuru e sedimentos pouco litificados de idade neógena do Grupo Barreiras, em condição similar à dos Tabuleiros Costeiros de Alcântara-Guimarães. Portanto, é uma feição remanescente da erosão diferencial pela ação fluvial dos rios que convergem para o Golfão, podendo ser considerada uma ilha-península. Seu caráter insular é devido à existência de um estreito canal (canal dos Mosquitos) que a separa da Baixada de Perizes e interliga a baía de São José e estuário de São Marcos. Assim, durante as fases glaciais pleistocênicas de nível marinho mais baixo (nível de base geral em torno de 100 m abaixo do nível atual), a superfície tabular cretáceo-terciária foi esculpida em baixos platôs dissecados ou desfeita em relevo de colinas, tendo sido entalhados profundos vales no eixo central do Golfão Maranhense. Destacam-se, os vales escavados dos rios Itapecuru-Munim e Mearim-Grajaú-Pindaré (Ab'Saber 1960). A partir da transgressão flandriana, registrada no atual período interglacial holocênico, processou-se expressivo entulhamento sedimentar da vasta depressão topográfica representada pelo Golfão Maranhense. Esses vales escavados foram submersos, gerando, respectivamente, as atuais baías de São José e de São Marcos, individualizadas, justamente, pela ilha de São Luís (Ab'Saber 1960, Barbosa & Novaes, 1973).

Tabuleiros Costeiros: Representam o domínio geomorfológico que ocorre em duas áreas principais: Tabuleiros de Chapadinha, a sul dos vastos campos de dunas dos Lençóis Maranhenses, e Tabuleiros de São Luís e Alcântara-Guimarães, entre o Golfão Maranhense e o noroeste do estado. Esses tabuleiros são sustentados, em geral, por rochas sedimentares pouco litificadas, de idade neógena, do Grupo Barreiras, sobrepostas a rochas sedimentares da Formação Itapecuru. Consistem em formas de relevo tabulares, apresentando extensos topos planos, com predomínio de processos de pedogênese e formação de solos espessos e bem

drenados, com baixa suscetibilidade à erosão. Os tabuleiros de São Luís e Alcântara-Guimarães, denominados Tabuleiros Costeiros Maranhenses por (IBGE 2011a), abrangem parte do Golfão Maranhense e o litoral noroeste do estado do Maranhão, entre as baías de São Luís, São Marcos e Turiaçu, incluindo a ilha de São Luís. Esses tabuleiros são sustentados por sedimentos do Grupo Barreiras ou, subordinadamente, por espessos regolitos de arenitos muito intemperizados, de idade cretácea, da Formação Itapecuru. Essa unidade é seccionada por profundas reentrâncias formadas pelas baías ou estuários de Turiaçu, do Cumã e São Marcos e está delimitada, a sul e sudoeste, pela Superfície do Noroeste do Maranhão e Baixada Maranhense. A norte, os tabuleiros se encerram, por vezes, de forma abrupta, por meio de falésias e paleofalésias. Entretanto, na porção interior da península de Alcântara e da ilha de São Luís, os tabuleiros encontram-se mais intensamente esculpidos em relevo de baixos platôs dissecados e colinas tabulares (figura 9).

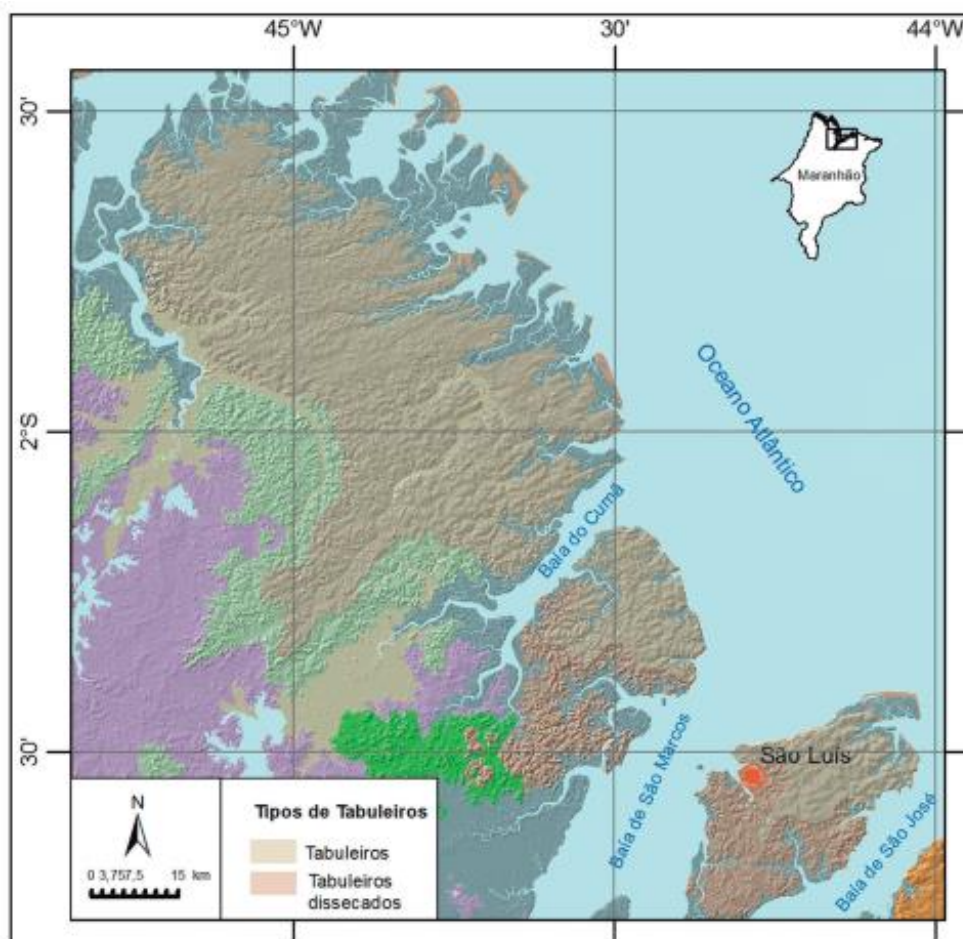


Figura 9 - Imagem em relevo sombreado dos tabuleiros e tabuleiros dissecados (cores terrosas) esculpidos em rochas sedimentares dos grupos Barreiras e Itapecuru, formando a ilha de São Luís e a península de Alcântara. Litoral recortado do Golfão Maranhense, com destaque para as baías do Cumã e de São Marcos e espaiada sedimentação fluviomarinha em retaguarda (cor cinza) da Baixada Maranhense (Dantas *et al.* 2013).

Segundo Ab'Saber (1960), a Ilha do Maranhão foi formada por rifteamento durante período cretáceo e é limitada pela plataforma Ilha de Santana, pelos Altos Estruturais Aro Férrer Urbano-Santos, pelo Host de Rosário e Arco Tocantins. Com destaque para formação Itapecuru caracterizada litologicamente por clásticos finos, vermelhos, cinzas azulados e amarelos, arenitos, siltitos e argilitos. Os depósitos terciários correspondem a Formação São Luís (Barreiras) constituídos por lentes de sedimentos, clásticos (conglomerados de cascalhos, areia, argila e folhelhos, mal selecionados e parcialmente consolidados). Com os sedimentos quaternários compreendidos por depósitos flúvio marinhos, aluviais e eólicos, figura 10.

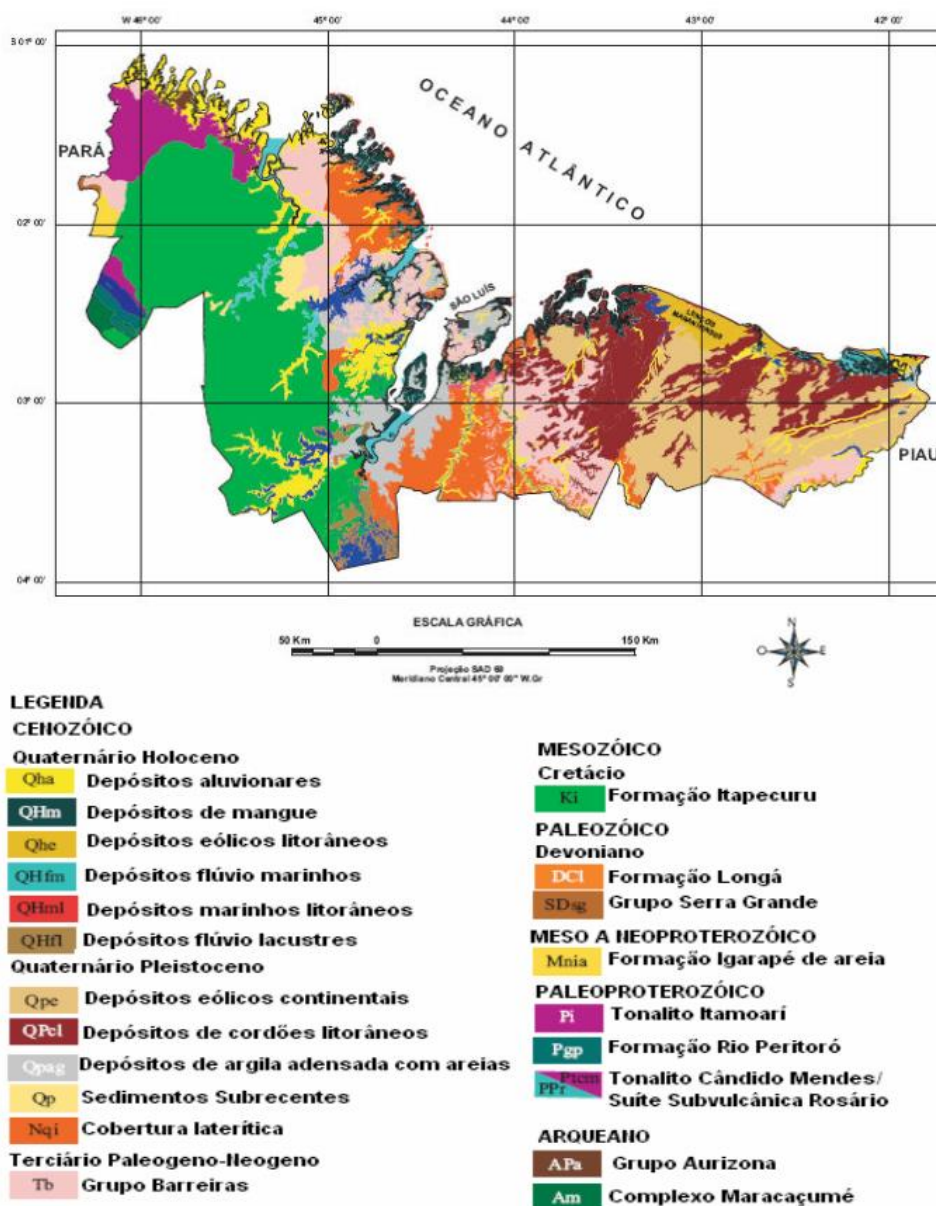


Figura 10 - Mapa geológico da região costeira do estado do Maranhão (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM 2004).

2.3.1 Bacia de São Luís

Datada do Cretáceo, a Bacia de São Luís foi separada da bacia sedimentar do Parnaíba juntamente com a bacia do Grajaú por apresentar características distintas sobretudo quanto, tectônica e idade (Góes, 1995; Góes & Coimbra, 1996). A bacia do Grajaú é separada da bacia de São Luís pelo Arco Ferrer Urbano Santos (figura 11) foram constituídas na fase tectônica atribuída a subsidência térmica pós rifteamento que individualizou Graben Ilha Nova com falhas de direção WNW-ESSE e limitada por falhas normais com orientação E-W (Góes, 1995); Góes & Rossetti, 2001, Soares Júnior, 2007).



Figura 11 - Unidades Geotectônicas da Província Sedimentar do Parnaíba (modificado de GÓES, 1995 e atualizado por Góes & Rossetti, 2001).

2.3.2 Evolução da Paisagem da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim

Lima (2013) compilou uma série de dados dos estudos de Rodrigues *et al.* (1994), Góes (1995), (Kotschoubey *et al.* 2005, Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Dominguez 2011, 2012) que auxiliaram na compreensão de como o relevo desenvolveu suas formas a partir de 5 estágios evolutivos.

O estágio 1 (Albiano), figura 12a, houve instalação da rede de drenagem difusa na área da proto-bacia hidrográfica do Rio Mearim. Esta área estava posicionada de tal maneira que a Linha do Equador passa próximo onde hoje é a foz da bacia. Infere-se que as porções leste e oeste estiveram, respectivamente, a SE e a NW (Góes 1995).

No estágio 2 (Campaniano), figura 12b, o sistema de drenagem torna-se mais desenvolvido, ajustando-se aos processos de subsidência com reativações de falhas ocorrido desde o Albiano ao Campaniano (Soares Júnior 2007). Com a deriva continental a área afasta-se da Linha do Equador, resultando na distinção entre dois blocos, o A (pelo soerguimento) e o B (pela subsidência). Em ambos os estágios o nível do mar permanece relativamente constante.

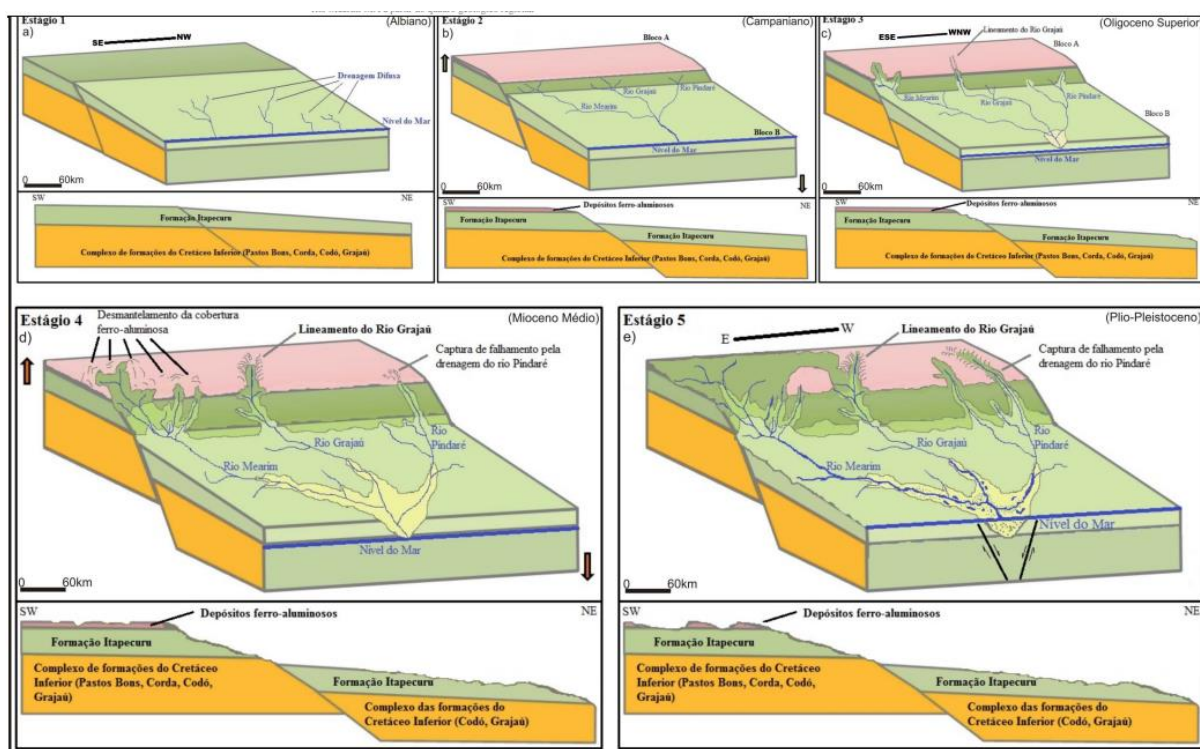


Figura 12 - Estágios de Evolução da área da bacia hidrográfica do rio Mearim. (a) Primeiro Estágio: instalação de drenagem difusa. (b) Segundo Estágio: formação dos depósitos ferro-aluminosos e distinção dos blocos A e B. (c) Terceiro Estágio: as mudanças no nível eustático aceleram o processo de erosão regressiva; marca o início da captura do Lineamento do Rio Grajaú pelo rio homônimo. (d) Quarto Estágio: aceleração do processo de erosão regressiva com desmantelamento dos depósitos ferro-aluminosos e a captura do Lineamento do Rio Grajaú pela drenagem. (e) Quinto Estágio: desestruturação da cobertura ferro-aluminosa (crosta laterítico/bauxítica) na porção leste por processo erosivo mais acentuado; ativação de falhas no baixo curso da drenagem principal; e, implantação da planície flúvio-lacustre (Lima 2013).

O estágio 3 é responsável pela incisão da drenagem no médio curso com mais intensidade, destacando-se a erosão mais acentuada na drenagem do rio Mearim, a qual atinge os arenitos pouco consolidados da Formação Itapecuru, inicialmente, e das formações Codó e Grajaú, promovendo o desmantelamento da sequência Cretáceo-Paleógena, ficando mais evidente depois da subsidência do bloco B. Nesse período, o posicionamento das porções leste e oeste, com o afastamento das placas tectônicas, encontravam-se, respectivamente, a ESSE e a WNW. O Lineamento do Rio Grajaú já começava a ser capturado pela drenagem, destacando um padrão retilíneo do curso fluvial homônimo. Nesse tempo a influência das falhas e dos lineamentos no bloco A ainda não haviam sido destacados pela drenagem, pois outras variações

no nível do mar não promoveram o gradiente necessário para a aceleração tão brusca dos processos de erosão regressiva.

O falhamento apontado por Rodrigues *et al.* (1994) contribui para a configuração do relevo da bacia do Mearim de forma significativa, mas cabe considerar que, conforme Soares Júnior *et al.* (2008), destacaram que durante a formação da Bacia de São Luís, houve o desenvolvimento do sistema de falhas normais que permitiu a ingressão do mar no interior do continente. A instalação dessas falhas proporcionou a subsidência do Bloco B. (Kotschoubey *et al.* 2005a), afirmaram que o relevo do baixo curso bacia hidrográfica, durante o final do Oligoceno-Eomioceno, passou por significativa influência da transgressão marinha, a qual foi responsável pela deposição da parte inferior da Formação Barreiras. A exemplo disso, na Ilha de São Luís, há praias que apresentam falésias desta formação. Entretanto, (Kotschoubey *et al.* 2005b) salientam que houve um evento transgressivo (final do Paleógeno início do Neógeno) que enfraqueceu o processo de erosão, o qual foi responsável pela sedimentação dos vales com depósitos areno-argilosos e pequenos seixos de quartzos dos sedimentos da Formação.

O estágio 4 (Figura 47d) marca a entrada do Mioceno Médio, quando ocorrem oscilações eustáticas associadas a movimentos tectônicos que, possivelmente, acentuaram o soerguimento do bloco A e a relativa subsidência do bloco B. Entretanto, no Mioceno Médio-Inferior ocorreu uma transgressão que foi capaz de depositar a formação Barreiras, mas que durante o Mioceno Médio, o nível do mar recua progressivamente, marcado por um período glacial, o qual foi responsável pelo entalhamento dessa formação. (Dominguez 2011) infere que durante todo o Neógeno houve um rebaixamento do nível do mar, com pontuais e pouco expressivas transgressões na costa brasileira. Esse interstício também marca a formação de algumas baías e da erosão diferencial nas bacias sedimentares do mesozoico ao longo da costa.

A formação da foz do rio Mearim se deu antes da deposição da formação Barreiras, por já ter havido uma paleodrenagem na área correspondente, além de estar em nível altimétrico inferior. Quando a formação Barreiras foi depositada o mar adentrou no baixo curso dessa paleodrenagem, ao passo em que ia se constituindo, no litoral. Para Kotschoubey *et al.* (2005), lineamento do Rio Grajaú pode ser considerado um elemento estrutural de fundamental importância para a compreensão das formas atuais do relevo, e não há a presença de meandros no baixo curso, nem a formação de significativa planície fluvial e das planícies lacustre e marinha, pois a regressão promoveu forte incisão da drenagem. Entretanto, durante esse tempo houve considerável acúmulo de sedimentos no leito dos rios, devido aos eventos transgressivos, responsáveis pela baixa eficiência no transporte sedimentar.

O estágio 5 (Figura 47e) marca o final do Plioceno e o início do Pleistoceno, quando o nível do mar está relativamente próximo ao dos dias atuais. O mar sobe novamente e afoga a foz do rio Mearim, que já havia formado, durante esse processo, o chamado Golfão Maranhense. Entende-se que certas oscilações eustáticas podem gerar, dependendo de sua magnitude, uma pressão ou alívio de pressão sobre os pacotes sedimentares, causando ajustes diversos. Nesse sentido, infere-se que em algum momento, certa transgressão proporcionou um reajuste negativo na foz do rio Mearim, devido ao sistema de falhas na área (herança do Segundo Evento Distensivo (Soares Júnior 2007). Também não se deve descartar a possibilidade de ter ocorrido tectonismo (subsidência) de baixa intensidade como reflexo do soerguimento do bloco A. Presume-se, então, que esta é a área de maior subsidência do bloco B, composta por sedimentos pouco consolidados e de baixa altimetria. Infere-se que esta área passou por processo de movimentação neotectônica, o que justifica a presença de um agrupamento de lagos e ampla área sujeita a inundação, próximos à foz da bacia. Durante esse período, presume-se que a bacia tenha ganhado as direções que atualmente possui, em relação ao posicionamento das porções leste e oeste. Nota-se que o rio Pindaré, agora condicionado ao falhamento, imprime um ritmo de dissecação maior que as outras drenagens, mas isso não quer dizer que seja mais desenvolvido.

Neste estágio, a formação da planície flúvio-lacustre-marinha se deu em vários contextos geológicos pretéritos: a formação da Plataforma da Ilha de Santana, a instalação dos sistemas de falhas normais (Soares Júnior 2007), a influência do falhamento que delimita o baixo do médio curso (Cordani *et al.* 2009, Cunha 1993, Rodrigues *et al.* 1994) e as diversas oscilações do nível do mar (Dominguez 2011, 2012; Kotschoubey *et al.* 2005; Rossetti 2001). Havendo a perspectiva de ajustamento do relevo ao longo do tempo sobretudo devido às oscilações eustáticas e movimentos tectônicos recentes (neotectonismo).

Dominguez (2011) destacou que foi devido à transgressão ocorrida no Mioceno que se depositaram os sedimentos atribuídos à Formação Barreiras; a partir da regressão do Neógeno houve um processo de erosão diferencial incidindo sobre as rochas sedimentares mesozoicas e no embasamento cristalino em diversas partes do país; o último máximo glacial, entre 19 a 20 mil anos atrás, promoveu um recuo de 120 m em relação ao nível atual do mar, expondo a plataforma continental a um intenso processo de erosão, sobretudo nas drenagens principais. Já a transgressão holocênica, após o último máximo glacial, há cerca de 10 mil anos, gerou a subida do nível do mar em torno de 120 metros. Com esse processo, os vales foram tomados

pela sedimentação e a zona costeira passou por grandes transformações até chegar ao nível atual.

Para Dominguez (2011), a porção leste da costa brasileira, registra uma descida relativa do nível do mar na ordem de 3-4 metros durante os últimos 5.700 anos e, considerando apenas esse viés, pode-se inferir que o relevo da bacia hidrográfica do rio Mearim esteja iniciando uma nova retomada aos processos erosivos. Entretanto, vale ressaltar o posicionamento de Valadão (1998), que entende que o rejuvenescimento do relevo continental não está atribuído diretamente ao ritmo eustático, mas ligado diretamente ao ritmo tectônico, embora seja permitido assumir relativo sincronismo. Dominguez (2012) salienta que há falta de testemunhos de níveis de mar mais altos durante o Quaternário na região e que a literatura (Filho *et al.* 2006, Souza-Filho 2000) indica processo de subsidência local, mas ressalta que tal posicionamento merece maiores esclarecimentos. Durante esse estágio se formam as planícies fluviais e lacustres, devido, entre outros aspectos, ao afogamento da foz do rio Mearim.

2.4 SEDIMENTOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL

A plataforma continental brasileira representa o mais extenso ambiente de deposição carbonática do mundo, estendendo-se desde o rio Pará até o Rio Grande do Sul, constituído por sedimentos recentes, representados por recifes, areias e cascalhos bioclásticos e concheiros (Cavalcanti 2011).

De acordo com Dias (2000), na plataforma continental brasileira observa-se uma grande variação nos tipos de bioclastos tanto regionalmente quanto em função da profundidade. No final de 2010 foram outorgadas seis portarias de lavra na plataforma continental do estado do Maranhão para explorar calcário marinho (Cavalcanti 2011), com existência, pelo menos, de quatro locais com depósitos expressivos de granulados bioclásticos (Figura 13 e 14):

Bancos de Tutoia- formados quase que exclusivamente de fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*;

Banco de São Luís- localizado a norte da cidade de São Luís, formado de sedimentos bioclásticos formados por fragmentos de algas calcárias, com predominância do gênero *Lithothamnium*, ocorrendo subordinado espécimes do gênero *Halimeda*;

Banco do Tarol- localizado a norte de Cururupu, a uma profundidade de 17 metros, formado quase que exclusivamente de fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*;

Auto fundo de Parnaíba- localizado a 205 milhas náuticas da costa norte do estado, com topo a cerca de 40 metros de profundidade da lâmina d'água, possui depósitos de sedimentos biodetríticos, predominantemente formados de algas coralíneas, com predominância do gênero *Lithothamnium*.

Parcel de Manuel Luís não está incluído nas áreas exploratórias por se tratar de um Parque Estadual Marinho e uma unidade de conservação brasileira de proteção integral à natureza localizada no Oceano Atlântico, a 45 milhas náuticas da costa do Maranhão e a cerca de 100 milhas náuticas de São Luís. Formalmente vincula-se ao município de Cururupu. O Parcel está localizado sobre uma falha geológica de origem vulcânica numa área que mede 4,5 quilômetros por 150 metros de largura formado principalmente por recifes coralinos. Além do sistema recifal da foz do Rio Amazonas, os Corais da Amazônia (figura 15). A região deve ter um tamanho quase seis vezes maior do que inicialmente estimado, compreendendo uma área de 56 mil quilômetros quadrados, que se estende da plataforma entre os estados do Amapá ao Maranhão, de acordo com estudo de (Francini-Filho *et al.* 2018).

Em relação as litofácies, Gualberto & El-Robrini (2005) identificaram as fácies terrígena e carbonática (Figura 16). A distinção entre as litofácies foi realizada com base no teor de carbonato e na origem dos sedimentos, aporte fluvial ou processo de abrasão das construções carbonáticas a offshore. O limite entre as litofácies foi estipulado nas variações nos teores de carbonato, ou seja, os sedimentos apresentaram teores superiores ou iguais a 50% foram considerados pertencentes à fácies carbonática, e os com teores inferiores a 50% constituem a fácies terrígena. O baixo aporte fluvial, mostra que a morfologia da Plataforma Continental do Maranhão associada as correntes são os principais agentes responsáveis pela dispersão dos sedimentos. Sendo que, na Plataforma Continental Externa as correntes atuam no processo de abrasão das construções carbonáticas, no transporte do material, que sofre atrito com o fundo. E assim, há uma diminuição na granulometria desses sedimentos. As correntes, também, são responsáveis pelo avanço da litofácies carbonática na cobertura sedimentar superficial da PCM. A irregularidade no relevo, principalmente na Plataforma Interna, favorece a deposição de material terrígeno próximo à costa.

Os resultados obtidos por Gualberto & El-Robrini (2005) divergem dos resultados do Projeto Reconhecimento da Margem Continental Brasileira - "Projeto REMAC" e (Coutinho 1998), talvez pelo fato da escala amostral não permitir a continuidade da cobertura sedimentar.

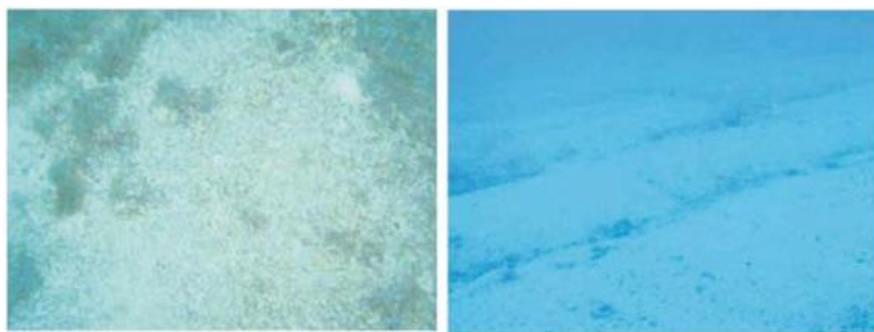


Figura 13 - Aspecto do fundo marinho formado por granulados bioclásticos na plataforma continental do Maranhão, município de Tutoia (Roulier Brasil LTDA 2017).

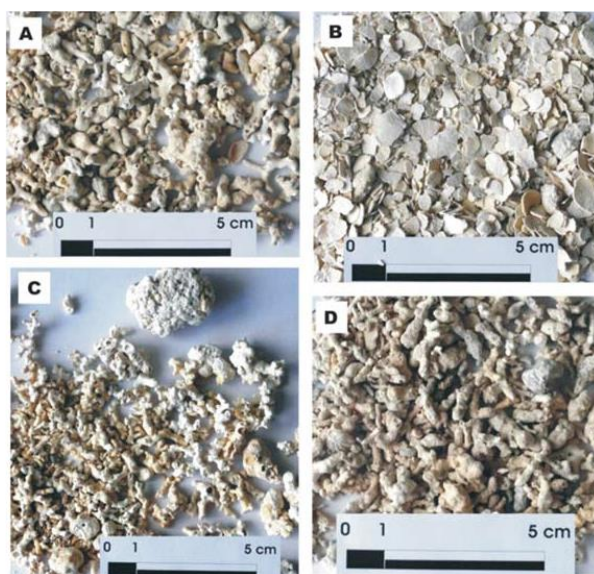


Figura 14 - Exemplos de granulados carbonáticos distribuídos na plataforma continental do Maranhão. A) Granulado bioclástico formado por fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*, banco de São Luis; B) Areia e/ou cascalho de *Halimeda*, banco de São Luis; C) Granulado bioclástico formado por fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*, banco de Tutoia; D) Granulado bioclástico formado por fragmentos de algas coralíneas do gênero *Lithothamnium*, banco do Tarol, Cururupu (Cavalcanti 2011).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 FONTE DE DADOS BATIMÉTRICOS

Cartas náuticas de diferentes anos fornecem dados adequados para estudar a evolução das formas de fundo e batimetria de regiões estuarinas e deltaicas (Blott *et al.* 2006, Dai *et al.* 2013, Van Der Wal *et al.* 2002, Wu *et al.* 2016, Zheng *et al.* 2018) . Neste estudo, utilizamos cartas náuticas que abrangem o estuário de São Marcos (ESM) e plataforma continental adjacente, elaboradas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, publicadas nos anos de 1977 e 2022. A carta náutica de 1977 foi gerada na escala de 1:135.000, enquanto as cinco cartas náuticas de 2022 foram elaboradas em escalas de 1:5.000 à 1:135.000. As informações detalhadas das cartas utilizadas nesta tese são apresentadas na tabela 01.

Tabela 1- Cartas náuticas utilizadas para análise das alterações morfobatimétricas do estuário de São Marcos (ESM).

Publicação	Título da carta	Escala	Projeção	Datum	Fonte
	Nº410 Proximidades				
30/11/1977	da Baía de São Marcos	1:135000	Mercator	Córrego Alegre	DHN*
	Nº410 Proximidades				
22/09/2022	da Baía de São Marcos	1:135000	Mercator	WGS84	DHN
	Nº411 Baía de São Marcos				
08/03/2022		1:50000	Mercator	WGS84	DHN
	Nº 412 Baías de São Marcos				
	proximidades do				
04/05/2022	Terminal da Ponta da Madeira	1:30000	Mercator	WGS84	DHN
	Nº413 Terminal da				
04/05/2022	Ponta da Madeira e Porto do Itaqui	1:15000	Mercator	WGS84	DHN
	Nº414 Itaqui ao				
07/07/2022	Terminal da Alumar	1:15000	Mercator	WGS84	DHN

*DHN = Diretoria de Hidrografia e Navegação

A carta náutica de 1977 estava disponível em formato analógico. Ela foi escaneada e georreferenciada utilizando as coordenadas de canto e todas as interseções de latitudes e longitudes apresentadas na carta, enquanto as cartas de 2022 foram adquiridas no formato digital GeoTIFF no site da Marinha do Brasil (www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav/cartas-raster).

A fim de quantificar a dinâmica morfobatimétrica do CESM em um intervalo de tempo de 45 anos, cotas batimétricas e isóbatas foram digitalizadas em arquivos de pontos, extraindo as informações de coordenadas e profundidades de 36.216 pontos da carta náutica de 1977 e 89.020 pontos das cartas de 2022 (figura 17), utilizando o software Global Mapper. A representação do datum zero metro das cartas náuticas é o nível mais baixo da água que está reduzida 0,5 m abaixo ao nível de baixa mar médio de sizígia (MLWS). Os dados foram padronizados e referidos ao Datum WGS84.

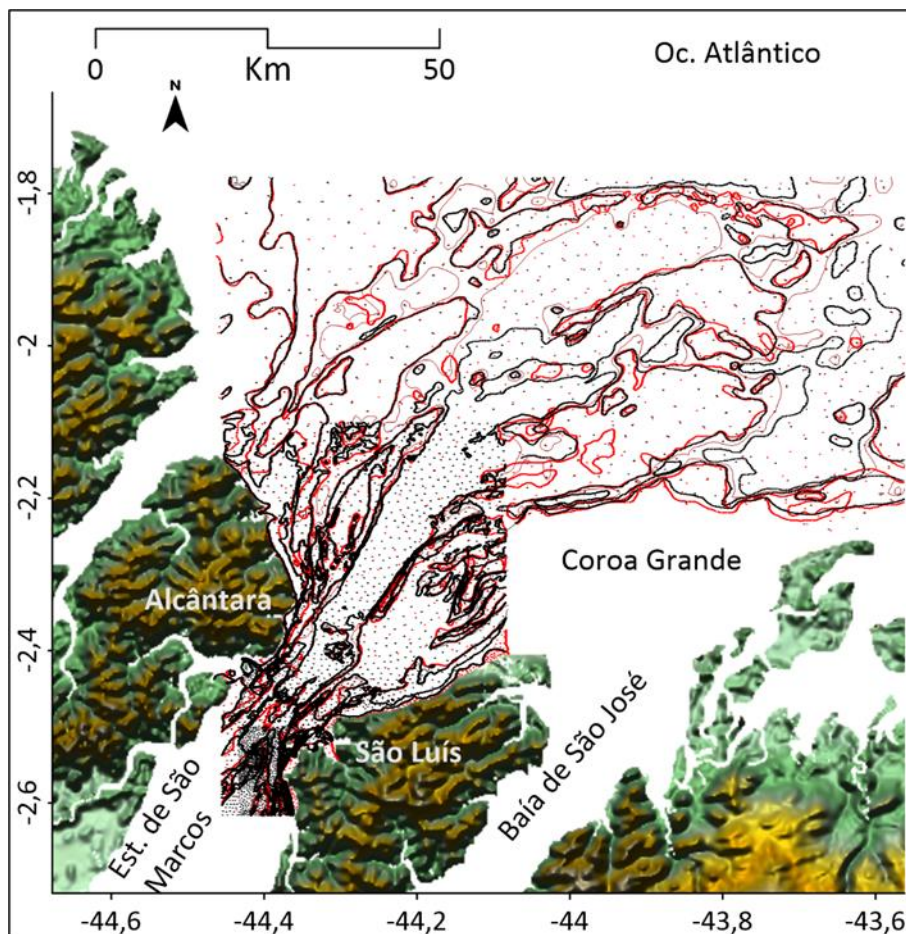


Figura 17. Cotas e isolinhas batimétricas do estuário de São Marcos e plataforma continental adjacente ao estuário. Pontos e linhas em vermelho representam as informações extraídas da carta náutica do ano de 1977 e os pontos e linhas em preto representam as informações extraídas das cartas náuticas do ano de 2022).

3.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados batimétricos em formato digital foram interpolados em grades regulares, com células de 100 x 100 m para os dados de 1977 e com células de 100 x 100 m para os dados de 2022, usando a técnica de interpolação de Krigagem, para gerar mapas de contornos, modelos digitais de elevação (MDE) e mapas de declividades.

Para quantificação do comportamento das formas de fundo, foram adotadas como cotas de referência, as cotas menores que as isóbatas de -10 m para representar as feições deposicionais, e as cotas acima das isóbatas de -20 m para representar as feições canalizadas no estuário de São Marcos. As isóbatas de -10, -15, -20, -25 e -30 m foram utilizadas na área da plataforma continental adjacente. Os dimensionamentos foram realizados através da mensuração, em quilômetros das feições morfológicas, extraindo as informações de cálculo de área, quantificação e direção da migração e cálculo de volume. Foram gerados também perfis transversais e longitudinais aos eixos principais dos canais. Para melhor representar as feições morfológicas longitudinalmente, perfis foram traçados obedecendo à disposição exata das feições morfológica de fundo.

A análise morfobatimétrica multitemporal foi realizada a partir da subtração do grid batimétricos de 2022 do grid batimétrico de 1977, indicando a espessura das áreas deposicionais (positiva) e erosivas (negativa). Assim, foram elaborados mapas de contornos do balanço sedimentar, identificando os setores de erosão e deposição de sedimentos na área de estudo. O processamento destes dados e geração dos mapas foram realizados no software SURFER¹.

¹ (<https://www.goldensoftware.com/products/surfer>).

3.3 COLETA DE AMOSTRAS DE SEDIMENTOS DE FUNDO

As amostragens dos sedimentos de fundo foram realizadas ao longo do estuário de São Marcos (ESM) e da plataforma continental interna adjacente (Figura 18). Entretanto, as amostras não cobriram totalmente a área de abrangência do delta subaquático, pois não era de conhecimento a existência dessa feição de fundo. Assim, a área de abrangência dos dados limitou-se na segunda barra do delta subaquático.

As coletas dos sedimentos de fundo foram realizadas durante duas campanhas de campo utilizando uma draga Gibbs (figura 19). A primeira campanha de campo foi realizada no período seco, nos meses agosto e setembro de 2020, com a coleta de 284 amostras de sedimentos de fundo distribuídas ao longo da área de estudo. Na segunda campanha, realizada nos meses de abril e maio de 2021, período chuvoso, foram coletadas 281 amostras de sedimentos nas mesmas coordenadas das amostras coletadas no período seco. As amostras foram coletadas em uma malha regular, em intervalos 10 km na plataforma continental, 3 km ao longo do estuário e 500 metros próximo a zona de influência direta portuária, conforme demonstrado na figura 18.

3.4 ANÁLISE DAS AMOSTRAS SEDIMENTARES

Todos os procedimentos para preparação das amostras foram executados no laboratório de sedimentologia do Museu Paraense Emílio Goeldi. A preparação das amostras seguiu protocolo do manual de procedimentos analíticos do Laboratório de Sedimentologia (LabSed) do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental da USP, descrito por Melo *et al.* (2004), com adaptações no procedimento na eliminação da matéria orgânica e carbonato de cálcio que serão explicadas posteriormente.

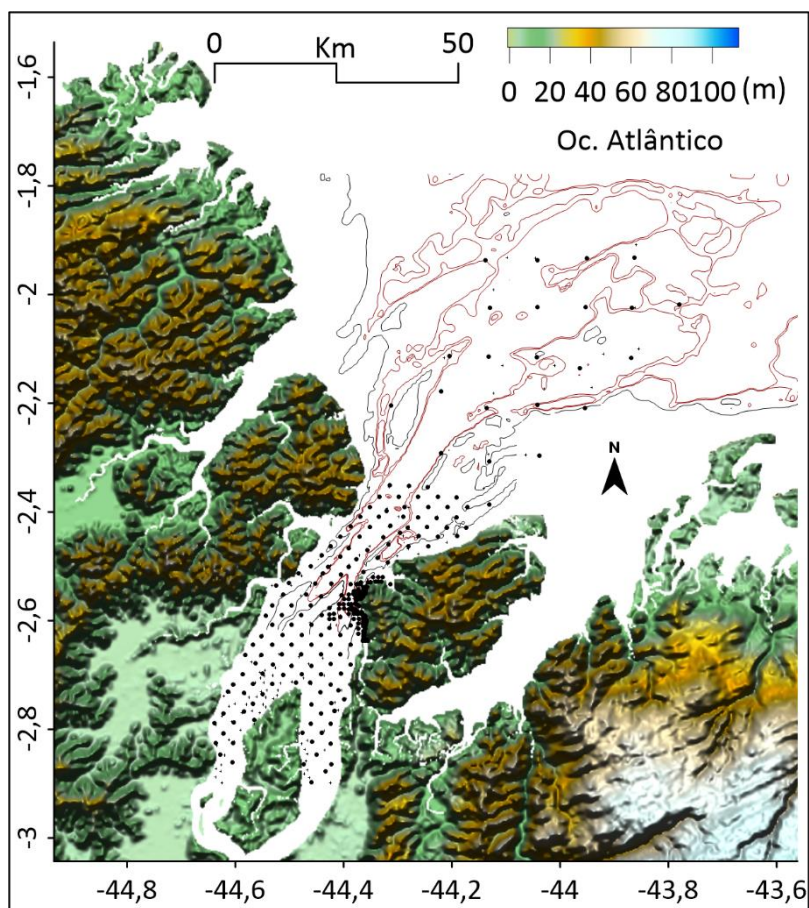


Figura 18 - Mapa de localização das amostras de sedimentos do fundo, representados pelos pontos na cor preta, ao longo do estuário e plataforma continental adjacente. As linhas em vermelho representam a morfologia dos canais e as linhas em preto representam as morfologias deposicionais.

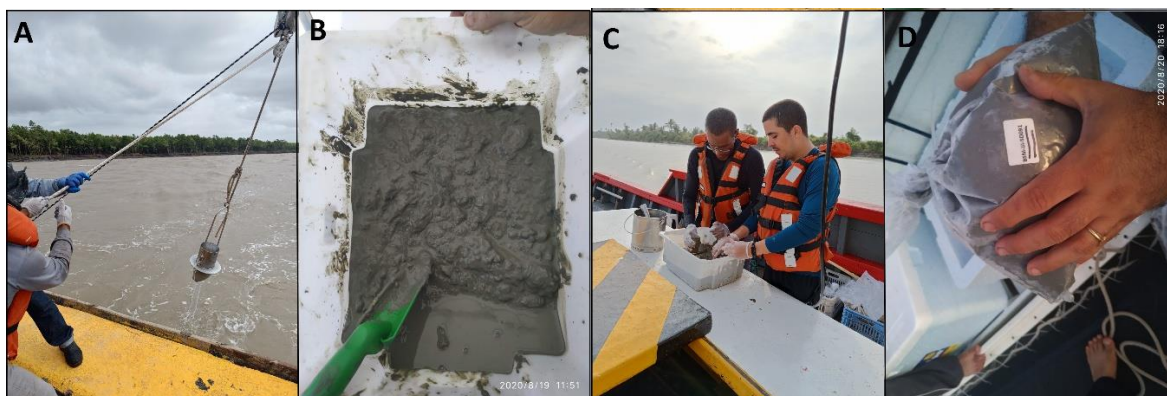


Figura 19 - Etapas das atividades de campo para coleta das amostras de sedimentos de fundo. A) Draga Gibbs utilizada para coleta de sedimentos de fundo; B) Sedimento coletado armazenado em uma basqueta para quarteamento e homogeneização; C) A amostra de sedimento sub amostrada para diferentes tipos de análise; e D) Amostras de sedimentos ensacadas, etiquetadas com seus respectivos códigos e armazenadas em caixas de isopor para transporte.

Para a realização das análises dos sedimentos inconsolidados via granulometria a laser, o procedimento de preparação seguiu os seguintes passos: homogeneização e quarteamento das amostras, lavagem, secagem, remoção da matéria orgânica e do carbonato de cálcio.

3.4.1 Homogeneização, quartejamento, lavagem, Secagem e pesagem de amostras

A homogeneização e o quartejamento das amostras foram os primeiros procedimentos realizados na preparação das amostras para análise granulométrica. Este procedimento é considerado de primordial importância para real representatividade da amostra no ambiente, uma vez que uma alíquota de no máximo 5 gramas de sedimentos são usados na análise granulométrica a laser.

Em seguida as amostras foram lavadas três vezes para retirada de sais dissolvidos, com o cuidado nas trocas de água somente após decantação total das amostras, principalmente as que continham sedimentos lamosos para que não houvesse perda de sedimentos argilosos. Após lavagem, as amostras foram secas em estufas à temperatura de 50° C, com as amostras arenosas permanecendo 12 horas na estufa e as amostras lamosas 24 horas, para o total processo de secagem. Após secas, as amostras foram novamente homogeneizadas e pesadas (15g) em uma balança de quatro dígitos, para o passo seguinte, referente à eliminação da matéria orgânica (figura 20).

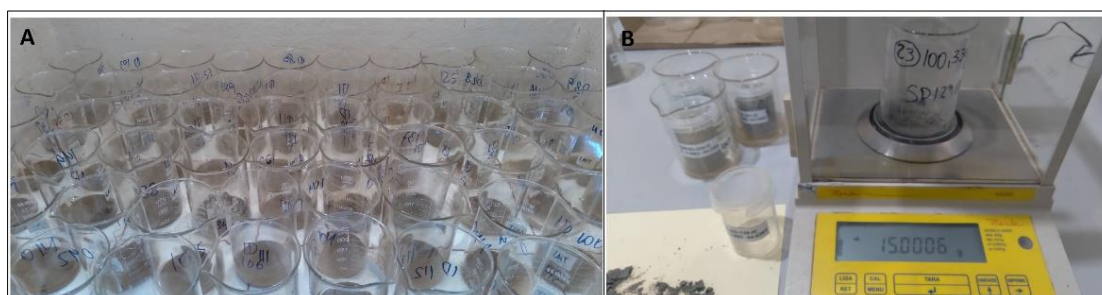


Figura 20 - A figura demonstra duas etapas do procedimento de preparação das amostras que antecipam a análise granulométrica. A) Amostras após as três lavagens e sem água sobre excedente, prontas para secagem na estufa. B) Pesagem de 15 gramas da amostra em uma balança de alta precisão de quatro dígitos.

3.4.2 Eliminação da matéria orgânica

A eliminação da matéria orgânica dos sedimentos foi realizada com dois objetivos: i) minimizar o agrupamento das partículas finas de argila e silte devido à presença de matéria orgânica; e ii) quantificar o percentual de matéria orgânica contida nas amostras de sedimentos.

Para eliminação da matéria orgânica foi utilizado uma adaptação do método proposto por Zachariasse et al. (1978), que utilizaram a associação de peróxido de hidrogênio (H_2O_2) e ácido clorídrico (HCl) para efetuar a “limpeza” dos sedimentos com objetivo de identificação de diatomáceas. Esta associação dos reagentes também gerava reação de ebulição e era empregado gotas de álcool para reduzir o processo de ebulição. O método utilizado para eliminação e quantificação da matéria orgânica consistiu na utilização de 30 ml de peróxido de

hidrogênio (H_2O_2) à 30% adicionados ao peso inicial (P_i) de 15 g de sedimentos (P_i = peso inicial) contidos dentro do béquer. Sempre que necessário, gotas de álcool foram utilizadas para reduzir o processo de efervescência (Figura 21).

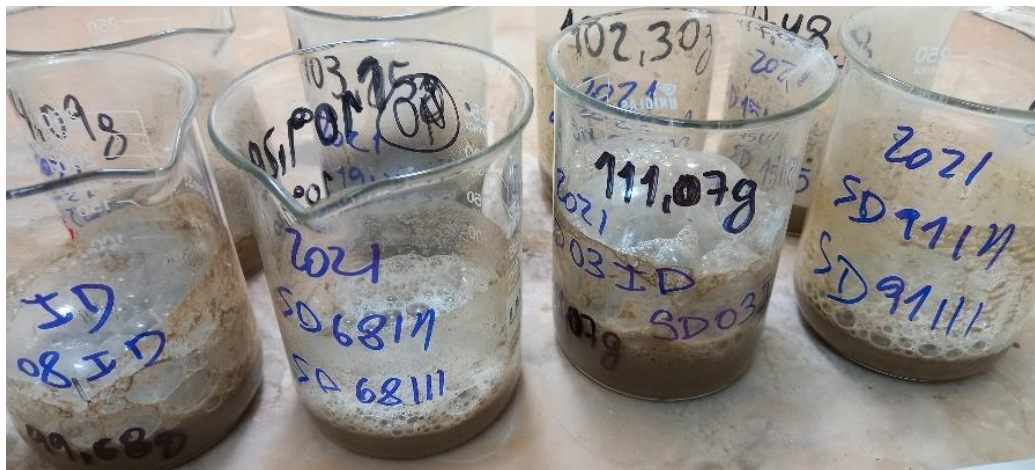


Figura 21 - Efervescência das amostras provocada pela reação do peróxido de hidrogênio com a matéria orgânica. Detalhe da foto que a efervescência atinge no máximo a metade do béquer após adição do álcool na solução

O processo de eliminação da matéria orgânica nas amostras encerrava quando a reação da efervescência estava totalmente cessada. Novamente o processo de três lavagens foram refeitos para retirada do peróxido de hidrogênio das amostras. Posteriormente, as amostras arenosas foram secadas por 12 h e as amostras lamosas foram secadas por 24 h a 50°C . Em seguida as amostras foram pesadas (P_f = peso final) e quantificado a porcentagem de matéria orgânica eliminada em cada amostra através da utilização da fórmula:

$$\%MO = \left[\frac{(P_i - P_f)}{P_i} \right] * 100\% \quad (\text{expresso em } \%) \quad (1)$$

MO- Matéria orgânica

P_i - Peso inicial

P_f - Peso final

3.4.3 Eliminação do carbonato de cálcio (CaCO_3)

O processo de eliminação e quantificação do carbonato de cálcio (CaCO_3) nos sedimentos de fundo iniciou após a eliminação da matéria orgânica. Ou seja, o peso final da quantificação da matéria orgânica foi utilizado como peso inicial (P_i) para a quantificação do carbonato de cálcio.

Porém, antes da eliminação com a adição de ácido clorídrico (HCl), as amostras que apresentavam macro conteúdo carbonático foram submetidas ao peneiramento manual com

auxílio de uma peneira com abertura de malha 1 – 2 mm (correspondente a areia muito grossa). Após o peneiramento, o conteúdo carbonático sobre excedente na peneira, foi separado em sacos devidamente identificados. Desta forma, todo macro conteúdo carbonático das amostras ao invés de serem eliminados com ação do ácido, foram preservados para estudos posteriores (figura 22). Portanto, estimou-se o teor de carbonato nas frações areia grossa à argila das amostras.

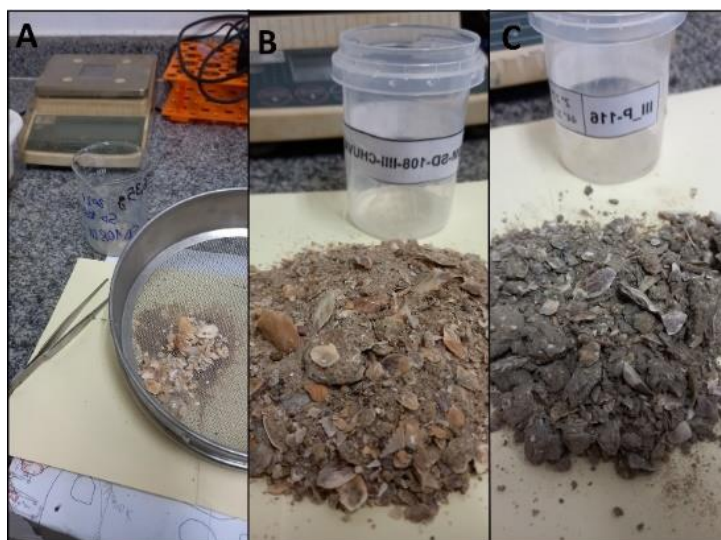


Figura 22 - A) Amostra peneirada com conteúdo carbonático sobre excedente na peneira > 1mm. B) Amostra arenosa com conchas carbonáticas; e C) Amostra lamosa com macros conteúdos carbonáticos.

Para eliminação do carbonato de cálcio, 20 ml de ácido clorídrico (HCl) à 10% foram adicionados ao béquer. Após todo carbonato da amostra ser eliminado pela ação do ácido, as amostras foram submetidas aos mesmos processos de lavagens e secagens descritas anteriormente na eliminação da matéria orgânica. Em seguida, as amostras foram pesadas (Pf= peso final) para quantificar o percentual eliminado de carbonato em cada amostra de sedimento a partir da fórmula:

$$\%CaCo3 = \left[\frac{(Pi - Pf)}{Pi} \right] * 100\% \quad (\text{expresso em } \%) \quad (2)$$

CaCO₃- Carbonato de cálcio

Pi- Peso inicial

Pf- Peso final

Os procedimentos de ataque de peróxido de hidrogênio e ácido clorídrico nas amostras foram realizados dentro de uma capela de exaustão de gases.

3.4.4 Análise granulométrica e textural dos sedimentos

Após eliminação da matéria orgânica e carbonato de cálcio, as amostras foram armazenadas em sacos plásticos devidamente identificadas e analisadas em um granulômetro a laser no laboratório ALS global. A cada vinte amostras, uma foi selecionada como duplicata para servir de contraprova de resultado.

Os sedimentos de fundo foram classificados quanto aos seus teores de matéria orgânica, carbonato de cálcio, areia, silte e argila. A partir da associação dessas propriedades, três classificações foram utilizadas para melhor representar a distribuição textural dos sedimentos de fundo do canal estuarino e da plataforma continental adjacente: i) classificação textural de Shepard (1954) relacionada as propriedades dos teores de areia, silte e argila, ou seja, a composição granulométrica de amostras de sedimentos, (figura 23); ii) classificação de Wentworth (1922) associada ao tamanho médio predominante do sedimento (figura 24); e iii) classificação textural de Larssonneur (1977), modificado por (Dias 1996) que relaciona a textura predominante do sedimento superficial com o teor de carbonato de cálcio das amostras (figura 25).

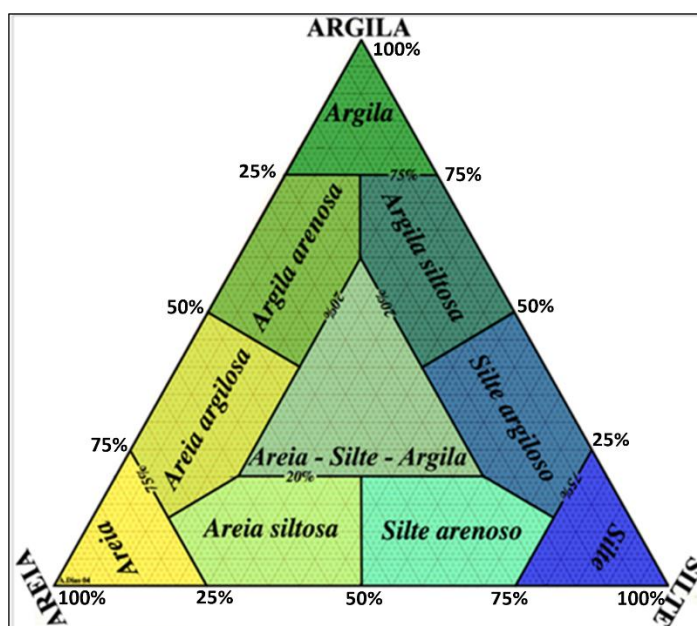


Figura 23 - Classificação de Shepard (1954). Três classes correspondentes à franca dominância (percentagem superior a 75%) de um dos componentes, cuja designação corresponde ao componente dominante: areia, silte e argila. As demais designações correspondem a correlação de percentuais entre as três classes.

ϕ	Português	Inglês	mm
-9	Bloco	Boulder	512
-8			256
-7	Seixo	Cobble	128
-6			64
-5	Cascalho muito grosseiro	Very coarse gravel	32
-4	Cascalho grosseiro	Coarse gravel	16
-3	Cascalho médio	Medium gravel	8
-2	Cascalho fino	Fine gravel	4
-1	Areia muito grosseira	Very coarse sand	2
0	Areia grosseira	Coarse sand	1,000
1	Areia média	Medium sand	0,500
2	Areia fina	Fine sand	0,250
3	Areia muito fina	Very fine sand	0,125
4	Silte grosseiro	Coarse silt	0,0625
5	Silte médio	Medium silt	31,25
6	Silte fino	Fine silt	15,63
7	Silte muito fino	Very fine silt	7,81
8	Argila grosseira	Coarse clay	3,91
9	Argila média	Medium clay	1,95
10	Argila fina	Fine clay	0,98
11	Argila muito fina	Very fine clay	0,49
12			0,24
13	Colóides	Colloid	0,12

Figura 24 - Limites dimensionais e designações da classificação de (Wentworth 1922).

SUBDIVISÕES PRINCIPAIS	SEIXOS, COQUINAS OU RODOLITOS L<15%; s+c+r>50%		GRANULOS L<15%; s+c+r<50% Md>2mm		AREIAS L<15%; areia + lama>50% Md<2mm				SEDIMENTOS LAMOSOS L>15%			
	SEIXOS LITOCLÁSTICOS		GRANULOS LITOCLÁSTICOS		AREIAS LITOCLÁSTICAS				LAMA TERRIGENA			
SEDIMENTO LITOCLÁSTICO carbonatos<30%	s+c+r>70% SL1a cascalho litoclástico 1	s+c+r<70% SL1b cascalho litoclástico 2	s+c+r>15% GL1a grânulos litoclástico c/cascalho 3	s+c+r<15% GL1b grânulos litoclásticos 4	s+c+r>g AL1a areia litoclástica c/cascalho 5	g>s+c+r AL1b areia litoclástica c/grânulos 6	0.5 a 2mm. AL1c areia litoclástica grossa a muito grossa 7	0.25 a 0.5mm AL1d areia litoclástica média 8	0.05 a 0.25mm AL1e areia litoclástica fina a muito fina 9	L<25% LL1a lama terrigena arenosa 10	25%<L<75% LL1b lama terrigena arenosa 11	L>75% LL1c lama terrigena 12
SEDIMENTO LITO. BIOCLÁSTICO carbonatos 30 a 50%	SEIXOS LITOBIOCLÁSTICOS		GRANULOS LITOBIOCLÁSTICOS		AREIAS LITOBIOCLÁSTICAS				MARGAS			
	s+c+r>70% SL2a cascalho litobioclástico 13	s+c+r<70% SL2b cascalho litobioclástico 14	s+c+r>15% GL2a grânulo lito bioclástico c/cascalho 15	s+c+r<15% GL2b grânulo litobioclástico 16	15%<superior a 2 mm<50 % s+c+r> g AL2a areia litobioclástico a/c/cascalho 17	g>s+c+r AL2b areia litobioclástico a/c/grânulos 18	0.5 a 2mm. AL2c areia lito bioclástica grossa a muito grossa 19	0.25 a 0.5 mm AL2d areia lito bioclástica média 20	0.05 a 0.25mm AL2e areia lito bioclástica fina a muito fina 21	L<25% LL2a marga arenosa 22	25%<L<75% LL2b marga arenosa 23	L>75% LL2c Marga 24
SEDIMENTO BIOLITOCLÁSTICO carbonatos 50 a 70%	COQ/ROD- LITOCLÁSTICOS		GRANULOS BIOLITOCLÁSTICOS		AREIAS BIOLITOCLÁSTICAS				MARGAS CALCÁRIAS			
	c+tr+s>70% CB1a coquina/rodolito c/ litoclásticos 25	c+tr+s<70% CB1b cascalho biolitoclástico 26	c+tr+s>15% GB1a grânulo biolitoclástico 27	c+tr+s<15% GB1b grânulo biolitoclástico 28	15%<superior a 2 mm<50 % c+tr+s> g AB1a areia bio litoclástica c/grânulos 29	c+tr+s< g AB1b areia bio litoclástica c/grânulos 30	0.5 a 2mm. AB1c areia bio litoclástica grossa a muito grossa 31	0.25 a 0.5 mm AB1d areia biolitoclástica média 32	0.05 a 0.25mm AB1e areia biolitoclástica fina a muito fina 33	L<25% LB1a marga calcárea arenosa 34	25%<L<75% LB1b marga calcárea arenosa 35	L>75% LB1c marga calcárea 36
SEDIMENTO BIOCLÁSTICO carbonatos>70%	COQUINAS / RODOLITOS		GRANULOS BIOCLÁSTICOS		AREIAS BIOCLÁSTICAS				LAMAS CALCÁRIAS			
	c+tr+s>70% CB2a coquinas ou rodolitos 37	c+tr+s<70% CB2b cascalho bioclástico 38	c+tr+s>15% GB2a grânulo biocl. conchífero ou c/ rodolitos 39	c+tr+s<15% GB2b grânulo bioclástico 40	15%< superior a 2 mm<50% c+tr+s> g. AB2a areia bioclástica c/nódulos ou conchas 41	g>c+tr+s AB2b areia bioclástica c/ grânulos 42	0.5 a 2mm. AB2c areia bioclástica grossa a muito grossa 43	0.25 a 0.5 mm AB2d areia bioclástica média 44	0.05 a 0.25mm AB2e areia bioclástica fina a muito fina 45	L<25% LB2a areia bioclástica lamosa 46	25%<L<75% LB2b vasa calcárea arenosa 47	L>75% LB2c vasa calcárea 48

Figura 25 - Classificação de Sedimentos Marinhos proposta por Larssonneur (1977) e modificada por (Dias 1996).

As marcações em azul identificam as 10 fácies texturais identificadas no estuário e plataforma interna adjacente.

4 RESULTADOS

4.1 CONFIGURAÇÕES MORFOBATIMÉTRICAS

A área de estudo estende-se por 7000 km² e foi compartimentada em dois setores principais dada a característica das feições morfológicas: (I) estuário de São Marcos (ESM) que compreende o domínio interno, e (II) a plataforma continental adjacente, definida como Sistema de Delta Subaquoso de Vazante (SDSV), que representa o domínio externo da área em estudo. O limite dos domínios está situado proximal à desembocadura do estuário, mais precisamente no início das barras longitudinais que se estendem em direção ao SDSV (figura 26).

Dentre as feições morfológicas identificadas, o canal principal é a feição de maior relevância morfológica. O canal longitudinal, apresenta direção SW-NE, está situado a partir dos limítrofes a SW da área, se estendendo ao longo do estuário pela margem esquerda até o limite da desembocadura, adentrando a plataforma continental interna margeando as barras longitudinais, como a barra do Meio e das Almas até o limite da área a NE junto a terceira barra do delta subaquoso, perfazendo cerca de 112 km de extensão (figura 26).

Outra característica morfológica marcante, é a disposição longitudinal das barras paralelas ao canal Principal, e o alinhamento das barras dos Cavalos e Cerca dentro do estuário com a barra do Meio em direção à plataforma.

Pela abrangência da área de estudo, que recobre uma área considerável de mais de 7000 km² e escala de 1:750.00, é muito extensa para ser considerada como um domínio uniforme para a análise do comportamento morfológico, uma vez que ao longo da área há mudanças dos ambientes.

Para distinguir as variações espaciais das feições morfológicas, os mapas morfobatimétricos destacam a partição em duas áreas principais: (I) um domínio interno, compreendendo o Sistema do Canal Estuarino (SCE) e (II) um domínio externo, aberto para Plataforma Continental, adjacente ao estuário, do Oceano atlântico; compreendendo o Sistema de Delta Subaquoso de Vazante (SDSV). O limite dos domínios está situado proximal à desembocadura do estuário, mais precisamente no início das barras longitudinais da desembocadura do estuário que originam os deltas subaquáticos do SDSV, figura 26.

Os domínios estuário de São Marcos e Sistema de delta Subaquoso de Vazante, foram descritos separadamente de acordo com seus respectivos anos de levantamentos. Os mapas de contornos destacam as batimetrias, os mapas 3D's primam com maiores detalhes a visualização e identificação da morfologia das feições de fundo e o mapa de declividade informa o grau de inclinação ao longo dos domínios.

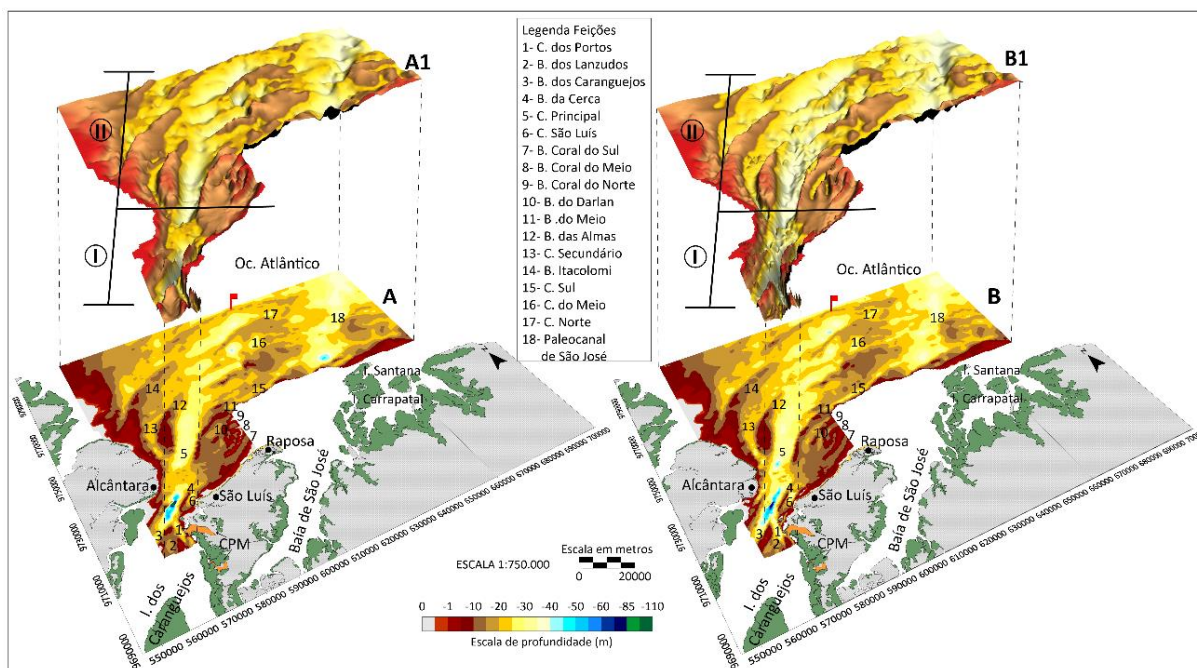


Figura 26. Figura demonstrando a configuração da morfologia de fundo da área de estudo nos anos de 1977 e 2022. Onde: (A) mapa de contorno batimétrico de 1977, (A1) modelo digital da batimetria (MDB) de 1977, (B) mapa de contorno batimétrico de 2022 e (B1) modelo digital da batimetria (MDB) de 2022. As colorações com tonalidades em vermelho representam as cotas batimétricas acima de -10m, representando as feições morfológicas deposicionais, e as tonalidades em amarelo representam a demarcação dos canais a partir da isóbata de -20m.

4.1.1 Estuário de São Marcos (ESM) 1977:

As informações extraídas a partir da carta náutica de 1977 revelam que o CESM era constituído essencialmente por cinco feições morfológica de fundo: dois canais estuarinos e três barras longitudinais de marés.

Profundidades de até -106 m, aqui denominada Depressão de São Marcos (DSM), foram verificadas na porção central do estuário. A isóbata -106 m apresentava 0,326 km² de área localizada no seguimento central do talvegue do Canal Principal, que apresentava 28 km de comprimento e 3 km de largura até -28 m de profundidade no setor SW da área, com variações de declividades de até 1°.

Na porção central do Canal Principal, a partir da isóbata de -40 m, as profundidades aumentavam gradualmente até o limite da isóbata de -60 m e apresentavam declive progressivo de 3° até 8°. Em seguida, a partir desta isóbata até o limite da isóbata de -106 m, foram identificadas as máximas variações de declividades, variando entre 13° a 20°, sendo que as inclinações mais abruptas foram registradas nas áreas a NW e SE da isóbata de -106 m. Seguidamente, havia um aclave de 2° e partir da isóbata de -40 m até a desembocadura do estuário, que possuía estabilidade batimétrica com dominância da isóbata de -20 m, com

morfologia de fundo plano (0° a 1° de declividade) e largura do canal entorno de 6.5 km na extremidade a NE (Figura 27).

As menores profundidades foram observadas a S e SW da área, no topo das feições deposicionais barra dos Lanzudos e Cavalos, respectivamente (Figura 27). Com profundidades mínimas entre 0 e -1 m, estes depósitos permaneciam expostos em baixa-mar. Ambas as feições apresentavam obliquidades semelhantes, onde os topos das cristas apresentavam comportamentos horizontais próximo de 0° e as porções a leste apresentavam inclinações máximas de até 3° . A barra dos Lanzudos possuía cerca de 5 km de comprimento e 3 km de largura, orientada na direção S-N margeada a leste pelo canal dos Portos, enquanto a barra dos Cavalos possuía 3 km de comprimento e aproximadamente 2,3 km de largura, disposta de SW-NE, margeada a NW pelo canal Principal.

Ambas as feições de sedimentação estavam localizadas sobre os extremos da base de uma barra de maiores proporções, formado a partir da isóbata de -15 m, semelhante a uma morfologia lobada, com a extremidade do vértice na zona de estrangulamento, individualizando o Canal Principal e o Canal dos Portos (Figura 27).

O Canal dos Portos era retilíneo com cerca de 11 km de comprimento, bem definido com cerca de 2 km de largura com profundidades de -15 m ao sul e atingia até -30 m de profundidade ao norte, com declividade entre 0° e 2° , orientado na direção S-N, posicionado na margem direita do estuário, acompanhando a porção oeste da Ilha de São Luís até a confluência com o Canal Principal, área de influência direta do Complexo Portuário do Maranhão (Figura 27).

A Barra da Cerca estava localizada a sudeste da Depressão de São Marcos, tinha cerca de 7,5 km de comprimento, 600 m de largura, topo plano e declividade na confluência com o canal Principal de até 5° , atingindo profundidade mínima em torno de -1 m (Figura 27).

O Canal de São Luís estava localizado entre o Banco da Cerca e a margem direita do estuário, porção NW da Ilha de São Luís. Profundidades máximas de até -30 m eram encontradas na porção central do leito, com declividade variando entre 0 e 1° (Figura 27).

Os mapas das figura 27 A1 (A1' e A1'') demonstram com maior clareza e detalhes como era a morfologia de fundo do estuário, evidenciando com maior destaque três características principais: a magnificência da barra com características morfológica de lóbulo; o alinhamento da Barra dos Cavalos e o vértice a NE do lóbulo com a Barra da Cerca, paralelos ao Canal Principal; a terceira característica verificada foi a redução gradual das cotas batimétricas das extremidades do estuário em direção a porção central da área, desencadeando uma geometria do fundo estuarino análoga a forma de funil.

A figura 27 A2 demonstra que 80% da área total do estuário apresentava declividades entre 0° e 1° e 15% da área inclinações entre 1° e 4°. Os maiores declives estão restritos à área de maior profundidade, na depressão de São Marcos, entre o talvegue e as margens da depressão, com valores entre 16° e 19°.

4.1.2 Estuário de São Marcos (ESM) 2022:

Os dados batimétricos de 2022 revelam que as feições morfológicas do fundo do estuário são as mesmas verificadas em 1977 (canais e barras), porém com variações morfobatimétricas significativas.

O Canal Principal estende-se por todo estuário e apresenta como principal característica morfobatimétrica a redução das profundidades a partir das margens em direção ao centro do canal, estabelecendo uma morfologia de fundo do canal estuarino em forma de funil (figura 28 B1), com variações batimétricas entre -20 e -97 m, sendo esta a profundidade máxima do estuário, verificada em uma única cota batimétrica localizada no talvegue do canal principal, porém, com predomínio da isóbata de -25 m por toda extensão do canal.

A barra dos Lanzudos, agora localizada frontalmente ao sul do Canal dos Portos, apresenta características geométricas em forma de barra longitudinal, afunilando de S para N, com cerca de 4,2 km de comprimento e máxima largura de 1,8 km, profundidades mínima de -2 m com até 17 m de altura.

A Barra dos Cavalos, situada a SW da área de estudo, agora estende-se até o limite da bifurcação entre os canais Principal e do Portos. Apresenta forma geométrica similar a anterior, no entanto, com afunilamento de SW-NE. É a maior feição deposicional do estuário, com cerca de 9,5 km de comprimento e 2,5 km de largura, atingindo profundidades mínimas de -0,3m e cerca de 28 m de altura (figura 28 B). As barras do Cavalo e da Cerca permanecem alinhadas e dispostas paralelas ao Canal Principal, no entanto, os vértices a nordeste, tanto do lóbulo, quanto da barra dos Cavalos estão direcionados para dentro da depressão de São Marcos (figura 28 B1).

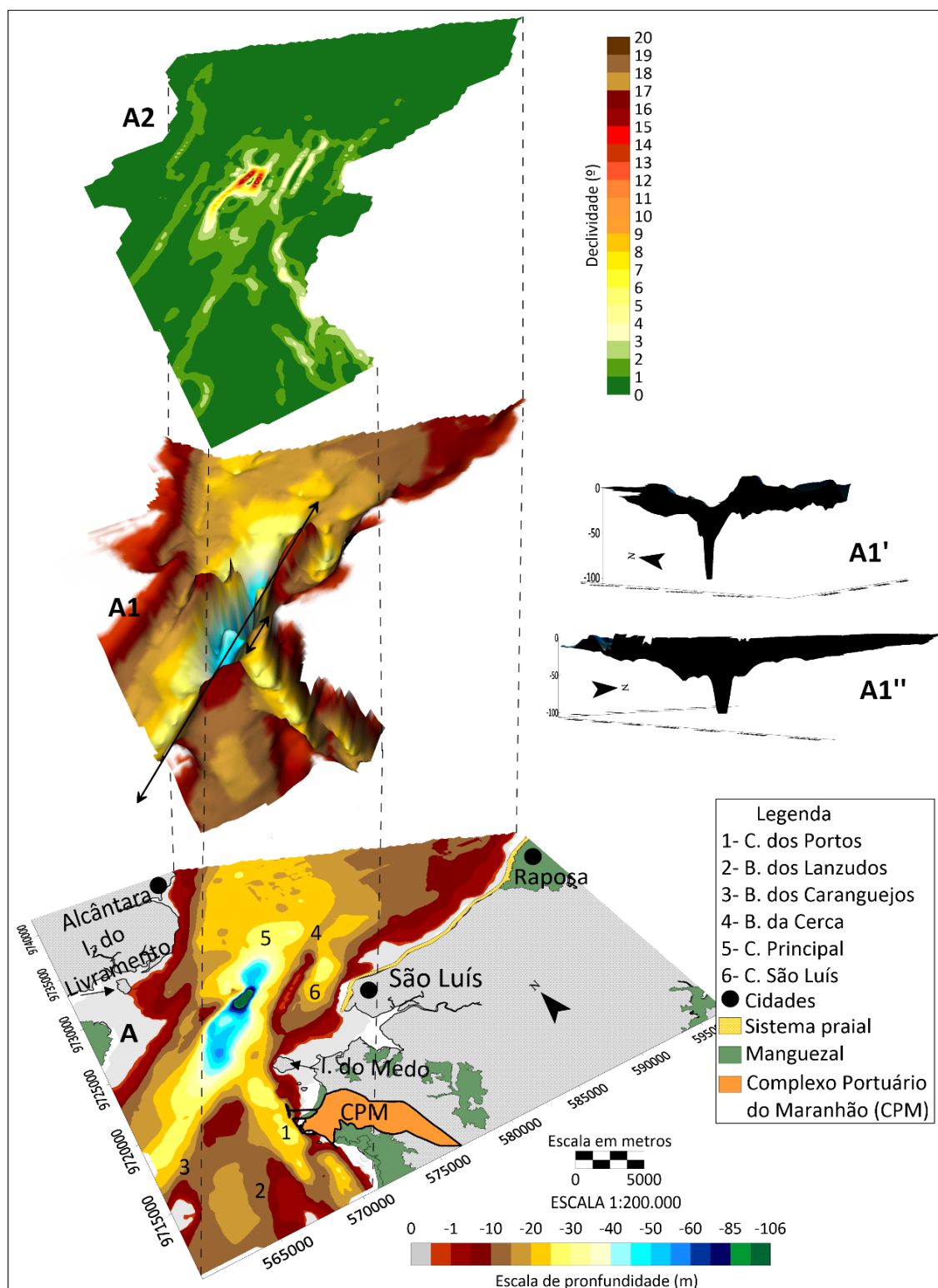


Figura 27 - (A) Representação do mapa de contornos batimétrico, (A1) modelo digital da batimetria (MDB), vista lateral (MDB) com rotações de 90° (A1') e 200° (A1'') demonstrando a morfologia de fundo em forma de funil e mapa de declividade (A2) do estuário de São Marcos para o ano de 1977.

O canal dos Portos divide-se em três braços a partir do Complexo Portuário do Maranhão (CPM) para o sul do canal. A trifurcação ocorreu provavelmente em decorrência da migração e fixação da barra dos Lanzudos ao sul do canal dos Portos. A ramificação leste é

uma continuação do canal dos Portos entre a Ilha de São Luís e a barra dos Lanzudos. Apresenta 700 m de largura e variações de profundidades entre -10 e -20 m. O braço central, localizado entre a Barra dos Lanzudos e o lóbulo, apresenta aumento gradual da profundidade de S para N com variações batimétricas entre -10 e -30m. O braço oeste canaliza o lóbulo adjacente a barra dos Cavalos, expõe profundidades entre -15 e -20 m, utilizado como área de fundeio para navios com calado máximo de 11m.

A Barra da Cerca expôs 7,7 km de extensão, 700 m de largura e profundidades mínimas de -2 m na porção central da barra.

O canal de São Luís apresentou variações de profundidades entre -20 a -35m e atualmente é utilizado como área de fundeio de navios com calado de até 11m.

A figura 28 B2 representa o mapa de declividade que demonstra que 68% da área de estuário apresenta declividade entre 0° - 1°, e outros 23% declividade entre 2° - 4°. Os maiores ângulos são verificados na área do talvegue da depressão de São Marcos com a margem esquerda, com declividades máximas de até 16°.

4.1.3 Sistema deltaico subaquoso de vazante (SDSV) 1977

Os mapas da figura 29 demonstram como era o comportamento, as disposições das feições morfológicas de fundo e profundidades do SDSV. O SDSV era composto por uma rede de canais e barras que estavam orientados longitudinalmente, formando um complexo sistema de canais e barras assimétricas na área adjacente ao estuário e plataforma continental.

As barras longitudinais localizadas na desembocadura do estuário juntamente com os canais estavam orientadas na direção SW-NE, onde a Barra do Meio parecia ser uma fronteira natural entre duas áreas distintas (Figura 29).

A primeira área (setor leste) estava localizada a SE da barra do Meio, era um aglomerado morfológico formado por cinco canais, com profundidades variando entre -10 e -15m e quatro barras longitudinais de desembocadura de estuário, as quais duas barras mais próximas da margem direita. As barras Coral Sul e Coral do Meio permaneciam exposta em baixa-mar, e as barras Coral Norte e Darlan estavam à -2 m e -5 m de profundidades respectivamente, caracterizando o setor de menor profundidade do SDSV, com declividade variando entre 0 a 1° e maiores inclinações associadas as margens das barras.

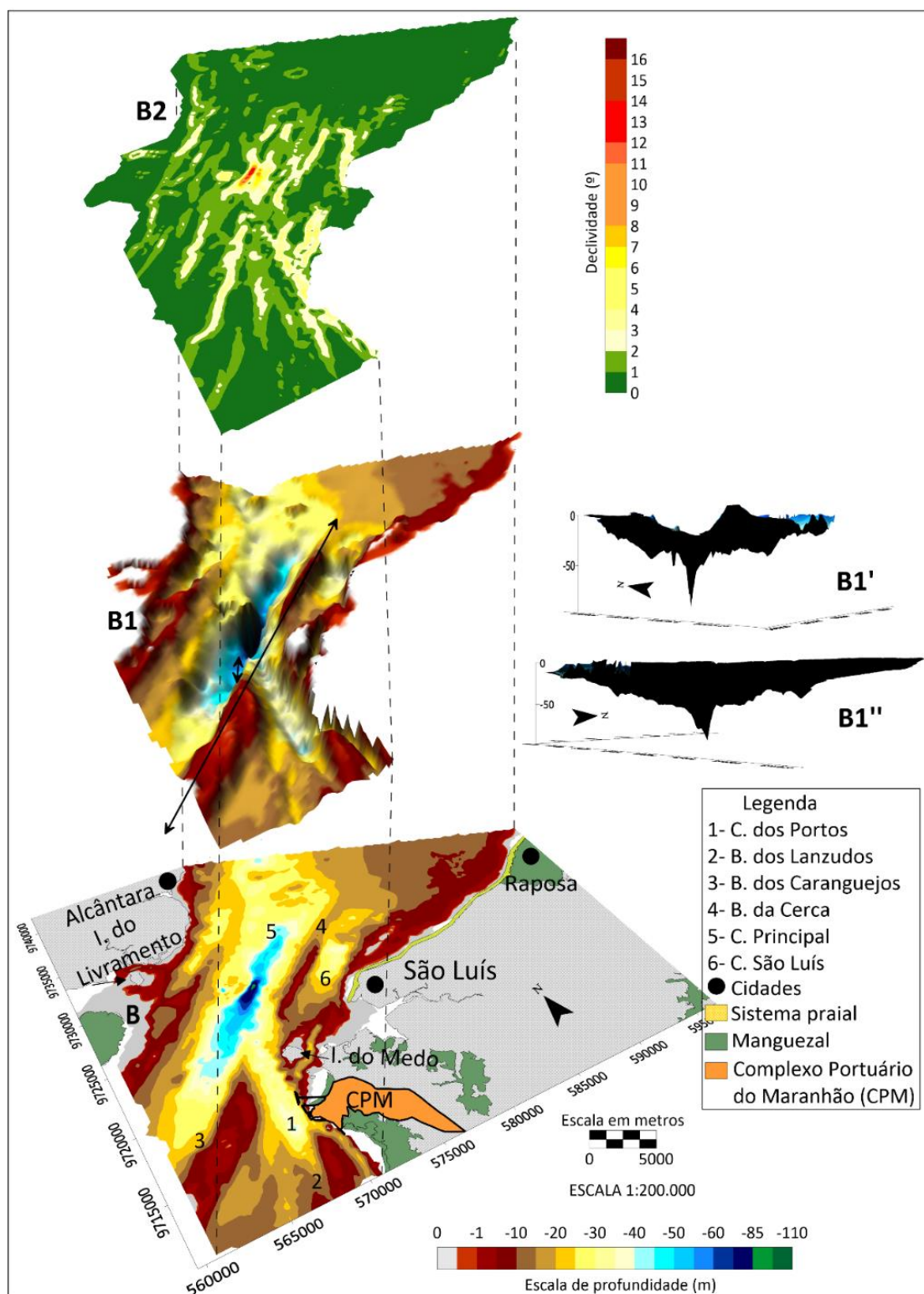


Figura 28 - Representação dos mapas do estuário: (B) Mapa de contornos batimétrico, (B1) modelo digital de batimetria (MDB), vista lateral (MDE) com rotações de 90° (B1') e (200°) demonstrando a morfologia de fundo em forma de funil e mapa de declividade (B2) do ano de 2022.

As barras Corais Norte, Meio e Sul apresentavam características morfológicas inerentes. As extremidades a SW das barras Corais Norte e Meio se uniam, assim como as extremidades

a NE das barras Corais Meio e Sul, fazendo com que as três barras aparentassem ser uma única feição deposicional (Figura 29).

A segunda área (setor oeste) está localizada à NW da barra do Meio, composta pelas barras do Meio, Almas e Itacolomi, juntamente com os canais Principal e Secundário. As feições se diferenciavam das anteriores principalmente em relação aos tamanhos das barras e profundidades dos canais. As barras eram maiores e estavam predominantemente à -5 m de profundidades, já os canais eram mais largos e profundos, onde o canal Principal, localizado entre as barras do Meio e Almas, atingia cerca de -35 m de profundidade e o canal Secundário, localizado entre as barras das Almas e Itacolomi, apresentava em torno de -25 m de profundidade. As maiores declividades estavam associadas as zonas limitadas entre as barras e canais, com inclinações mais acentuadas entre a barra do Meio e o canal Principal, apresentando declive máximo em torno de 1,8° (Figura 29).

As barras do Meio, Almas e Itacolomi apresentavam características peculiares nas extremidades a NE, os limites dos vértices das isóbatas de -10m, apresentavam-se alinhados transversalmente aos eixos principais dos canais (Figura 29). Analisando o mapa de contorno batimétrico (Figura 29 A). Observa-se que o limite externo das barras das Almas e Itacolomi nas isóbatas de -20m, e o Canal Principal, estendiam-se em direção a plataforma continental com profundidade variando entre -22 e -40m. Da mesma forma eram observados três canais (canal Sul, Meio e Norte) e três barras longitudinais orientadas na direção W-E localizados entre o canal Principal e o Paleocanal São José.

O Paleocanal São José foi assim denominado, pois parece ser uma antiga drenagem que se prolongava em direção da plataforma interna a partir do estuário da baía de São José. Provavelmente esta conexão foi interrompida pelo assoreamento de uma área de aproximadamente 700 km², que abrange a foz do estuário da baía de São José até 20 km da plataforma continental interna próximo a isóbata de -10 m, limitado a oeste pelas barras Coral Sul, Meio e Norte e a Leste pelas Ilhas Santana e Carrapatal (Figura 29). Esta área é caracterizada pelas baixas profundidades, sem levantamento hidrográfico e denominada nas cartas de navegação como Coroa Grande. Assim como o banco Imperial localizado a leste das Ilhas Santana e Carrapatal.

O Paleocanal de São José estava disposto de SW-NE e apresentava profundidades variando entre -35 e -48m, esta considerada a maior profundidade da área SDSV, localizada próximo a confluência com a Coroa Grande e apresentava declive de até 1.8°.

A partir da análise do mapa 3D, figura 29 A1, observa-se que as barras do Meio, Almas e Itacolomi foram identificadas como progradações das barras longitudinais de marés vazante.

Neste contexto, foi identificado e interpretado uma nova configuração morfológica para área adjacente à plataforma. As barras do Meio, Almas e Itacolomi, após a isóbata de -20 m, experimentaram uma mudança ascendente do regime deposicional a partir de uma forte deflexão para leste, configurando desta forma um sistema de delta subaquoso de vazante estruturado com trifurcação do canal e migração das frentes deltaicas em direção ao Paleocanal de São José, sucedendo o sentido longitudinal das barras da desembocadura do estuário para uma disposição morfológica transversal, disposta paralela à linha de costa (Figura 29).

O canal sul do delta, feição canalizada entre a Coroa Grande e a barra sul do delta, abrangia em torno de 4 km de largura e 37 km de comprimento, com profundidade média de -20 m e máxima em torno de -33m, próximo da confluência com Paleocanal (Figura 29).

A barra Sul do SDSV era formada pela conexão consumada a partir da progradação das barras do Meio e Almas, prolonga-se por aproximadamente 83 km até o limite leste da área. Apresentava profundidade mínima de cerca de -7 m e era erodida nas confluências com canal Principal e o Paleocanal de São José, aumentando as profundidades para -27 e -31 m nas respectivas canalizações (Figura 29).

O canal do Meio do SDSV, situado entre as barras Sul e Meio do delta, apresentava profundidades médias em torno de -20m e continha até 10 km de largura e 38km de comprimento, era interligado tanto com canal Secundário, quanto com canal Principal, prolongando-se até o limite da confluência com Paleocanal de São José (Figura 29).

A progradação da barra do Meio do SDSV ocorreu a partir da migração para leste das barras das Almas e Itacolomi, limitando-se até o extremo leste da área. A barra do Meio foi erodida pelo canal Principal e Paleocanal de São José atingindo profundidades de -23 e -30m respectivamente, com a porção central da barra subaquosa apresentando profundidades mínimas de -15 m (Figura 29).

Após o limite sudeste da margem do Paleocanal, as três feições deposicionais descritas anteriormente sofreram novamente deflexionamento, desviando suas posições anteriores, com tendência de W-E, para sudeste. Com esta última deflexão o SDSV configurou uma suave predisposição geométrica com concavidade negativa.

O canal Norte do SDSV parece ser a continuação do canal Principal após sofrer deflexão ocasionada pelo choque frontal do canal Principal com a barra Norte do delta. A deflexão ocasiona a mudança de direção que antes era SW- NE, decrescendo para o novo sentido de NO-SE até o limite do Paleocanal, perfazendo cerca de 61 km de comprimento e até 11 km de largura e -37m de profundidade na porção central (Figura 29).

A barra Norte do SDSV é resultante da migração da barra do Itacolomi em um único sentido crescente até o limite ao norte da área, em seguida decresce na direção SE até a confluência com Paleocanal. A barra norte era erodida em três zonas distintas: na confluência com limite oeste do canal Norte do delta, atingindo profundidades em torno de -23 m. Na porção central da barra chocava-se com canal Principal e apresentava profundidades média de -20 m, a terceira porção estava localizada na confluência com Paleocanal onde eram verificadas as maiores profundidades da barra Norte do delta em torno de -33 m (Figura 29).

4.1.4 Sistema de delta subaquoso de vazante (SDSV) 2022:

Os mapas de contorno batimétrico e DEM de 2022 (figura 30) revelam um complexo ambiente marinho submerso formado por um sistema de feições canalizadas e deposicionais intercaladas, não havendo uma tendência lógica de processos migratórios e ou progradaçãois que determine uma evolução das feições morfológicas nas últimas quatro décadas e meia na plataforma continental adjacente ao estuário. Mantendo as feições morfológicas já descritas anteriormente para o Delta Subaquático de 1977.

No entanto, alterações verticais são verificadas e serão explanadas com maiores detalhes nos tópicos subsequentes.

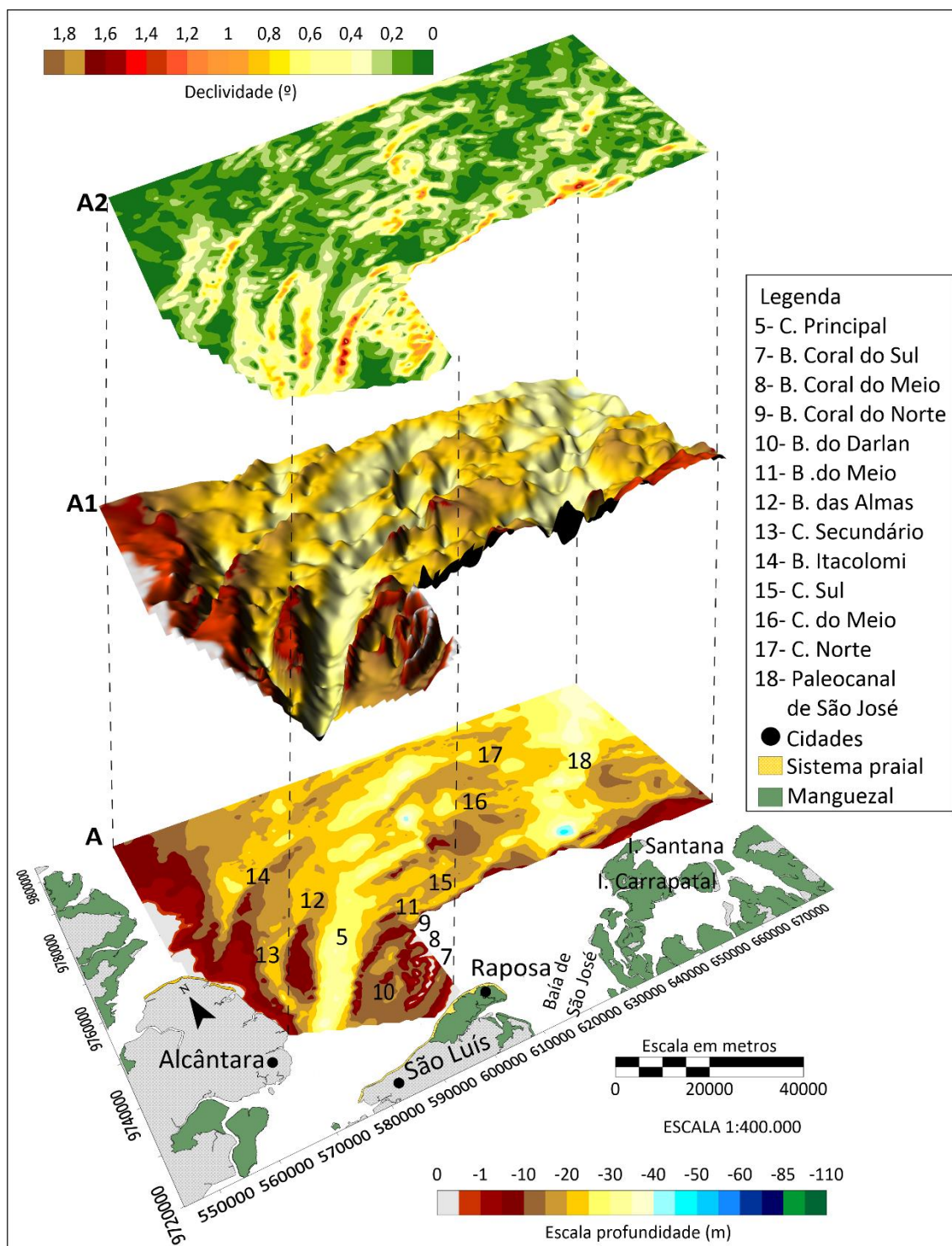


Figura 29 - Representação dos mapas da plataforma adjacente ao estuário: (A) Mapa de contornos batimétrico, (A1) modelo digital de elevação (MDE) e mapa de declividade (A2) do ano de 1977.

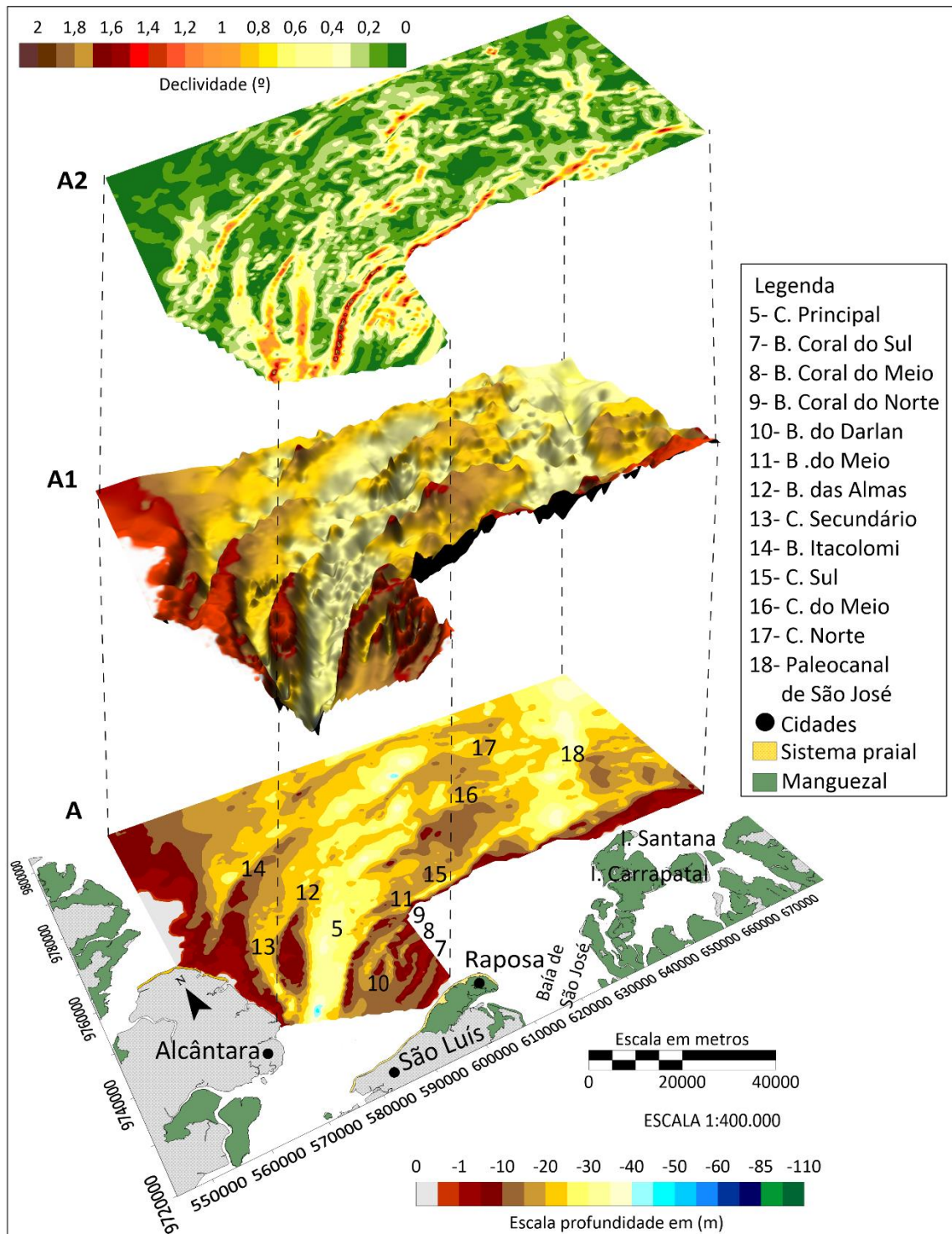


Figura 30 - Representação dos mapas da plataforma adjacente ao estuário: (A) mapa de contornos batimétrico, (A1) modelo digital de elevação (MDE) e mapa de declividade (A2) do ano de 2022.

4.2 MUDANÇAS MORFOLÓGICAS E BATIMÉTRICAS

4.2.1 Estuário de São Marcos (ESM)

A figura (31) retrata a evolução morfobatimétrica a partir dos perfis batimétricos representativos para o estuário. Os perfis identificados por números (e.g., 1-1'), estão dispostos longitudinalmente sobre as feições morfológicas, enquanto os perfis identificados por letras (e.g., A-A'), estão dispostos transversalmente aos eixos principais dos canais.

A Barra dos Lanzudos foi a feição que apresentou a maior variação morfológica, principalmente pela tendência evolutiva caracterizada a partir da erosão (3-3'), migrações (lateral e longitudinal) e deposição da barra (1-1', A-A'). A barra, antes do processo erosivo, apresentava cerca de 5 km de comprimento, 3 km de largura e 20 m de altura. Atualmente a barra está localizada há 2,4 km da anterior que foi erodida, ou seja, a barra deslocou com uma taxa de migração anual equivalente a 63 m/a (3-3', A-A'). Após deposição, a barra abrangia 3,5 km de comprimento, 2 km de largura e 12m de altura (A-A'), com tendência migratória em torno de 200 m a partir da isóbata de -20m na direção S-N sobre o canal dos Portos, proporcional a uma taxa de migração de 4,4 m/a (1-1').

O canal dos Portos apresentava-se direcionado de S-N (2-2') e experimentou processo erosivo em toda extensão do talvegue, aumentando a profundidade da isóbata de -22 m para isóbata de -33m. Após migração e deposição da Barra dos Lanzudos sobre a porção sul do canal dos Portos (A-A'), o canal foi bifurcado na porção proximal ao CPM, com a ramificação a leste estreitando-se de 3 km para 300 m, modificando a forma do leito de U para V. Já a canalização da ramificação central do canal (A-A') foi gerada a partir da erosão da antiga Barra dos Lanzudos. Após influência da Barra dos Lanzudos (B-B'), na área proximal ao porto da Ponta da Madeira (porto de atracação de navios com calado de até 22m), o canal foi aprofundado da isóbata de -25 m para -30 m próximo a margem à leste, com talvegue atingindo profundidades de -38m (figura 31).

Os processos evolutivos da Barra dos Cavalos estão expostos nos perfis (4-4', B-B', C-C' e D-D'). A antiga deposição (4-4') apresentava 1,4 km de extensão, permanecia exposta em baixa-mar e foi erodida até a isóbata de -7 m. A partir da isóbata de -15 m ocorreu deposição com pico máximo de até 13 m e migração em torno de 6 km para NE da isóbata de -10 m, ou seja, teve expressiva taxa de crescimento equivalente a 133 m/a. Após a isóbata de -10 m (4-4'), há o aumento gradativo das profundidades e significativo processo migratório da barra em direção ao canal Principal (B-B', C-C' e D-D'), com a isóbata de -30m apresentando o maior

processo migratório, com alongamento de cerca de 1,5 km que correspondeu a uma taxa de 33,3 m/a (4-4') (figura 31).

A Barra da Cerca apresentou processo erosivo em toda extensão superficial (5-5'), com remoção dos sedimentos do topo a partir da isóbata de -1m até a isóbata de -5 m, já a base das extremidades da barra apresentou fenômeno de deposição, diminuindo a profundidade a partir da isóbata de -10 m para isóbata de -8m (5-5', E-E' e F-F') (figura 31).

A morfologia do talvegue do canal Principal apresentou alternâncias de processos erosivos e deposicionais ao longo dos quase 30 km de extensão. A isóbata de -40 m foi a principal divisora de ambos os processos, sendo escavado majoritariamente a cima da isóbata de -40 m e preenchido abaixo da isóbata de -40 m, sobretudo na DSM, havendo total assoreamento abaixo da isóbata de -80m e da margem NE (6-6') (figura 31).

O leito do canal também experimentou alternâncias de processos: em (C-C') foi escavado até a isóbata de -40 m, ainda assim diques marginais foram gerados a partir da sedimentação das bordas do canal, como a barra dos cavalos na borda direita que sedimentou a contar da isóbata de -20 m para a isóbata de -15 m; já em (D-D') somente a margem esquerda erodiu, o talvegue e a margem direita experimentaram processo deposicional pela migração da barra dos cavalos; Na Depressão de São Marcos (DSM) ocorreu sedimentação de aproximadamente 60 m na margem direita do talvegue (E-E'), onde antes a DSM era limitada pela isóbata de -110 m na forma de U, foi alterada para forma em V com a máxima profundidade restrita a uma única cota batimétrica de -97 m. Os três últimos perfis em direção a faz do estuário apresentaram maiores mudanças morfológica do fundo do canal após experimentarem escavação do leito. (F-F') evoluiu para cinco feições canalizadas e quatro feições deposicionais, já no segmento (G-G') o canal foi alterado para forma de W a partir da erosão da isóbata de -20 m e modificado em forma de V (H-H') posterior erosão da isóbata de -22 m (figura 31).

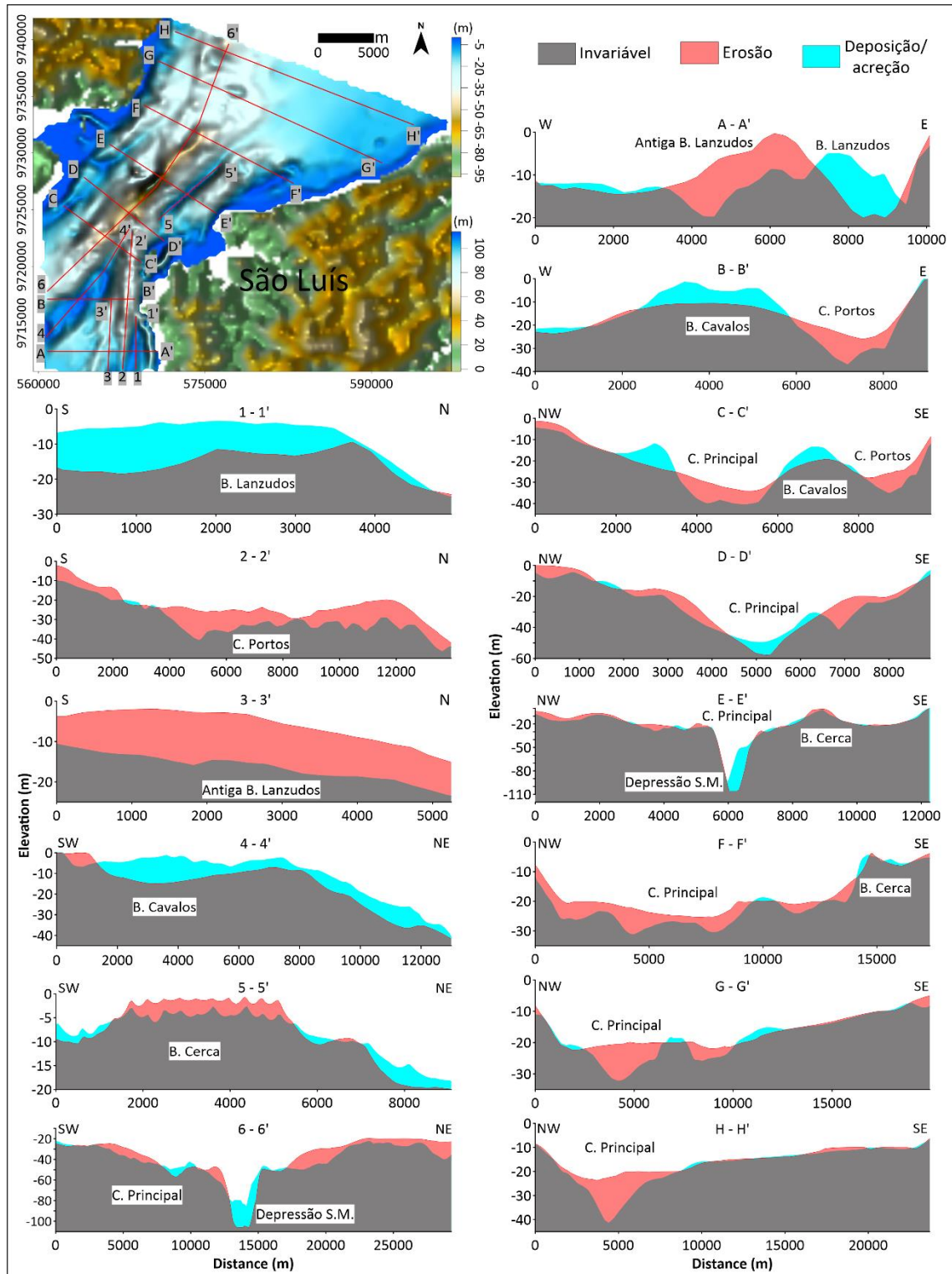


Figura 31 - Perfis batimétricos especializados sobre o mapa do (MDB) do ano de 2022. Os perfis estão demonstrando as mudanças na topografia do fundo do estuário no intervalo de 45 anos. Os perfis identificados por números (e.g., 1-1'), estão dispostos longitudinalmente sobre as feições morfológicas, enquanto os perfis identificados por letras (e.g., A-A'), estão dispostos transversalmente aos eixos principais dos canais.

4.2.2 Sistema de Delta Subaquoso de Vazante (SDSV)

A figura (32) expõe com maior detalhe a compartimentação morfológica a partir das variações morfobatimétricas dos perfis batimétricos representativos da morfologia das feições (canais, paleocanais, barras da desembocadura e delta subaquoso) do estuário de São Marcos à plataforma continental adjacente. Os segmentos identificados por números (e.g., 1-1'), estão dispostos longitudinalmente sobre as feições morfológicas, já os segmentos apresentados por letras (e.g., A-A'), estão dispostos transversalmente aos eixos dos canais.

A barras dos deltas neste tópico foram denominadas de: Delta Subaquoso da Barra das Almas (DSB Almas), Delta Subaquoso da Barra Itacolomi (DSB Itacolomi) e Delta Subaquoso da Barra Itacolomi II (DSB Itacolomi II).

Os mais expressivos processos erosivos foram dominantes sobre as feições deposicionais (A-A', 1-1' e 2-2') que estão dispostas a partir da margem direita da foz do estuário para o canal principal (e.g., barras Coral Sul e Meio), que afloravam em 1977 e atualmente na primeira feição há predomínio da isóbata de -5 m e na segunda feição o predomínio da isóbata de -10 m (Figura 32).

Ao contrário destas, as duas barras maiores próximas a foz da margem esquerda (barras das Almas e Itacolomi) apresentaram sutis processos deposicionais e erosivos intercalados (A-A', 4-4' e 5-5'). A tendência decrescente das cotas batimétricas em ambas as barras da desembocadura do estuário, preconiza que houve a progradação longitudinal a partir das barras da desembocadura do estuário para plataforma.

A junção das barras longitudinais (barras das Almas e Itacolomi) com suas respectivas barras dos deltas totalizaram mais de 120 km de comprimento em cada uma das feições deposicionais (4-4' e 5-5')

O Canal Principal (3-3'), além de apresentar dominância do processo erosivo, também evidenciou ter a forma escalonada, havendo a diminuição gradativa das profundidades em direção a plataforma, com a disposição das maiores profundidades (-48 m) a partir da desembocadura do estuário e alcançando as mínimas profundidades (-22 m) sobre o delta subaquático Itacolomi II (Figura 32).

Já as profundidades sobre os topos das cristas das barras dos deltas (B-B') apresentaram características em forma de escalonamento diferentes ao verificado no canal Principal. Havendo aumento progressivo das profundidades conforme adentra na plataforma, através do D.S.B. Almas atingindo picos mínimos de profundidades de até -16 m e até 17 km de largura, o D.S.B.

Itacolomi -12 m e até 9 km de largura e o D.S.B Itacolomi II apresentava -22 m de profundidade e até 6 km de largura.

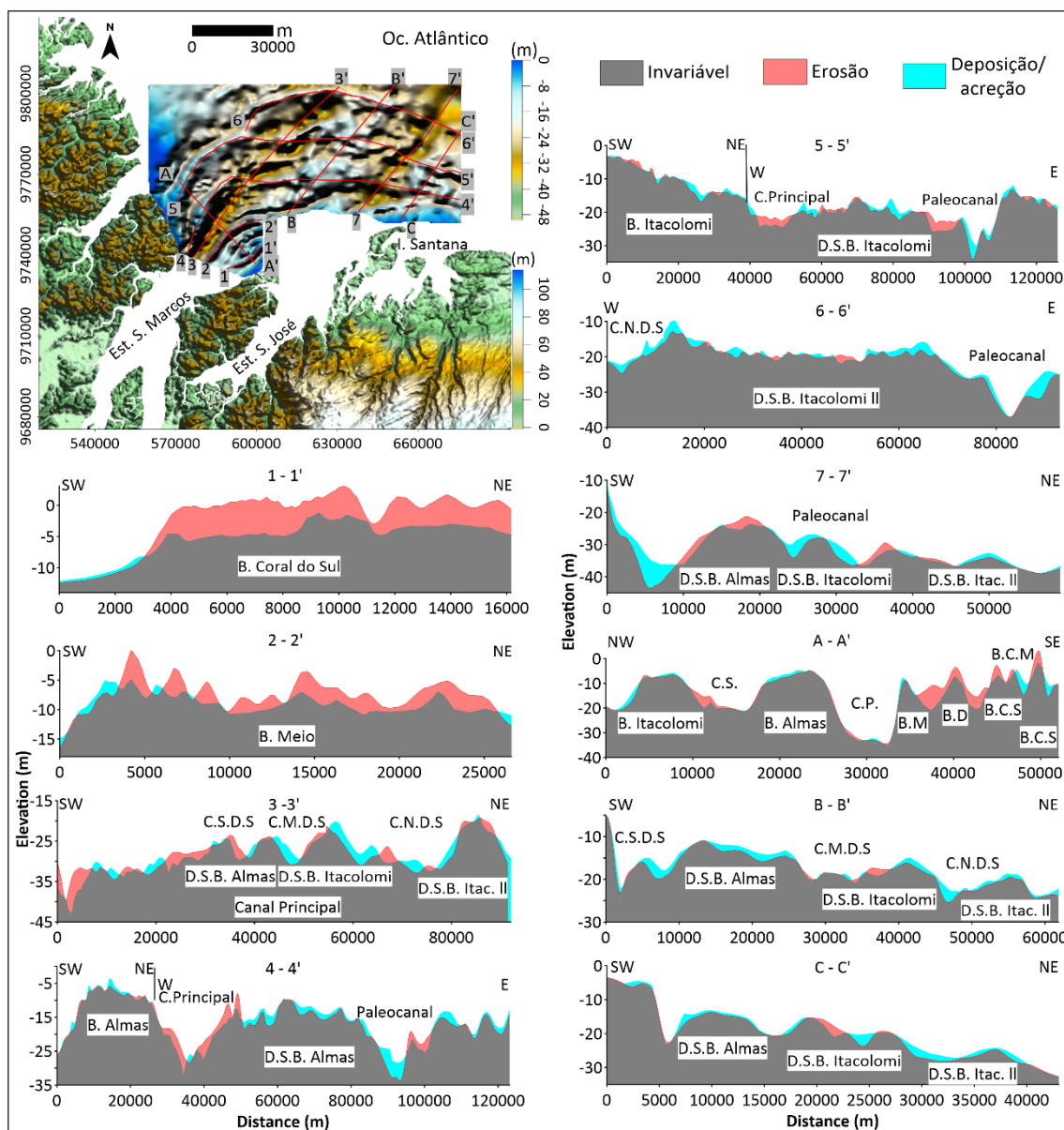


Figura 32 - Perfis batimétricos especializados sobre o mapa do (MDB) do ano de 2022, demonstrando as mudanças na topografia do fundo do delta subaquoso de vazante no intervalo de 45 anos. Os perfis identificados por números (e.g., 1-1'), estão dispostos longitudinalmente sobre as feições morfológicas, enquanto os perfis identificados por letras (e.g., A-A'), estão dispostos transversalmente aos eixos principais dos canais

O Paleocanal (7-7'), assim como nas barras da deposição deltaica subaquosa, retratou forma escalonada semelhante com o aumento sucessivo das profundidades em direção da plataforma, com D.S.B. Almas, D.S.B. Itacolomi e o D.S.B Itacolomi II alcançando picos mínimos de profundidades de -25 m, -30 m e -35 m respectivamente. Idem o transecto (C-C'), que expõe os extremos das barras deltaica subaquosa a oeste da área (Figura 32).

Os maiores gradientes batimétricos ocorreram nas porções iniciais dos perfis (B-B', 7-7' e C-C'), demonstrando aumentos bruscos das profundidades da “Coroa Grande” em direção a plataforma.

4.3 ANÁLISE QUANTITATIVA DO BALANÇO SEDIMENTAR

4.3.1 Estuário de São Marcos

Os mapas da figura (33 A e B) retratam o comportamento dos processos erosivos e deposicionais dos últimos 45 anos (figura 33 A), bem como a taxa anual de deposição e erosão (figura 33 B). A inserção das isóbatas de -10 e -20 m do ano de 2022, delimitam com precisão as feições deposicionais (barras) e erosivas (canais).

Os padrões espaciais dos processos deposicionais são bem delimitados, expondo as rotas do comportamento da dinâmica deposicional migratória dos sedimentos dentro do estuário. Com exceção da barra dos Lanzudos localizada ao sul da área, que migrou lateralmente para leste e longitudinalmente para norte, outros três seguimentos deposicionais migratórios de SW-NE são identificados: seguimento descontínuo a partir da ilha do Medo para foz; seguimento contínuo com início na barra dos Cavalos até a foz e o seguimento descontínuo que delimita o leito maior da margem esquerda do canal Principal (Figura 33 A e B).

A barra dos Lanzudos experimentou picos deposicionais de até 20 m na porção proximal do canal de acesso ao porto da Alumar, picos equivalentes a deposição de 0,44 m/a de sedimentos. O canal do porto do Alumar teve mais 0,5 km de deposição a partir da margem esquerda delimitada pelas boias de sinalização, representada no mapa por uma linha contínua amarela (figura 33 A). Da mesma forma mais de 1,6 km do processo deposicional foi quantificado a partir da isóbata de -10 m para norte, indicando migração da barra frontalmente para os piers do porto da Ponta da Madeira (Figura 33 A e B).

A partir do cone de sombra da ilha do Medo, no seguimento paralela à linha de praia na margem direita do estuário, houve processo deposicional descontínuo sobre a isóbata de -10 m, variando entre 5 e 0,5 m de sedimentos depositados ao longo dos 45 anos, com taxa de deposição máxima de 0,11 m/a (Figura 33 A e B).

O preponderante seguimento deposicional que inicia na barra dos Cavalos, migra para o centro do canal Principal a partir da bifurcação com canal dos Portos até a depressão de São Marco, em seguida segue trilhando sobre a isóbata de -20 m para foz, indicando deposição sobre o dique marginal da margem direita do leito do canal Principal, estabelecendo desta forma a principal rota de migração dos sedimentos no estuário (Figura 33 A e B).

A depressão de São Marcos é o principal espaço de acomodação dos sedimentos no estuário, apresentou mais de 52% de assoreamento, que corresponde ao pico máximo de sedimentação de 58,5 m, equivalente a taxa anual de sedimentação de 1,3 m/a. Se os valores anuais da taxa de assoreamento perdurarem nessas proporções, a depressão de São Marcos colmatará junto a isóbata de -30 m em aproximadamente 17 anos (Figura 33 A e B).

A deposição proximal a margem esquerda estende-se sobre a isóbata de -20 m, indicando que o dique marginal da margem esquerda do leito do canal Principal também está em processo de crescimento, apresentando variações deposicionais entre 10,7 e 0,6 m, ou seja, com taxa máxima deposicional de até 0,23 m/a (Figura 33 A e B).

As variações das concentrações deposicional no estuário, de uma forma geral, apresentou tendência decrescente na quantificação dos valores no sentido SW-NE, ou seja, diminui consideravelmente em direção a foz. Esta tendência também fortalece o indicativo migratório dos sedimentos no mesmo sentido.

Não obstante, os processos erosivos foram verificados ao longo do estuário externo, mais explicitamente através das feições canalizadas e na extensão da barra da Cerca, com o pico máximo do processo erosivo ocorrendo na porção central do canal Principal que erodiu até -28 m ao longo dos últimos 45 anos, ou seja, foi escavado a uma taxa de -0,62 m/a. Já o canal dos Portos foi praticamente erodido em toda sua extensão, apresentando máximo processo erosivo na porção ao sul do canal (oeste da barra dos lanzudos), escavando até -20 m de sedimentos, equivalente a uma taxa de erosão de 0,44 m/a (Figura 33 A e B).

4.3.2 Sistema de delta Subaquoso de Vazante (SDSV)

A região da plataforma continental adjacente ao estuário preservou essencialmente as configurações morfológicas, havendo alterações apenas nas quantificações batimétricas. Todas as descrições do subitem variação batimétrica quantitativa do balanço sedimentar do SDSV são referenciadas pelas figuras (34 A e B) que expõem o comportamento dos processos erosivos e deposicionais observados entre 1977 e 2022 (figura 34 A), que retrata a taxa anual dos processos (figura 34 B).

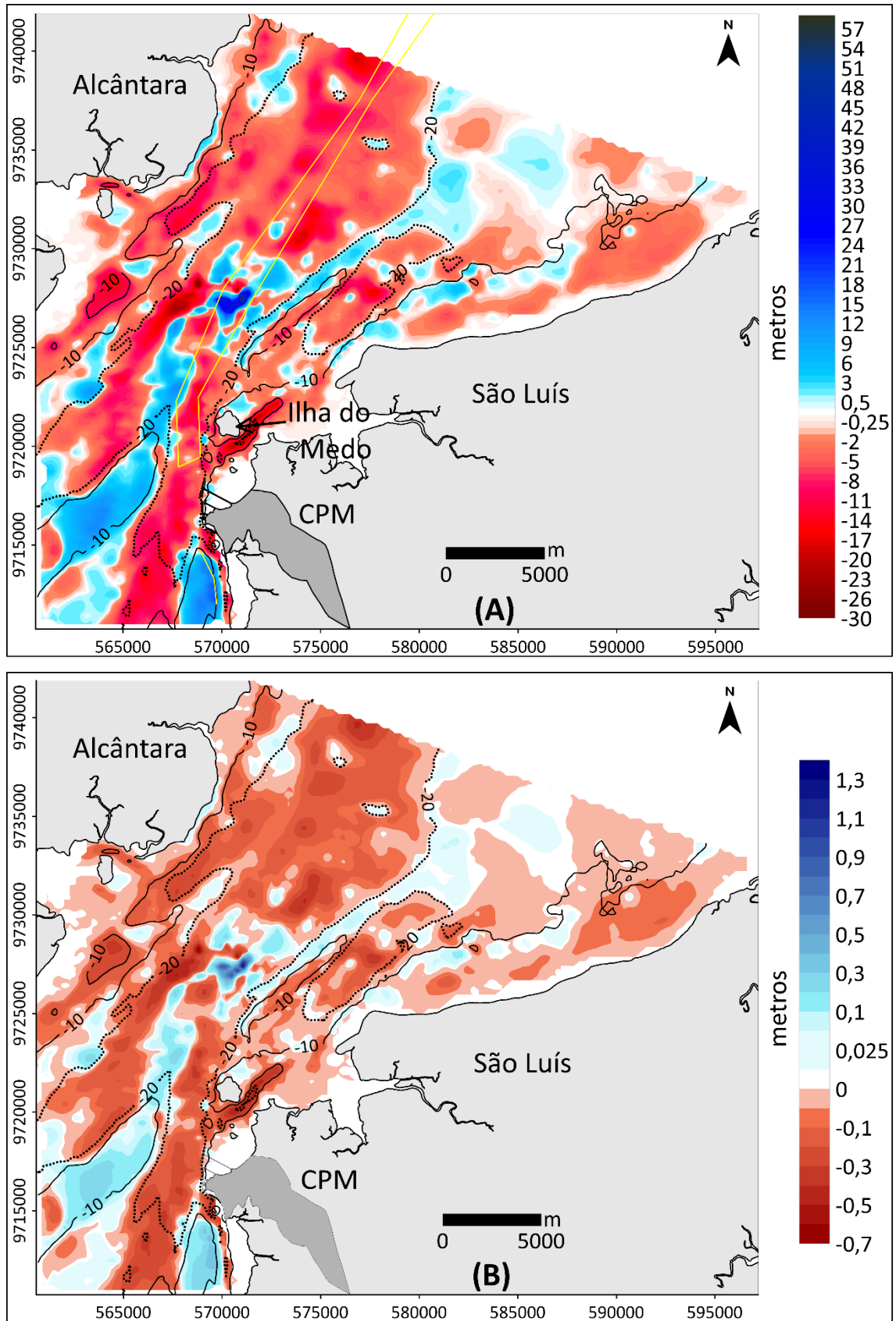


Figura 33 - Representação das mudanças multidecadal no estuário, onde: (A) representa o balanço sedimentar pela erosão e deposição em metros. (B) balanço sedimentar pela taxa de erosão e deposição em metros/ano.

As feições deposicionais identificadas pelas isóbatas de -20 m localizadas na plataforma continental apresentaram de uma forma geral diminuição das profundidades ao longo do período estudado. O processo de sedimentação predominou nas barras longitudinais da desembocadura do estuário (oeste do canal Principal) e nas três barras que compõem o delta subaquoso.

As cinco barras longitudinais da desembocadura do estuário, de menores proporções quando comparadas com as anteriores, localizadas na área a leste do canal Principal apresentaram na generalidade predominância do processo de erosão nas suas superfícies. As barras mais erodidas foram a do Coral Sul e do Darlan, das quais foram retirados -12 e -10 m de sedimentos, respectivamente, indicando taxas anuais de erosão de -0,26 m/a na barra do Coral Sul e -0,22 m/a na barra do Darlan.

Além disso, ao longo de toda extensão do talvegue do canal Principal, foram observadas áreas de depósitos caracterizadas como segmentos de deposição descontínua de sedimentos. Com a máxima deposição do talvegue de 6,5 m a nordeste do canal, entre as barras subaquosa do Itacolomi I e II, correspondente a uma taxa de deposição de 0,14 m/a nas últimas quatro décadas e meia. Enquanto todo restante do leito do canal Principal experimentou processo erosivo, com máxima erosão observada a baixo da área proximal da porção de maior deposição do talvegue, com escavação de -18 m de sedimentos, equivalente a uma taxa de -0,40 m/a de sedimentos erodidos anualmente.

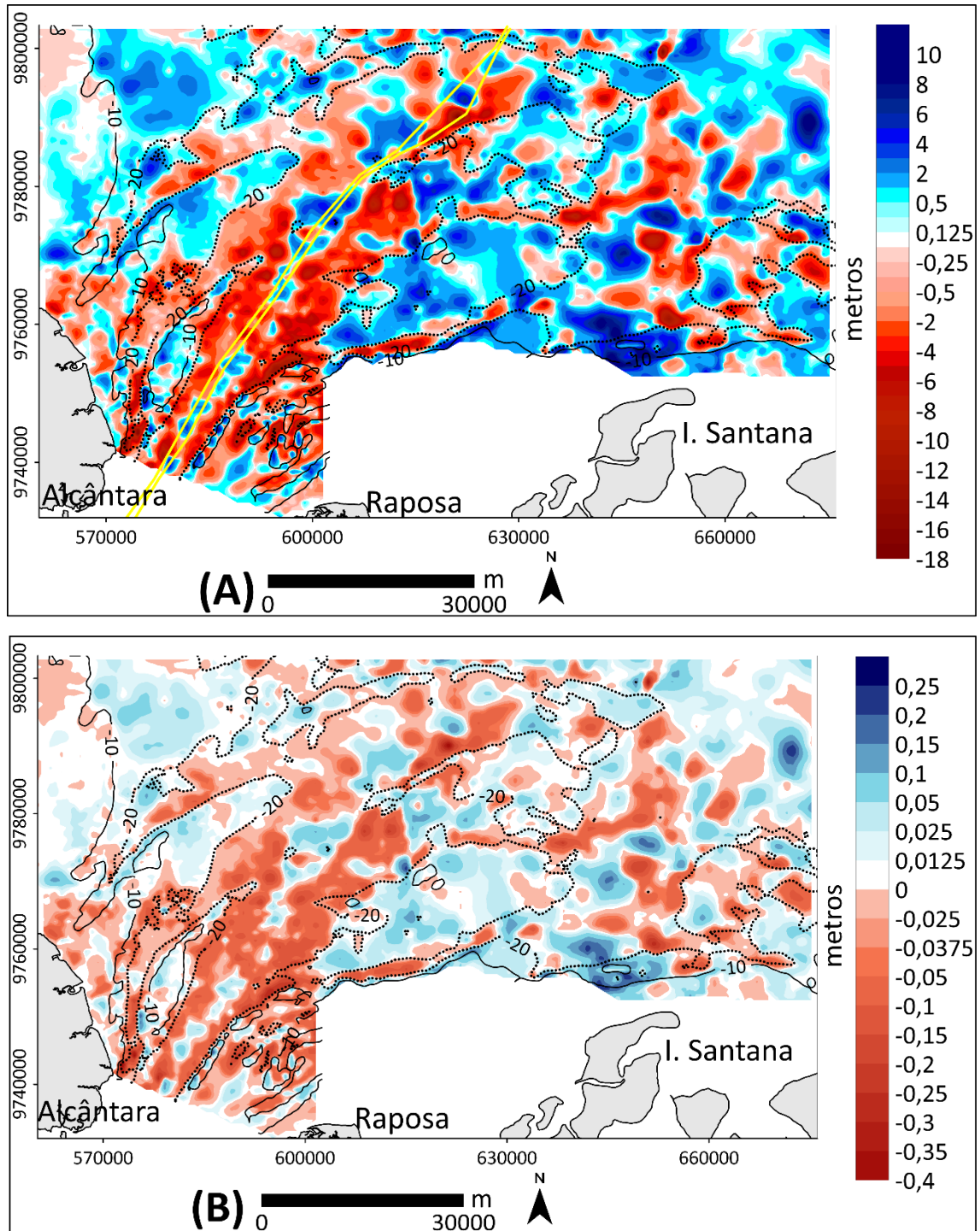


Figura 34 - Mudanças multidecadal na plataforma adjacente ao estuário: (A) demonstra o balanço sedimentar resultante da erosão e deposição em metros. (B) balanço sedimentar pela taxa de erosão e deposição em metros/ano. A linha amarela representa o canal de navegação.

4.4 MODIFICAÇÃO NO VOLUME DE SEDIMENTOS E ÁREA

As tendências volumétricas foram calculadas para o estuário de São Marcos e para a plataforma continental adjacente, a partir de Modelos Digitais Batimétricos (MDB) baseados em grades interpoladas espacialmente, que expõem a disposição morfológica das isóbatas de -10, -20, -30, -40, -50, -60, -80 e -90 m no estuário e -10, -15, -20, -25, -30 e -35 m na plataforma continental interna entre os diferentes anos estudados, fornecendo informações que permite identificar, avaliar e quantificar volume e área ocupada pelas respectivas isóbatas (Figura 35 e 36).

As figuras (35 coluna A) e (36 coluna A) revelam informações referente ao ano de 1977, as figuras (35 coluna B) e (36 coluna B) referem-se ao ano de 2022 e as figuras (35 coluna C) e (36 coluna C) retratam as diferenças geradas entre as curvas das isolinhas entre cada isóbata dos diferentes anos, possibilitando também especializar áreas erosivas, deposicionais e invariáveis das isóbatas no estuário e plataforma continental. A figura (37 D e E) expressam as quantificações dos dados anteriores.

As variações volumétricas líquidas nos ambientes submersos possibilitaram quantificar a variação morfológica do estuário e da plataforma continental, trazendo informações sobre os processos de deposição e erosão. Um aumento no volume da massa de água dos ambientes submersos representa uma diminuição dos níveis do leito e menos sedimentos no estuário e na plataforma, enquanto uma diminuição no volume líquido indica sedimentação no estuário e na plataforma.

A densidade do sedimento foi então usada para converter o volume do sedimento em massa de sedimento. Para o valor da densidade, foi referido aos estudos anteriores (Garcia 2007), valor correspondente para partículas de quartzo 2650 kg/m^3 .

4.4.1 Estuário de São Marcos

Como todas as isóbatas de -10 m estão bordejando as feições deposicionais e dispostas por toda extensão proximal das linhas costeiras (figura 35 A, B, C, isóbatas -10 m), variações das isóbatas de -10 m foram usadas para estimar volume e área das barras isoladamente. As isóbatas de -20 m em diante foram utilizadas para calcular volume e área dos canais mais profundos (canais Principal e dos Portos). Assim, as mudanças volumétricas e ou migratórias podem ser reveladas sinopticamente por meio das mudanças das isóbatas.

O balanço de sedimentos entre as isóbatas foi claramente negativo ao longo do período estudado. Expressivas perdas de sedimentos ocorreram até as isóbatas de -30 m, e abaixo da isóbata de -30 m os sedimentos comportaram-se antagonicamente (figura 37 D).

As mudanças no volume de sedimentos mostraram que toda a área até a isóbata de -10 m teve significativo aumento na quantidade de volume líquido de $85,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ durante todo o período, que corresponde a $226,5 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos erodidos, uma vez que o volume líquido aumentou de $378,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ em 1977 para 464×10^7 em 2022, aumentando até $2,1 \times 10^6 \text{ m}^2$ de área (figura 35 A, B, C, isóbata -10).

Além disso, as feições deposicionais foram as feições que mais sofreram mudanças morfológicas em decorrência da erosão e ou deposição nas últimas quatro décadas e meia, sendo as maiores modificações observadas na barra dos Cavalos com considerável crescimento do volume líquido de $16 \times 10^6 \text{ m}^3$ em 1977 para $99 \times 10^6 \text{ m}^3$ em 2022, sinalizando crescimento de $83 \times 10^6 \text{ m}^3$ do volume, quantificando total de sedimentos depositados de $21,9 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$. Do mesmo modo a barra da Cerca que teve volume aumentado em $0,7 \times 10^6 \text{ m}^3$, indicando quantidade de sedimentos depositados na ordem de $0,1 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ (figura 35 A, B, C, isóbata -10).

Por outro, a barra dos Lanzudos não apresentou o mesmo comportamento das demais, uma vez que o volume apresentou redução da quantificação, transitando em 1977 de $44 \times 10^6 \text{ m}^3$ para $39 \times 10^6 \text{ m}^3$ em 2022, ou seja, a barra teve perda de volume líquido de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, valor correspondente ao total de $1,3 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos erodidos (figura 35 A, B, C, Isóbata -10 m).

A tendência erosiva se estendeu para as isóbatas -20 e -30 m, com total de volume líquido aumentado em $65,7 \times 10^7 \text{ m}^3$ para isóbata de -20 m e $12,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ para isóbata de -30 m, correspondendo a quantificação de $174,1 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ e $33,1 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos escavados nas respectivas isóbatas, sendo as margens esquerdadas de ambos os canais as áreas que ocorreram as maiores modificações na isóbata de -20 m e na isóbata de -30 m as maiores alterações foram observadas nas extremidades NE e SW do canal Principal e ao longo de toda área do leito todo canal dos Portos (figura 35 A, B, C, isóbatas -20 e -30 m).

As isóbatas seguintes (isóbatas abaixo de -40 m) apresentaram comportamentos opostos as demais, com predomínio quantitativo dos processos deposicionais dos sedimentos, uma vez que houve redução da capacidade volumétrica líquida entre as isóbatas de -40 m e -100 m, com volume máximo reduzido de $3,4 \times 10^7 \text{ m}^3$ na isóbata de -50 m e volume mínimo reduzido de $0,8 \times 10^7 \text{ m}^3$ na isóbata de -90 m, valores correspondentes a 9×10^{10} e $2 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos depositados nas respectivas isóbatas (figura 35 A, B, C, isóbatas -40, -50, -60, -80, -90 m)

A isóbata de -40 m apresentou crescimento de área de $4,8 \times 10^6 \text{ m}^2$ com as principais áreas erosivas presenciadas nas extremidades NE e SW do canal principal e perceptíveis áreas deposicionais ao longo da margem esquerda do canal Principal. Já as superfícies abaixo das isóbatas de -50 m evidenciaram reduções e ou eliminação de áreas, como ocorreu abaixo da isóbata de -90 m com deposição de até $2,1 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimento, provocando o desaparecimento de uma área de até $1,3 \times 10^6 \text{ m}^2$, assoreando toda isóbata de -107 m existente no ano de 1977 (figura 35 A, B, C, isóbatas -40, -50, -60, -80, -90 m).

Desta forma, entre 1977 e 2022, o volume da massa de água do estuário aumentou, representando um acréscimo líquido acima a isóbata de -30 m seguido por uma diminuição no volume, representando uma tendência deposicional líquida abaixo da isóbata de -30 m, atuando como divisor dos processos erosivos e deposicionais no estuário superior (figura 37 D).

No geral, a porção do estuário superior em 1977 apresentou volume líquido total de $8 \times 10^9 \text{ m}^3$ e posteriormente em 2022 o volume líquido total modificou para $9,1 \times 10^9 \text{ m}^3$ acarretando um aumento total do volume líquido nos últimos quarenta e cinco anos de $1,1 \times 10^9 \text{ m}^3$, caracterizando esta zona do sistema estuarino com comportamento do balanço de sedimentos claramente negativo. Uma vez que foram erodidos equivalente a $2,91 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos do estuário externo, com tendências das taxas de erosão de $6,4 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{ano}$ e taxa volumétrica de $2,4 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$ (figura 37 A, B, C).

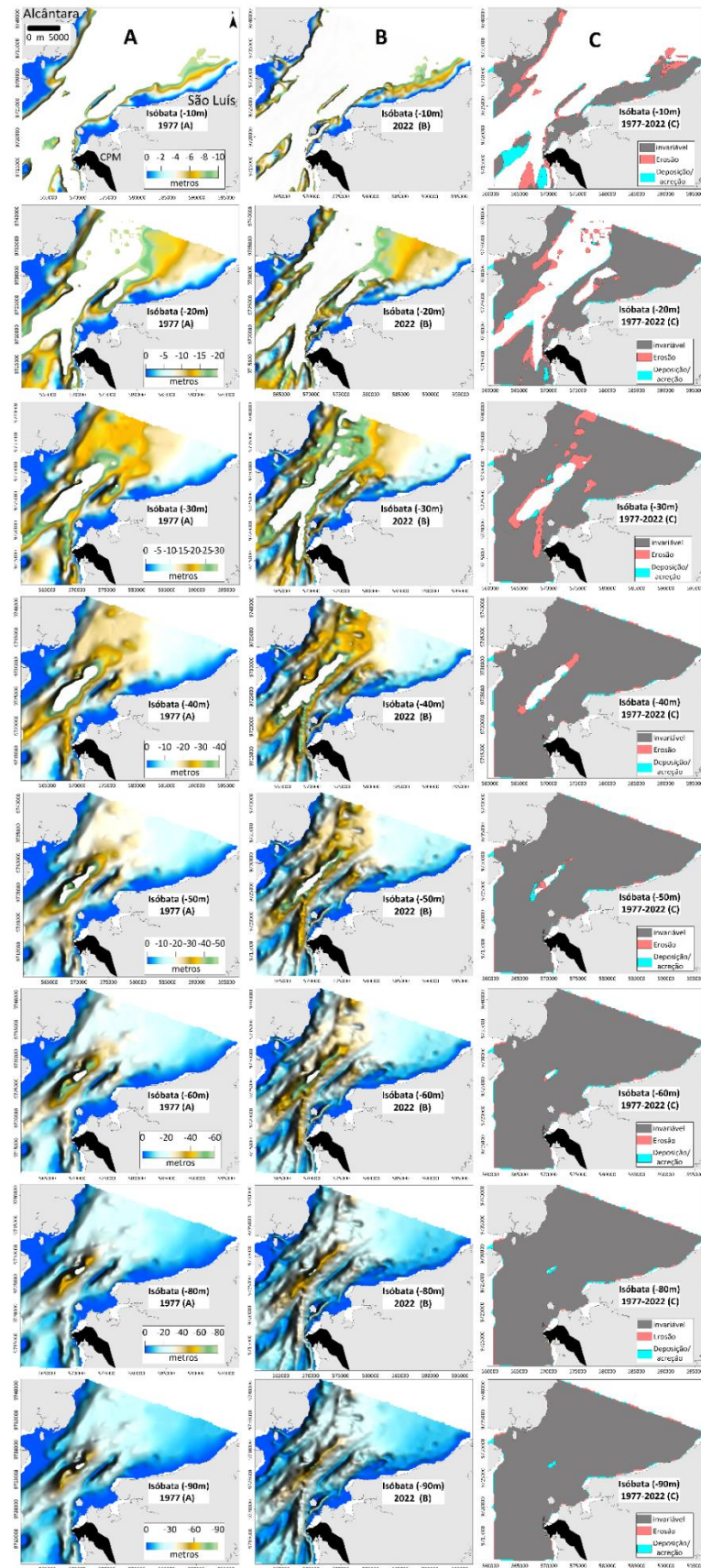


Figura 35 - Mapas das variações morfológicas por intervalo de isóbata no estuário, onde: (Coluna A) mapas demonstrando disposição morfológica das isóbatas de 1977, (Coluna B) mapas demonstrando as isóbatas de 2022 e (Coluna C) mapas das representações da área demonstrando erosão ou deposição.

4.4.2 Sistema de delta Subaquoso de Vazante (SDSV)

O comportamento do volume líquido na plataforma apresentou tendências correlatadas com o estuário externo. Evidenciou significativo aumento do volume líquido até a isóbata de -25 m, em seguida apresentou comportamento antagônico com atenuação do volume líquido até o limite da isóbata de -45 m.

A isóbata de -5 m expôs as maiores quantificações volumétricas. Porém, a isóbata de -10 m evidenciou sobretudo o comportamento volumétrico das barras longitudinais ao longo dos quarenta e cinco anos, apontando acréscimo volumétrico de $43 \times 10^7 \text{ m}^3$, equivalente a $113,9 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos erodidos resultando em crescimento de área de até $68,4 \times 10^6 \text{ m}^2$ (figura 36 A, B, C, isóbata -5 e -10 m).

As isóbatas de -15 e -20 m revelaram a tendência crescente do volume líquido desses limites da profundidade na plataforma, denotando em especial as morfologias das barras do delta subaquoso. O incremento do volume líquido foi na ordem de $42,4 \times 10^7 \text{ m}^3$ na isóbata de -15 m e $67,1 \times 10^7 \text{ m}^3$ na isóbata de -20 m, capacidade proporcional a remoção de $112,3 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ e $177,8 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ sedimentos respectivamente entre os anos de 1977 e 2022 (figura 36 A, B, C, isóbata -15 e -20 m).

O volume líquido controlado pelas isóbatas de -25 e -30 m está associado ao desenvolvimento morfológico das barras do delta subaquoso, enfatizando principalmente as conexões e ou as migrações das barras longitudinais da desembocadura do estuário que estabeleceram a formação das barras do delta subaquoso. A redução do volume líquido de $24,6 \times 10^7 \text{ m}^3$ na isóbata de -25 m e $17,3 \times 10^7 \text{ m}^3$ na isóbata de -30 m nas últimas décadas, sinaliza que as isóbatas experimentaram predominância dos processos deposicionais, com aporte de sedimentos de $65,1 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ na isóbata de -25 m e $45,8 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ na isóbata de -30 m (figura 36 A, B, C, isóbatas -25 e -30 m).

A evolução morfológica das feições canalizadas da plataforma está propriamente correlacionada as quantificações do volume líquido correspondente entre os intervalos das isóbatas de -35, -40, -45 m. A atenuação volumétrica destas isóbatas denotaram uma tendência volumétrica decrescente $10,7 \times 10^7 \text{ m}^3$, $-2,26 \times 10^7 \text{ m}^3$ e $0,17 \times 10^7 \text{ m}^3$ das respectivas isóbatas, evidenciando que na isóbata de -35 m houve deposição de $28,3 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$, já o acúmulo de sedimentos na isóbata de -40 m foi na ordem de $-5,98 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ e na isóbata de -45 m equivaleu a $0,45 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos depositados (figura 36 A, B, C, isóbatas -35, -40, -45 m).

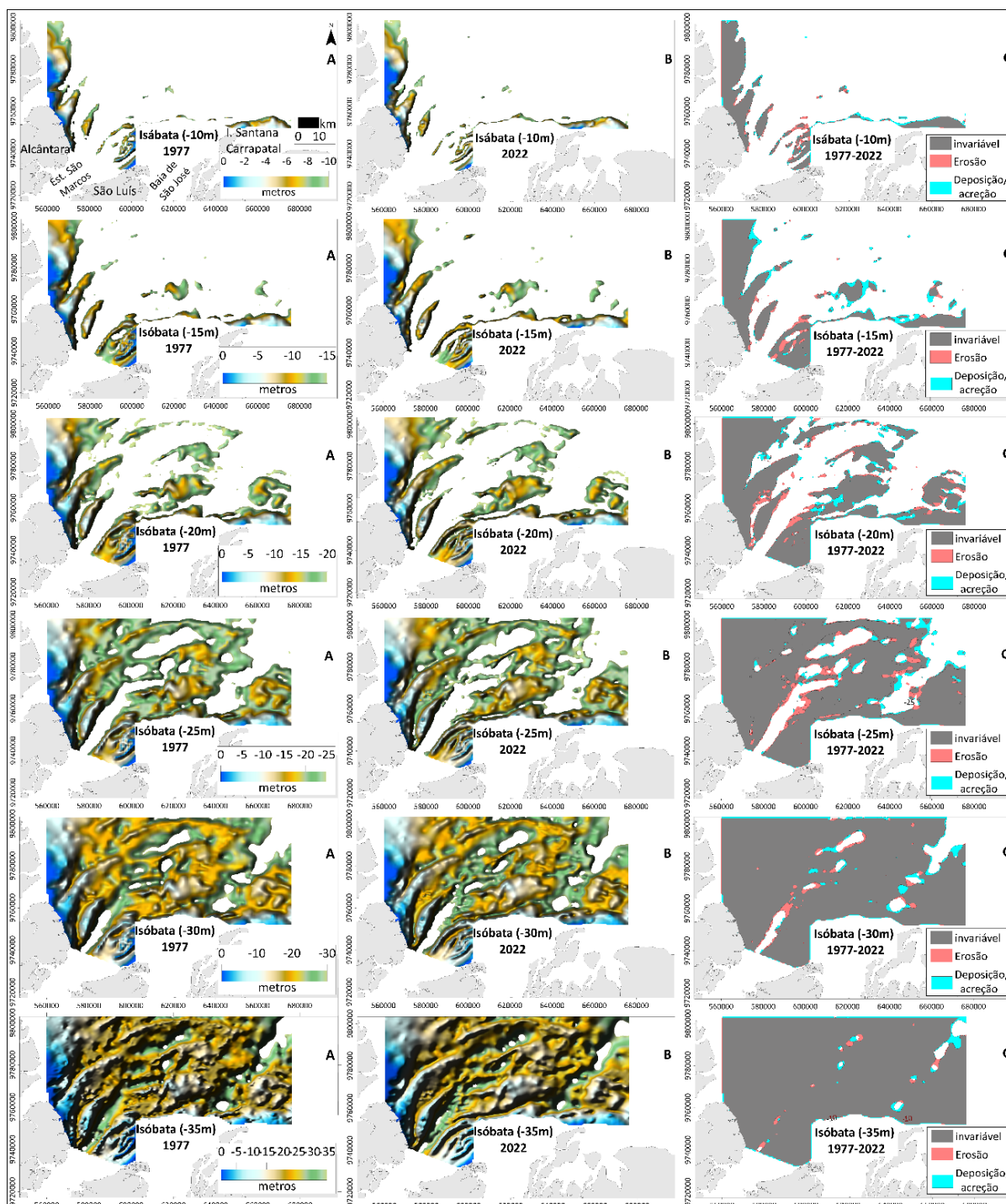


Figura 36 - Mapas das variações morfológicas por intervalo de isóbata no estuário. (Coluna A) mapas demonstrando as isóbatas de 1977, (Coluna B) mapas demonstrando as isóbatas de 2022 e (Coluna C) mapas das representações da área demonstrando erosão ou deposição.

Diante do exposto, a zona da plataforma adjacente ao estuário de São Marcos, de uma forma geral, mostrou estar experimentando variações negativas da dinâmica do transporte de sedimentos, ou seja, o processo erosivo foi dominante uma vez que em 1977 a plataforma apresentou volume líquido de $122,7 \times 10^9 \text{ m}^3$, aumentando a quantificação do volume líquido para $123,7 \times 10^9 \text{ m}^3$ em 2022, mensurando o aumento de $1 \times 10^9 \text{ m}^3$ do volume líquido,

corroborando a quantificação na plataforma nos últimas quatro décadas e meia em torno de $2,65 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$ de sedimentos erodidos, com a taxa do volume líquido de $2,2 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$ e taxa de sedimentos erodidos na ordem de $5,9 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{ano}$ (figura 37 A, B, C).

Levando em consideração os aspectos mencionados podemos mensurar a quantificação do volume líquido total englobando as duas áreas estudadas. A área completa comportava em 1977 o volume líquido de $130 \times 10^9 \text{ m}^3$, posteriormente foi ampliado para $132,1 \times 10^9 \text{ m}^3$ em 2022 estabelecendo crescimento do volume líquido total de $2,1 \times 10^9 \text{ m}^3$, correspondendo ao total de sedimentos erodidos de $5,56 \times 10^{12} \text{ tm}^{-3}$, com as taxas de volume líquido de $4,6 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$ e $12,3 \times 10^{10} \text{ tm}^{-3}/\text{ano}$ de sedimentos escavados (figura 37 A, B e C).

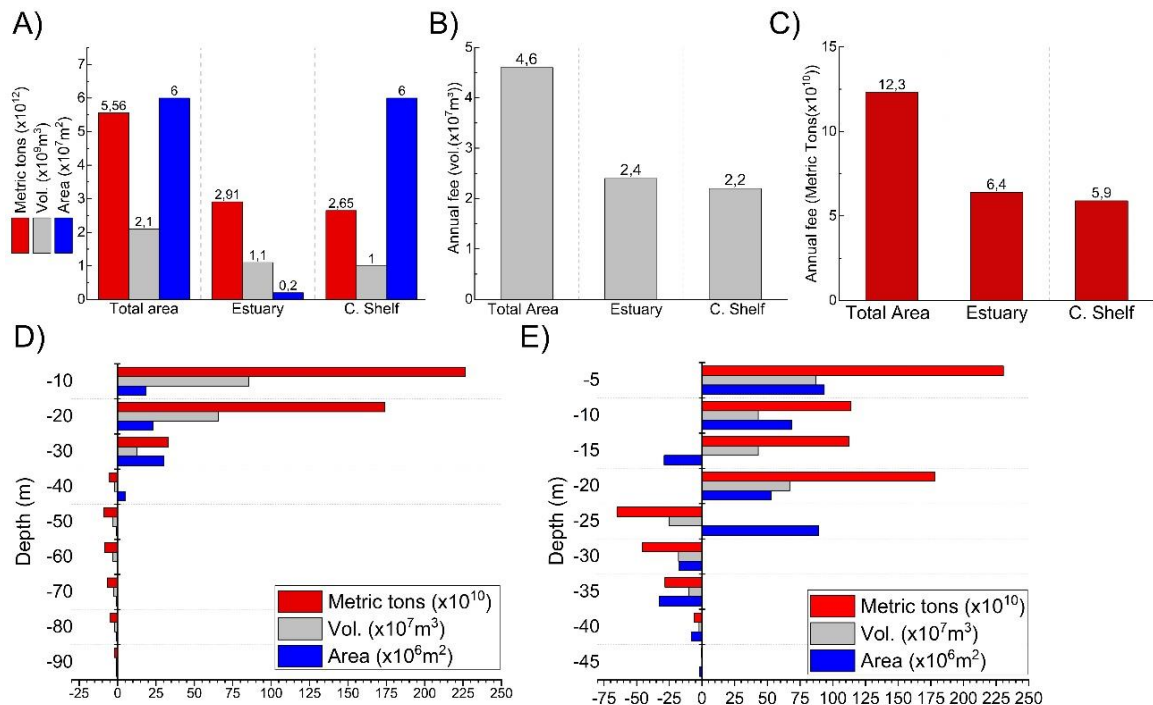


Figura 37 - O gráfico (A) representa a quantificação de sedimentos erodidos em toneladas métricas, do aumento do volume e área, na escala englobando a área total, do estuário e a plataforma continental entre os anos de 1977 e 2022. (B) Quantificação da taxa volumétrica na área total, estuário e Plataforma Continental. (C) Quantificação da taxa de sedimentos erodidos em toneladas métricas área total, estuário e plataforma continental. (D) Quantificação dos sedimentos erodidos em toneladas métricas, volume e área entre isóbatas do estuário. (E) Quantificação dos sedimentos erodidos em toneladas métricas, volume e área entre isóbatas do estuário na Plataforma Continental.

4.5 CLASSIFICAÇÃO DE SEDIMENTOS DE FUNDO

Os sedimentos de fundo do CESM e plataforma continental adjacente foram classificados usando os métodos descritos por Shepard (1954), Wentworth (1922), Larssonneur (1977), modificado por (G. T. M. Dias 1996), bem como os sedimentos foram quantificados quanto ao percentual de areia, silte, argila, lama, matéria orgânica e carbonato de cálcio. Todas as informações contendo as classificações e quantificações foram plotadas espacialmente em mapas representando o período seco de 2020 e o período chuvoso 2021. Assim, é possível observar a variação sazonal da granulometria e textura dos sedimentos de fundo.

4.5.1 Classificação de Shepard

A partir da classificação de Shepard (1954) é possível observar a composição granulométrica das amostras de sedimentos. Quatro são as classes predominantes: areia, areia siltosa, silte arenoso e silte argiloso em ambos os períodos sazonais (figura 38). Das quatro composições granulométricas observadas no estuário e plataforma continental, tanto no período seco quanto no período chuvoso, a areia é a classe sedimentar dominante com aproximadamente 65,3% de todas as amostras de sedimentos do período seco e 68,8% das amostras do período chuvoso.

No período seco, a classe areia é a dominante ao longo do trecho que se prolonga por toda extensão entre a ilha do Caranguejo e a margem direita continental do médio estuário, estendendo-se sobre as barras proximal ao funil, margem esquerda e ao longo de todo canal principal do estuário externo e quase totalidade da plataforma continental interna. No período chuvoso a classe areia também domina as áreas supracitas, havendo a inclusão da área entre a ilha do Caranguejo e a margem esquerda continental.

A classe areia siltosa (corresponde 5,3% dos sedimentos do período seco e 7,7% do período chuvoso). Está concentrada principalmente no trecho da desembocadura e proximal as barras longitudinais a NW da ilha de São Luís. A barra das Almas é dominada pela areia siltosa no período seco e no período chuvoso restringe-se a área proximal ao vértice superior da barra.

Os depósitos de silte arenoso e silte argiloso estão presentes principalmente na região frontal as praias zona praial da Ilha de São Luís, à NW da ilha do Caranguejo e na margem esquerda do médio estuário, com depósitos mais extenso de silte argiloso no período seco (19,2%) do que no chuvoso (13%) e silte arenoso de igual proporção nas duas estações do ano (seco 10% e chuvoso 10.5%). A exceção foi a barra das Almas que apresentou uma deposição isolada de silte arenoso na porção oeste da barra.

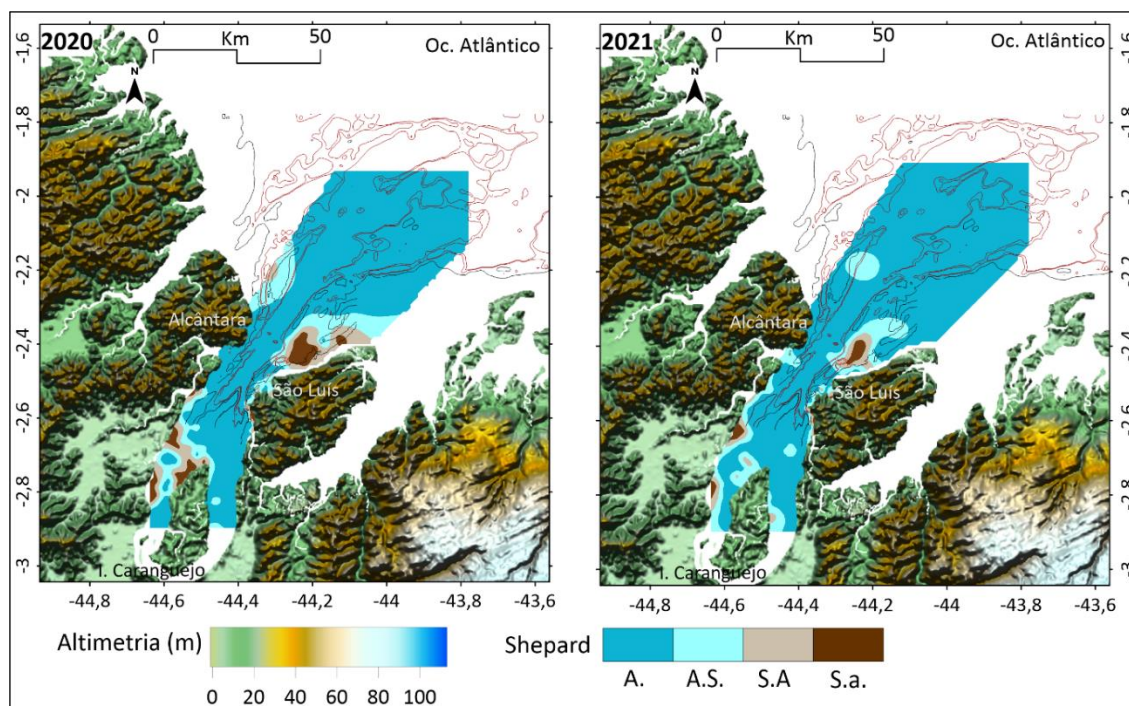


Figura 38 - Representação espacializada da classificação de Shepard (1954) de acordo com as informações do diagrama ternário das proporções de areia/silte/argila de amostras referentes ao período seco (2020) e chuvoso (2021). A com tom de azul mais intenso representa areia; A.S. - tom de azul mais claro representa areia siltosa; S.A. - tom de marrom claro representa silte arenoso; e A.a. - marrom escuro representa silte argiloso.

4.5.2 Classificação de Wentworth

Os padrões de distribuição espacial do tamanho do diâmetro médio predominante dos grãos, descritos segundo a classificação proposta por Wentworth (1922) mostram que os sedimentos do fundo do estuário e plataforma continental são formados pelas classes areia grossa, areia média, areia fina e silte em ambos períodos sazonais. As classes predominantes na superfície de fundo do estuário e plataforma interna foram areia fina tanto no período seco (40%) quanto no chuvoso (43,27%), seguido por areia média que ocupava 26% da área no período seco e 33% no período chuvoso.

De uma forma geral, há uma clara tendência indicando a variação do tamanho dos grãos dos sedimentos com características granocrescentes do estuário em direção à plataforma continental no período seco e chuvoso. Foi observado uma predominância de depósitos de silte e areia fina no médio estuário, seguido pelas intercalações de areia fina e areia média no baixo estuário e predominância de areia média na plataforma continental (Figura 39).

No período chuvoso, o estuário e a plataforma apresentaram depósitos intercalados de areia fina e média. Os depósitos de silte localizados entre NW da ilha de São Luís e no canal Principal à NW da ilha do Caranguejo e margem esquerda do médio estuário, apresentaram

significativa redução de área quando comparado ao período seco. No período seco, o silte representava 30 % do total das amostras e no período chuvoso foi reduzido para 23%.

As barras longitudinais estuarinas, juntamente com os canais principal e dos portos, apresentaram dominância deposicional de areia média em ambos os períodos sazonais. A areia grossa teve percentual de 2.8% em relação ao número total de amostras no período seco, enquanto no período chuvoso houve uma redução no percentual para 0,3%. Uma deposição é individualizada na porção extrema da área do estuário médio a oeste da ilha do Caranguejo e outro depósito de areia grossa migrou do vértice superior da barra das Almas no período seco para o vértice superior da barra sul do delta subaquoso no período chuvoso, obedecendo a direção de deslocamento de oeste para leste na plataforma.

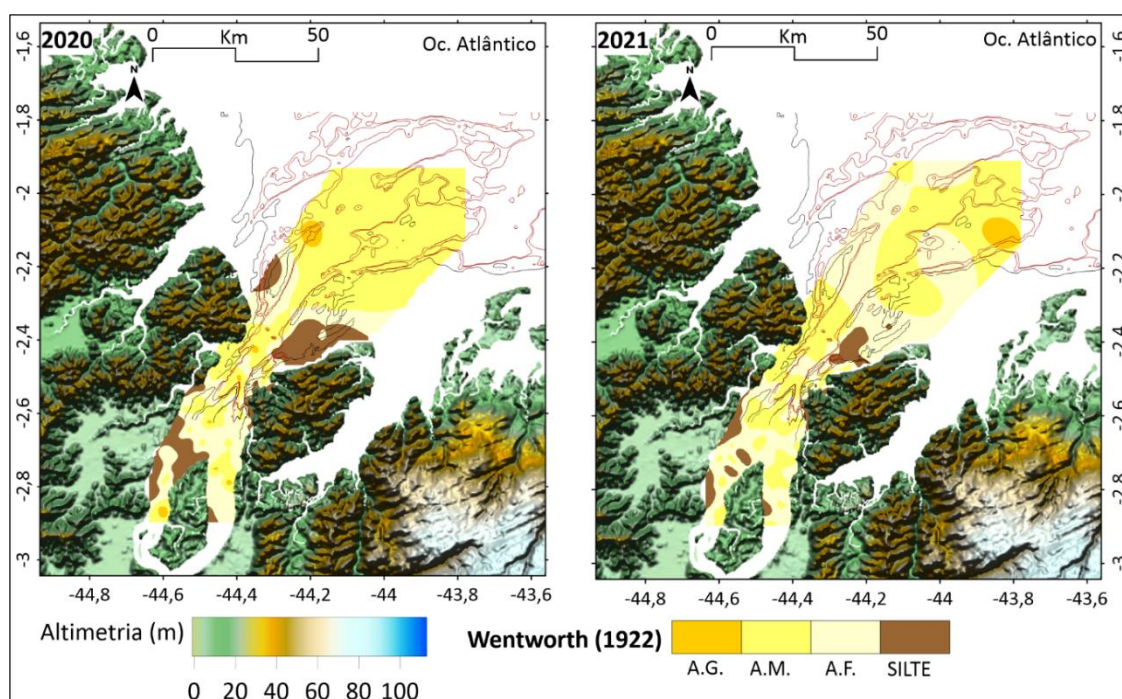


Figura 39 - Mapa dos depósitos de sedimentos superficiais do estuário e da plataforma continental dos períodos seco (2020) e chuvoso (2021) segundo a classificação textural do diâmetro médio do grão proposta por Wentworth (1922). As nomenclaturas associadas as cores seguiram seguinte padrão: A.G. - areia grossa representada em amarelo escuro; A.M. - areia média representada em amarelo intermediário; A.F. - areia fina representada na cor amarelo claro e Silte foi representado com a cor marrom escuro.

4.5.3 Teor de areia

A areia representa 70% do total das amostras no ambiente estuarino e da plataforma continental adjacente, no período seco e 76,73% no período chuvoso. A faixa de sedimentos que recobrem as barras longitudinais estuarinas, os canais principais e dos portos e a plataforma continental são constituídas por sedimentos homogêneos compostos 100% por sedimento arenoso em ambos os períodos estudados (figura 40).

Faixas de sedimentos heterogêneos são verificadas no estuário médio e na desembocadura sobre as barras longitudinais, havendo significativa redução do percentual de areia em direção a área central entre o canal Principal e a porção NW da ilha de São Luís, bem como no estuário médio nos canais, adjacentes à Ilha do Caranguejo.

Não foram verificadas zonações de depósitos de areia entre os períodos seco e chuvoso, no entanto são verificadas mudanças nos teores da concentração de areia entre os períodos sazonais.

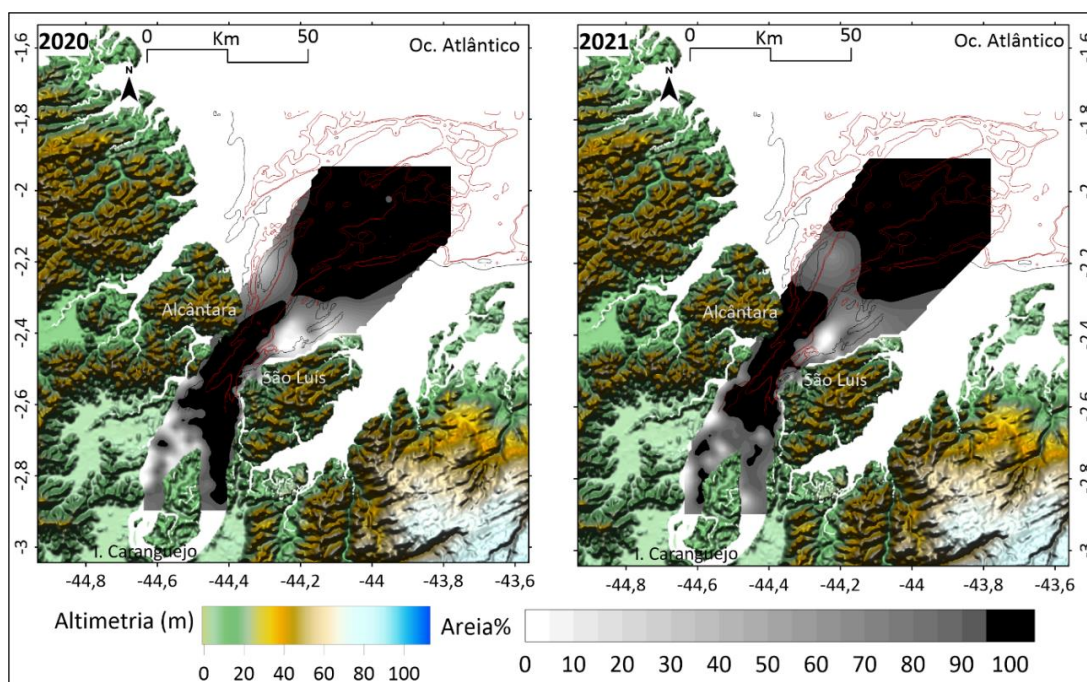


Figura 40 - comportamento espacial do teor de areia no estuário e plataforma continental no período seco (2020) e chuvoso (2021). A legenda da porcentagem de areia referenciada na escala de cores em cinza, os menores teores de areia são expressos pelos tons claros e os maiores pelos tons escuros.

4.5.4 Teores de lama, silte e argila

Os sedimentos superficiais lamosos do estuário de São Marcos são constituídos pela associação de silte e argila. No período seco, 30% das amostras são constituídas por lama, enquanto no período chuvoso essa classe representa 23% (Figura 41). Os depósitos de lama são constituídos predominantemente pela classe silte, porém, sempre associado com a classe argila, ou seja, não houve amostra 100% constituída pela classe silte nem pela classe argila.

A classe silte apresentou percentual máximo de 80% no período seco nos depósitos proximais à São Luís e a ilha do Caranguejo e 70% no período chuvoso para as mesmas áreas (figura 42). O teor máximo de argila verificado nas amostras foi de 17% no período seco e 35% no período chuvoso (figura 43).

Os depósitos de argila e silte apresentaram os mesmos padrões quantitativos e espaciais entre os períodos sazonais. No período seco os depósitos e as quantificações dos teores foram mais expressivos quando comparados com período chuvoso. No entanto, a espacialização dos depósitos e a quantificação dos teores de argila apresentaram comportamento inverso aos demais. Não foi verificado a presença de lama na plataforma interna sobre as barras do delta subaquoso, restrito até limite das barras longitudinais da desembocadura do estuário.

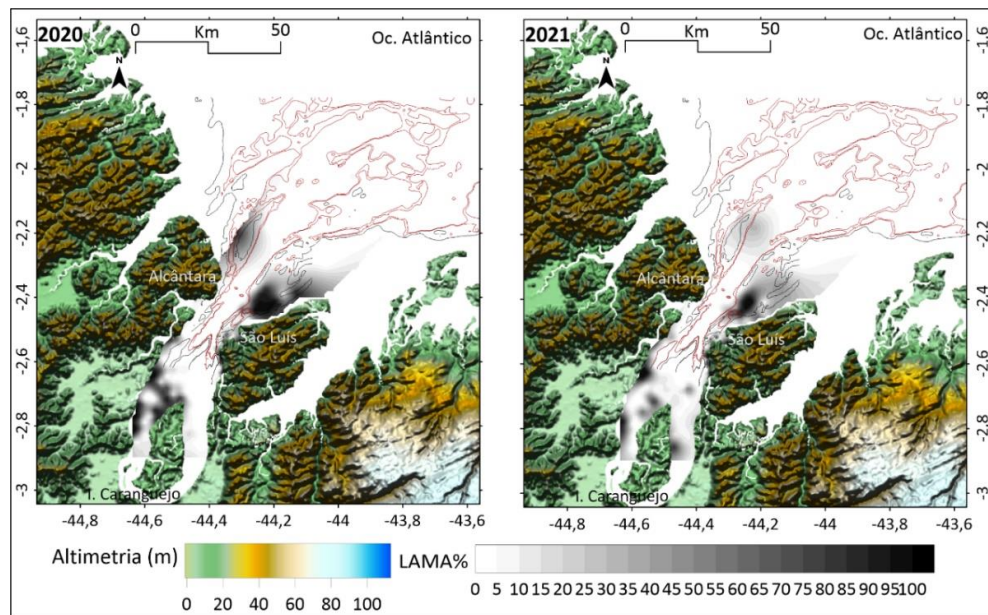


Figura 41 - espacialização e quantificação dos teores de lama na área de estudo no período seco (2020) e chuvoso (2022). A legenda da porcentagem de lama referenciada na escala de cores em cinza de 0 a 100%. Os menores teores expressos pelos tons claros e os maiores teores pelos tons escuros.

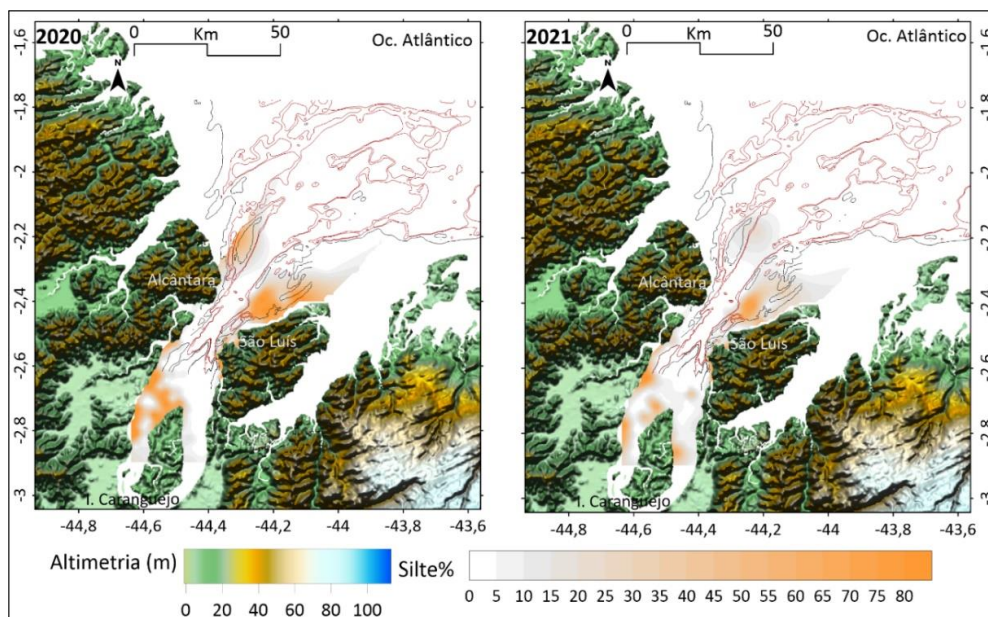


Figura 42 - Espacialização e quantificação do teor de silte na área de estudo em ambos períodos sazonais. A legenda da porcentagem de silte referenciada na escala de cores em laranja de 0 a 85%. Com menores teores expresso nos tons de laranja claro e os maiores teores nos tons de laranja escuro.

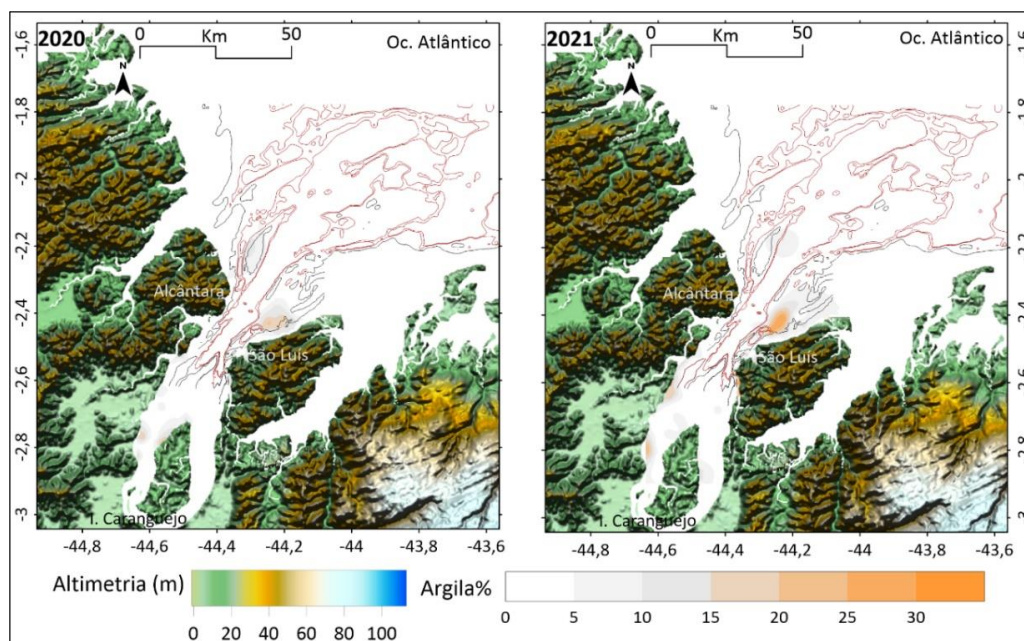


Figura 43 - Espacialização e quantificação dos teores de argila na área de estudo em ambos períodos sazonais. A legenda da porcentagem de argila referenciada na escala de cores em laranja de 0 a 35%. Com menores teores expresso nos tons de laranja claro e os maiores teores nos tons de laranja escuro.

4.5.5 Classificação segundo o teor de carbonato de cálcio

A distribuição e concentrações dos teores de carbonato de cálcio foram diferentes entre os períodos sazonais (figura 44). No período seco uma concentração de até 25% foi observada no canal esquerdo do médio estuário, a oeste da ilha do caranguejo. No período chuvoso apenas uma concentração de 3% foi verificada na margem esquerda do médio estuário.

No vértice ao norte da ilha do Caranguejo havia deposições pontuais de sedimentos com concentrações de 10% de CaCO_3 , enquanto as barras longitudinais estuarinas e o canal dos portos apresentaram baixa concentração de CaCO_3 (2 e 5%), no período seco. No período chuvoso, as concentrações do teor de CaCO_3 foram reduzidas para 1% sobre as barras e 0,5% no estuário médio.

O canal principal dentro do estuário apresentou tendência de concentração em torno de 9% CaCO_3 ao longo de todo canal, com exceção na porção proximal da depressão de São Marcos que foi observado concentração em torno de 30% de CaCO_3 . Esta tendência da concentração do teor verificada no canal principal estendeu-se para plataforma através da margem esquerda até o limite do vértice a nordeste da barra da Almas na isóbata de -20m. O canal principal na região da plataforma apresentou teores constantes de 3%.

As maiores concentrações de carbonato de cálcio foram verificadas no período seco, na área estuarina a NW da ilha de São Luís e no extremo a nordeste da plataforma, com teores de até 49% no estuário e 42% na plataforma. Uma faixa deposicional de carbonato de cálcio se

estabeleceu a partir da desembocadura, no limite das barras longitudinais, até o limite nordeste da plataforma continental sobre as barras do delta subaquoso, com teores variando de 3% próximo ao canal principal e 15% na extremidade leste.

No período chuvoso os maiores teores foram verificados unicamente na área proximal à margem direita do baixo estuário, proximal a porção NW da ilha de São Luís, com teores de CaCO_3 variando entre 52 a 82%. Uma faixa com concentração praticamente constante de 8% se estende pela margem esquerda do estuário próximo a desembocadura até o limite da barra sul do delta subaquoso.

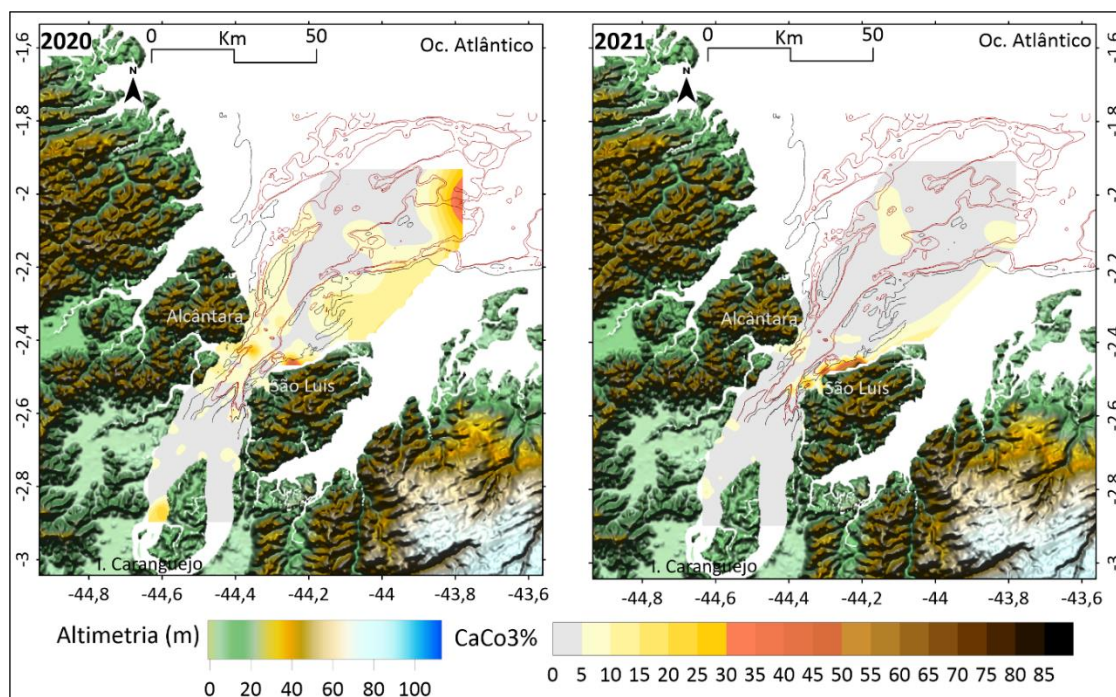


Figura 44 - Espacialização e quantificação dos teores de CaCO_3 na área de estudo no período seco (2020) e chuvoso (2021). A legenda da porcentagem de carbonato de cálcio referenciada na escala de cores da seguinte forma: 0 a 5% cinza, 5 a 30% amarela, 30 a 50% laranja, 50 a 90% na escala de cores marrom. Com menores teores expresso nas cores claras e os maiores teores nas cores escuras.

4.5.6 Classificação segundo o teor de matéria orgânica

Os teores de matéria orgânica foram praticamente constantes, em torno de 0,4% ao longo do estuário e 0,2% na plataforma continental no período seco. A exceção foi a faixa de concentração de 8% na margem direita do baixo estuário próximo a NW da ilha de São Luís (figura 46). No período chuvoso, os teores de matéria orgânica nos sedimentos chegaram à 55%, como observa-se no vértice superior da ilha do caranguejo. Na margem esquerda do médio estuário e na margem direita do baixo estuário foram verificados teores de 14% em ambas as áreas. O restante da área no período chuvoso apresentou teores em cerca de 1,2% de matéria orgânica nas amostras de sedimentos superficiais de fundo do estuário e plataforma.

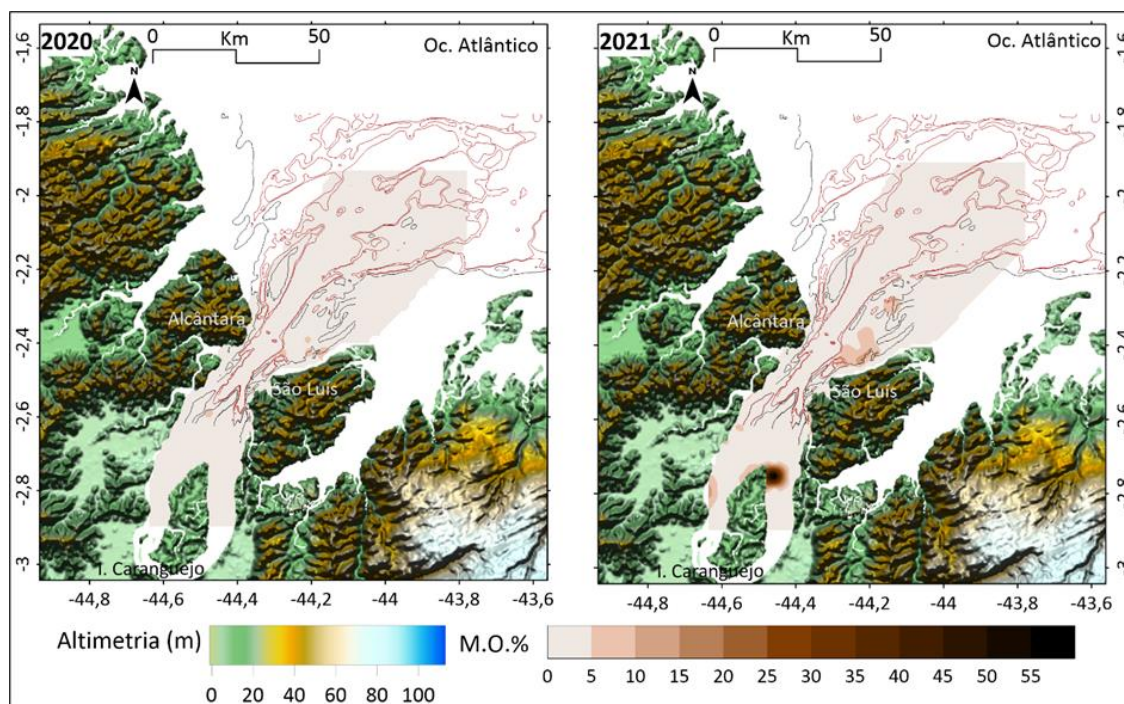


Figura 45 - Espacialização e quantificação dos teores de matéria orgânica na área de estudo em ambos os períodos sazonais. A legenda da porcentagem de matéria orgânica referenciada na escala de cores em tons de marrom referenciada de 0 a 55 %. Com menores teores expresso nas cores claras e os maiores teores nas cores escuras.

4.5.7 Classificação de Larssonneur

De acordo com a classificação de Larssonneur (1977), os sedimentos superficiais do fundo do estuário e plataforma continental adjacente são constituídos pelas seguintes fácies texturais no período seco, figura 46 (2020): areia citoclástica grossa (ALG-AL1c), areia litoclástica média (ALM-AL1d), areia litoclástica fina (ALF-AL1e), lama terrígena arenosa (LTA-LL1b), lama terrígena (LT-LL1c), areia litobioclástica grossa (ALBG-AL2c), areia litobioclástica média (ALBM-AL2d) e margam calcária arenosa (MCA-LB1b). No período chuvoso, figura 46 (2021) as fácies que constituem a área são: areia litoclástica grossa (ALG-AL1c), areia litoclástica média (ALM-AL1d), areia litoclástica fina (ALF-AL1e), lama terrígena arenosa (LTA-LL1b), lama terrígena (LT-LL1c), areia biolitoclástica média (ABLM-AB1d) e lama calcária (LC-LB2c) (figura 46).

No período seco, duas deposições de areia litoclástica grossa foram evidenciadas, uma deposição no limite inferior a SW do estuário e no vértice superior da barra as Almas na plataforma.

Areia litoclástica média (25,71%) e areia litoclástica fina (41,07%) foram as fácies texturais predominante na área de estudo, sendo que no estuário observou-se a deposição de ambas as fácies e a plataforma continental predominou a fácies textural areia litoclástica média,

área. Os depósitos localizados no baixo estuário apresentaram redução da área deposicional de lama terrígena arenosa e lama terrígena, com aumento da área ocupada pelas fácies de areia bioclástica média e a lama calcária.

5. DISCUSSÃO

Os resultados expostos neste estudo fornecem evidências sobre a evolução da morfologia de fundo associada a dinâmica sedimentar ao longo das últimas quatro décadas e meia na área do CESM e da plataforma continental adjacente. A partir das evidências, são subsequentemente discutidas as evoluções e quantificações morfobatimétrica. Bem como indicativos da influência sazonal sobre a variabilidade da distribuição dos sedimentos superficiais do estuário e plataforma adjacente.

5.1 MORFOLOGIA

5.1.1 Estuário

O baixo curso do estuário de São Marcos apresenta características geométricas e morfológicas típica de estuários dominados pela maré (Dalrymple *et al.* 1992) com a distribuição das principais características deposicionais (Boyd *et al.* 1992) semelhante aos estuários de foz aberta parcialmente preenchido e ou altamente preenchido (Daidu *et al.* 2013).

O baixo estuário é caracterizado por apresentar larga entrada em forma de funil com um imponente canal Principal retilíneo, largo e naturalmente profundo, e proeminentes barras longitudinais com comprimento e larguras quilométricas e dezenas de metros de altura.

Diferentemente dos demais estuários amazônicos que são margeados por planícies lamosas dominadas por manguezais (Asp *et al.* 2018, Souza-Filho 2005), o baixo estuário de São Marcos é margeado por praias e falésias originárias da evolução da bacia sedimentar de São Luís (Lima 2013). A compreensão dos aspectos morfológicos atuais está associada às mudanças geradas pela herança tectônica da região da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim. O estuário foi inicialmente escavado a partir da evolução da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim, fortemente influenciada por eventos tectônicos (Lima 2013), associados a formação da bacia sedimentar de São Luís a partir de uma série de processos de subsidência (Góes 1995, Góes & Rossetti 2001, Oliveira *et al.* 2012, Soares Júnior 2007).

As análises comparativas dos dados batimétricos multidecadais, permitiram identificar duas áreas distintas quanto a estabilidade morfológica do estuário: a primeira área localizada abaixo do funil estuarino, caracterizada por apresentar instabilidade morfológica. A segunda área corresponde todo restante da área localizada acima do funil estuarino, que se estende até a desembocadura do estuário, caracterizada por apresentar estabilidade morfológica (figura 47). Baixos estuários dominados pelas macromarés, ao contrário dos estuários de micromarés e mesomarés, evidenciam tendências mais aceleradas para alterações morfológicas correlacionados ao fornecimento de sedimentos (Wolanski 2006, Woodroffe 2003), como os

estuários de macromarés dos rios Seine (Lesourd *et al.* 2001), Mersey (Thomas *et al.* 2002), Ribble (Van Der Wal *et al.* 2002), Gironde (Sottolichio *et al.* 2013), Yalu (Du *et al.* 2023), Oujiang (B. Zhang *et al.* 2023).

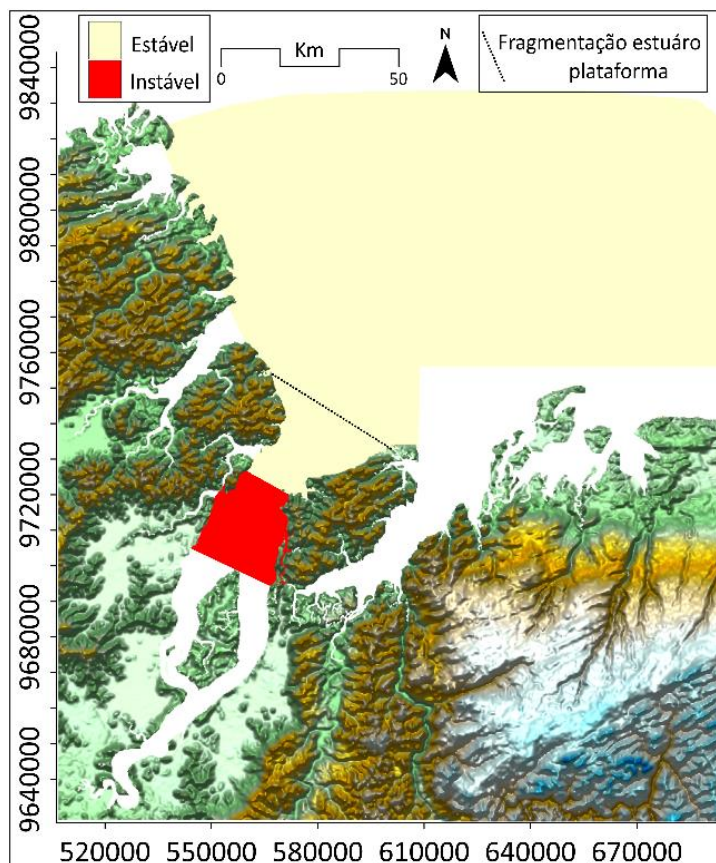


Figura 47 - Mapa individualizando a área morfolologicamente instável (em vermelho) e estável (amarelo) da área em estudo.

A área morfolologicamente instável, é caracterizada pela migração, crescimento e assoreamento das barras juntamente com a erosão e migração do canal. É composta pela tríade feições deposicionais (as barras de marés estuarina e barra lobada) e canal dos Portos. Apresentam características e comportamento morfológico análogo ao relatado por Billy *et al.* (2012) na porção do delta de maré de cabeceira do estuário Gironde, que exibiu a clássica morfologia lobada (Allen 1972, Hayes 1975), com dois corpos sedimentares principais sobre o lóbulo, separadas por um canal. O modelo migratório da morfologia foi associado a típica morfologia do delta de marés de cabeceira (Hayes 1975), que apresenta um fluxo assimétrico e bidirecional, com correntes de vazante predominando sobre correntes de enchente, indicando transporte de materiais a montante Lima *et al.* (2021) e Santos *et al.* (2025). Lima *et al.* (2021) atribuiu a assimetria das marés nesta zona do estuário à presença das barras de marés (feições resultantes do cone de sombra da ilha do Caranguejo) e ao estreitamento do funil estuarino. Chagas (2013) verificou na área proximal ao complexo portuário, a presença de ondas de areias

com predominância de direção de transporte de sedimentos e migração para nordeste, corroborando a ideia de dominância de transporte de fundo no sentido de maré vazante.

A investigação da evolução espaço-temporal das barras entre os anos de 1976 e 1984 analisado por El-Robrini (1992), verificou que as barras se movimentavam em direção à parte interna do estuário em conexão com a circulação residual do fundo. Padrão evolutivo da morfologia de fundo totalmente oposto verificado atualmente neste estudo. A evolução para montante (El-Robrini 1992), não pode ser explicada por anomalia climática e hidrodinâmica, uma vez que dados comparativos do acumulado de precipitação entre os anos de 1931 a 1991, de toda bacia de drenagem do rio Mearim, não apontaram anormalidades pluviométricas sazonais (figura 48), e velocidades de vazantes eram superiores as velocidades de enchentes tanto nas marés de sizígia quanto quadratura no período do estudo de Moraes (1977).

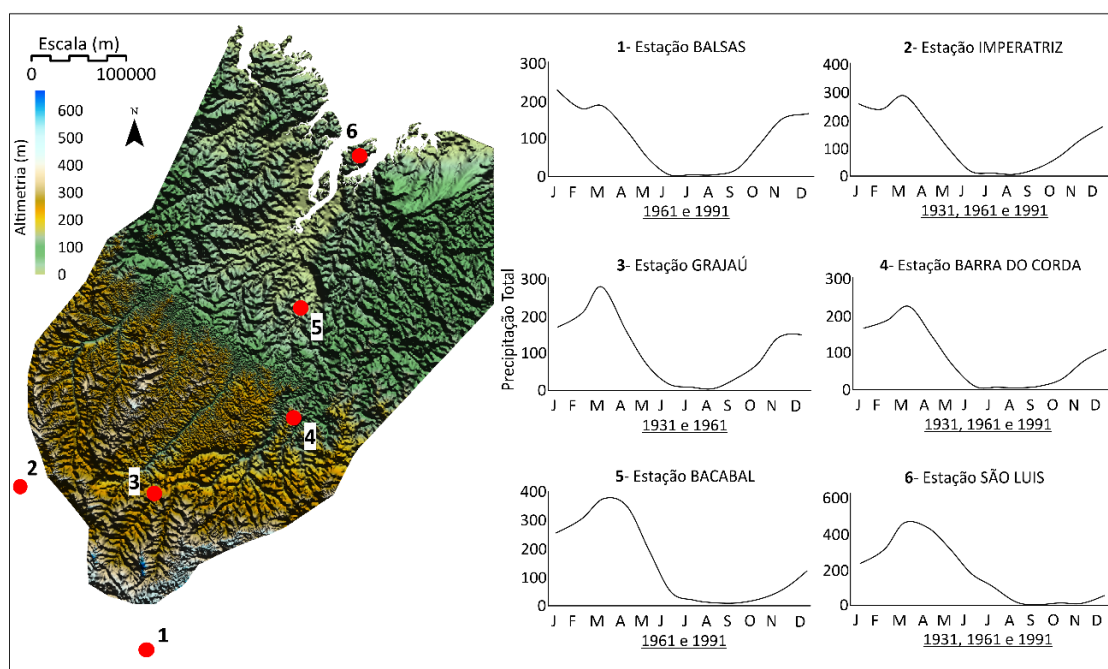


Figura 48 - Mapa da bacia de drenagem do estuário de São Marcos a partir da altimetria extraídas de dados SRTM com a localização das estações meteorológicas (círculo vermelho); e gráficos comparativos da precipitação acumulada (mm) das seis estações das estações meteorológicas do INMET, disposta de montante para jusante da bacia hidrográfica, expondo o mesmo padrão de curva ao longo das décadas para cada estação meteorológica.

Zhang *et al.* (2023) verificaram que padrão morfológico das barras mudam significativamente conforme influência da amplitude da maré, quanto maior a amplitude de maré, maior a relação comprimento-largura das barras e maior o grau de desenvolvimento das barras no estuário. Dalrymple & Choi (2007) especificaram que a morfologia das barras depende da largura e a curvatura do estuário e o comprimento da barra aumente com a largura do estuário (Seminara & Tubino 2001), com a velocidade do fluxo da maré (Schramkowski *et al.* 2002), ou o comprimento da barra variam com a razão largura-profundidade do estuário

(Hibma *et al.* 2003). Portanto, ainda não há uniformidade de opiniões que explique as formas, dimensões e migrações dos padrões de barras em estuários (Leuven *et al.* 2016). As realidades morfológicas das barras de marés do baixo estuário de São Marcos condizem para as informações extraídas a partir das isóbatas de -10 m, padrão adotada para representar morfologia das feições deposicionais neste trabalho, onde as características da magnitude das barras de marés do baixo estuário de São Marcos se enquadram com as especificações dos autores supracitados.

A compreensão dos padrões morfológicos e migratórios das barras é relevante para o gerenciamento de canais de navegação. O conhecimento do sistema da sedimentação em canais de navegação e portos é um aspecto importante e um componente vital para determinar como a evolução morfológica afeta essas atividades e vice-versa (Billy *et al.* 2012, Jalón-Rojas *et al.* 2018, Wang *et al.* 2012, Zheng *et al.* 2025). A presença do Complexo Portuário do Maranhão na área instável morfológicamente requer maior atenção de navegabilidade, e.g. o navio mercante Forte de São Felipe que encalhou nesta área carregado com 22 mil toneladas de bauxita em 2024.

A grande profundidade verificada na depressão de São Marcos pode ser um indicativo de falha geológica no estuário. Uma vez que Oliveira *et al.* (2012) identificaram uma zona de falhas na área do baixo estuário de São Marcos e na plataforma continental interna, com uma falha traçada sobre a depressão. Na zona costeira amazônica, em particular, Costa *et al.* (2013) e Silva *et al.* (2023) também identificaram a partir de dados batimétricos indicativos de falhas geológicas.

5.1.2 Sistema de delta subaquoso de Vazante

As feições morfológicas que estruturam o delta subaquoso apresentaram comportamento com características morfológicas altamente estáveis ao longo do período estudado (figura 47).

O comportamento morfológico das barras de marés vazante dispostas longitudinalmente na desembocadura do estuário de São Marcos revelam e condizem com as classificações, modelos e características semelhantes já relatadas por (Boyd *et al.* 1992, Dalrymple *et al.* 1992, Cao *et al.* 2021, Daidu *et al.* 2013, Hayes 2005) a respeito das características morfológicas de ambientes dominados por macromarés. A identificação e características das barras da desembocadura foram descritas primeiramente por Morais (1977) e Coutinho & Morais (1976).

No entanto, a migração e progradação das barras de marés vazantes da desembocadura do estuário de São Marcos, que estabeleceram a formação de um delta de maré vazante subaquoso afastam-se dos modelos clássicos (Dalrymple *et al.* 2012, Davis 2012). Baseando-se principalmente nos processos oceanográficos dominantes que governam a distribuição e deposição dos sedimentos em ambientes costeiros dominados por marés, moldando a morfologia e geometria deposicionais distintas, gerando a vista longitudinal das feições morfológicas entrando e seguindo em direção a plataforma (Cao *et al.* 2021, Hayes 2005, Pirmez *et al.* 1998, Swenson *et al.* 2005).

Desta forma, a evolução do comportamento deposicional do delta subaquoso de vazante do estuário de São Marcos se estabeleceu a partir da deflexão do eixo progradacional, com início da deflexão a partir da isóbata de -20 m das barras de vazante da desembocadura do estuário. A deflexão ocasionou migração e acumulação de sedimentos dos leitos frontais do delta subaquoso, progradando aproximadamente 90 km para leste em aproximadamente 7000 km² de área, revelando um terceto delta subaquoso altamente deflexivo estruturado em um ambiente marinho com dominância do processo oceanográfico das macromarés.

Mapas batimétricos da plataforma continental adjacente a noroeste (G. T. de M. Dias *et al.* 2021) e a sudeste (Santos 2023) da área de estudo, revelam que ambos os setores preservam as características geométricas ou morfológica das respectivas linhas de costa, evidenciando que a espacialização da deflexão do delta é restrita da área estuada.

Deltas modernos de ambientes dominados por marés com estas características, até então, nunca foram descritos na literatura científica. Sendo uma única publicação de um delta deflexivo de ambiente dominado por marés descritas para antigo ambiente sedimentar a partir de afloramentos (Longhitano & Steel 2016), que associaram a deflexão a eventos tectônicos gerados por processos geológicos e hidrodinâmicos. Keller & Richards (1967); Galloway (2002) e Willis (2005) verificaram que as deflexões dos deltas são geradas pela influência dos processos hidrodinâmicos restritos das regiões de “esteritos”, ou em deltas deflexivos modernos fortemente associados a deltas de vazante de ambientes dominados por ondas, que estão constantemente em processos migratórios.

Deltas antigos de afloramentos revelaram estratigrafias e empilhamentos de fácies inesperados, que foram mal interpretados ou atribuídos a diferentes configurações deposicionais. Um elemento comum nestes deltas é a mudança progressiva e ascendente no processo dominante de dispersão de sedimentos registrado na fácies delta. Os estágios iniciais da progradação são dominados por litofácies influenciadas pelos rios e pelas ondas, enquanto os avanços deltaicos tardios ocorrem com uma predominância da circulação das correntes de

maré nas frentes do delta e as morfologias consequentes são desviadas/alongadas na direção do fluxo das marés (Longhitano & Steel 2016).

De uma forma geral, a deflexão frontal deltaica é influenciada por vários fatores de ordens geológica e ou hidrodinâmica. Aqui estão as principais causas segundo Longhitano & Steel (2016): a deflexão da frente do delta é um processo complexo influenciado por fatores naturais, suprimento de sedimentos, condições hidrodinâmicas (interações entre ondas e correntes), forçantes de marés, estruturas geológicas (falhas e subsidência), bem como influências antropogênicas. Compreender esses fatores é crucial para prever o comportamento do delta e gerenciar os ambientes costeiros de forma eficaz.

A área de estudo está situada em uma região fortemente influenciada por eventos geológicos, entre os mais relevantes e.g. Arco Ferrer Urbano Santos, processo de formação da Bacia de São Luís, Gráben ilha Nova, sistemas de zonas de falhas, encaixada na zona de fratura Romanche, depocentro de rift (Dominguez 2011, 2012; Góes 1995; Góes & Coimbra 1996; Góes & Rossetti 2001; Kotschoubey, Calaf, *et al.* 2005; Kotschoubey *et al.* 2005; Lima 2013; Oliveira *et al.* 2012; Rodrigues *et al.* 1994; Soares Júnior 2007), indicando forte indícios de eventos tectônicos na deflexão do delta subaquoso (figura 49).

Uma vez que, concomitante a estes dados, os dados hidrodinâmicos revelam características que não induzem a associação da deflexão pela ação da dinâmica na plataforma média e externa, já que as forçantes das marés são predominantemente paralelas a linha de costa com predominância das correntes para NW (Johns *et al.* 1998; Silva *et al.* 2007). Vinícius Santos (comunicação verbal) revelou que as correntes sobre o canal principal (E1 e E2) não são direcionadas conforme disposição SW-NE do canal e sim obedecem a disposição bidirecional paralelo a costa, indicando que as correntes fluem pelos canais entre as barras do delta subaquoso orientadas E-W, com predominância das correntes para oeste (enchente) nesta porção da plataforma sobre o delta subaquoso, (figura 49).

A incógnita a respeito do processo de morfogênese do delta subaquoso de São Marcos será o grande desafio futuro, uma vez que a batimetria permitiu a identificação do ambiente submerso único, deflexionado sobre o canal herdado que se prolonga do interior do estuário até limite da isóbata de -100 m na quebra da plataforma, melhor evidenciado nos mapas batimétricos da plataforma do Maranhão (Dias *et al.* 2021) figura 50.

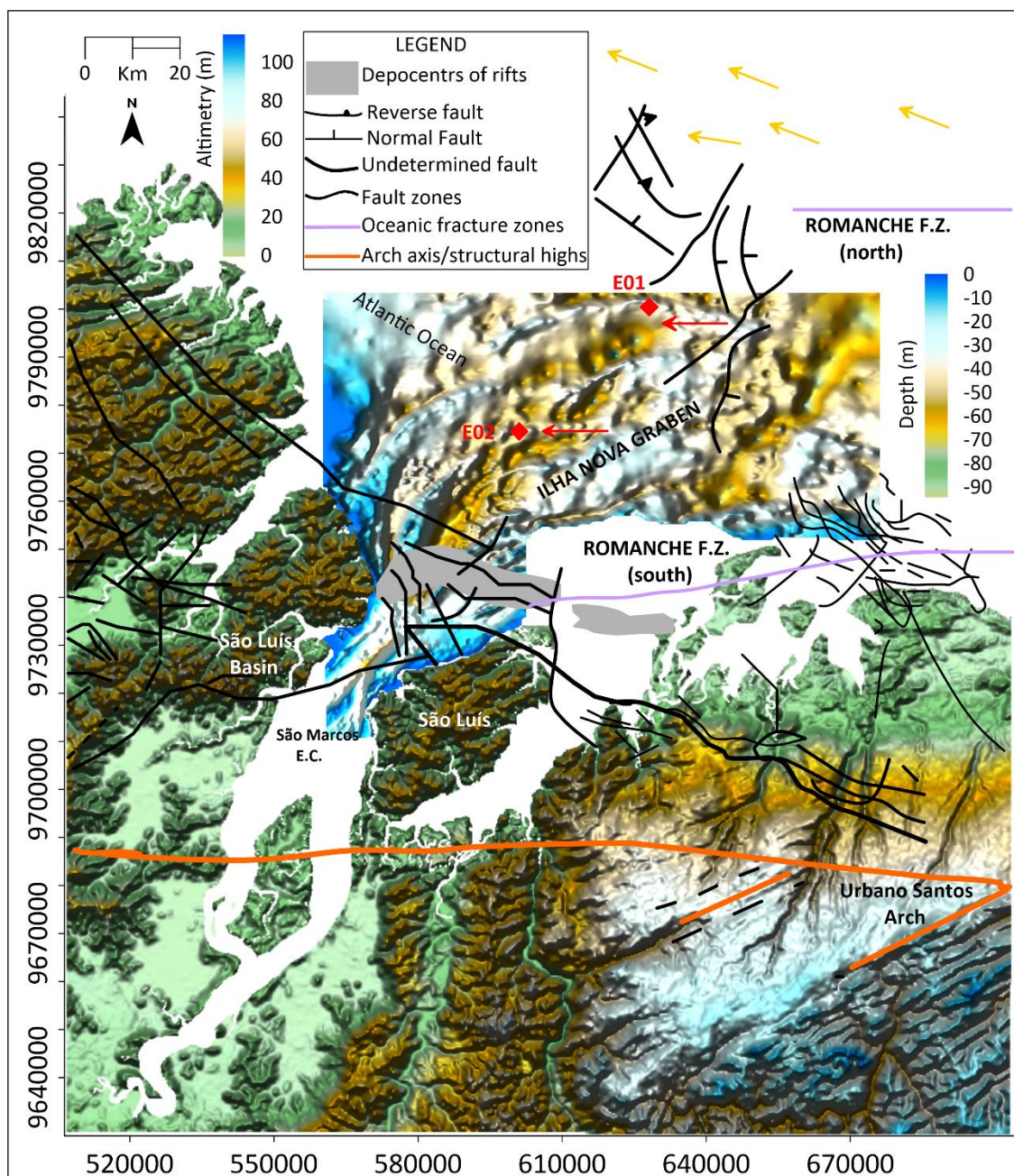


Figura 49 - Mapa modificado de Oliveira et al. (2012), espacializando as características geológicas no continente e nas áreas submersas. As setas amarelas indicam direção predominante das correntes ao longo da plataforma média e externa (Silva et al. 2007) e os pontos vermelhos E01 e E02 indicam local de coleta de dados de correntes sobre o canal principal e as setas em vermelho indicam direção predominante das correntes.

5.1.3 Correlação entre mudanças multidecadais

A quantificação de materiais erodidos e sedimentados constitui o balanço sedimentar (Stapor 1973), fator importante para compreender o comportamento dinâmico dos ambientes, identificando mudanças de ordem batimétrica, morfológica e ambientais.

A compreensão evolutiva da morfologia de fundo associada a dinâmica dos sedimentos em escalas multitemporais ajuda no equilíbrio e proteção dos ecossistemas submersos, mudanças morfológicas implica em mudanças de *habitats* (Schmitt & Chaumillon 2023), com a perda de *habitat* relacionada a processos erosivos.

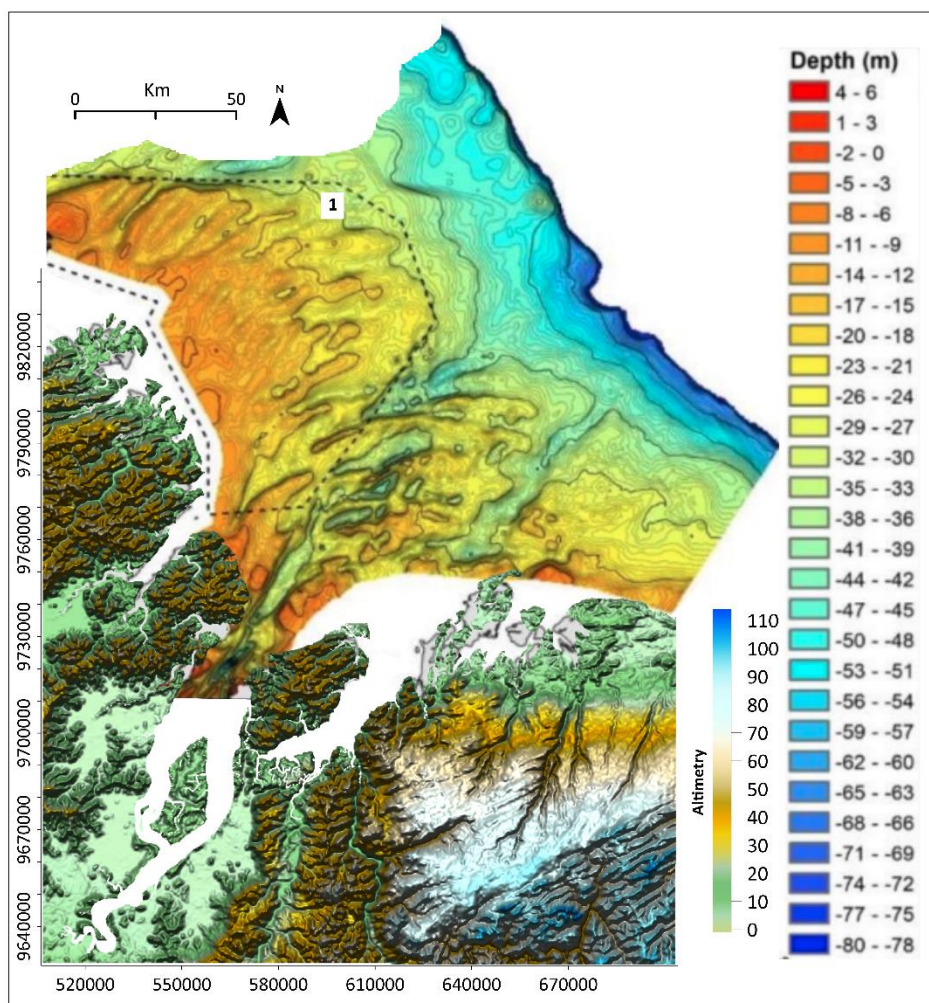


Figura 50 - Mapa batimétrico modificado de (Dias et al. 2021) mostrando a correlação da região costeira com a plataforma continental do Maranhão da área delimitada (1) denominada bancos Cururupu, adjacente à área do delta subaquoso deflexivo. E as barras do delta sobre o canal herdado.

Ambientes estuarinos e de Plataforma estão sujeitos a constante mudanças morfobatimétricas geradas pela dinâmica dos sedimentos em escalas multitemporais e.g. Chang *et al.* (2010), Du *et al.* (2023), Sottolichio *et al.* (2013), Thomas *et al.* (2002), Xie *et al.* (2022), W. Zhang *et al.* (2015) observaram em seu estudo multidecadal no estuário do Gironde que há respostas periódicas a mudanças ao longo dos setores estuarino, com áreas experimentando altas taxas de mudança, enquanto outras não exibem mudanças.

As mudanças morfológicas ao longo do estuário e da área da barra da foz respondem de forma diferente ao aporte de sedimentos. Isso foi atribuído principalmente a característica natural dos sistemas deposicionais influenciados pela maré, refletida pela dominância das correntes de maré e pela diminuição da influência fluvial (Dalrymple & Choi 2007, Luan *et al.* 2016).

Considerando as características dos resultados das configurações dos aspectos mencionados anteriormente, verificamos que os estuários com dominância de marés, são uma caixa de surpresa para cada setor estuarino e para cada momento temporal de investigação. O dinamismo imposto, principalmente pelas forçantes das marés, é o principal gatilho e forçantes competente para gerar tais evolução e ou modificações nas configurações estuarinas, uma vez modificada a morfologia, uma nova realidade, configuração dinâmica, ecológica e ambiental se estabelece.

A configuração atual da tendência erosiva estabelecida restritamente ao baixo estuário de São Marcos, erosão instituída a partir do balanço sedimentar, foi decretada e gerada pela predominância da remoção da cobertura sedimentar dos 30 primeiros metros de profundidade. Uma vez que a Depressão de São Marcos, regida exclusivamente pelo processo deposicional, foi a principal área de acomodação dos sedimentos, que tende a colmatar se as taxas deposicionais persistirem.

O objeto de estudo foi restrito ao baixo estuário pelo fato da disponibilidade dos dados serem restritos a este setor estuarino. Porém, investigações batimétricas do médio e baixo estuário podem revelar uma realidade volumétrica anômala quanto ao balanço sedimentar do conjunto total do estuário se comparado aos dados do baixo estuário. Uma vez que em campo, nas coletas de sedimentos superficiais, o setor do médio estuário não apresentava condições de navegabilidade para uma embarcação com menos de um metro de calado em condições de maré baixa. Bem como as isóbatas de -10 m e 0 m, da carta náutica de 2022, foram plotados no mapa como indicativo de baixas profundidades encontradas a SW da área (figura 51).

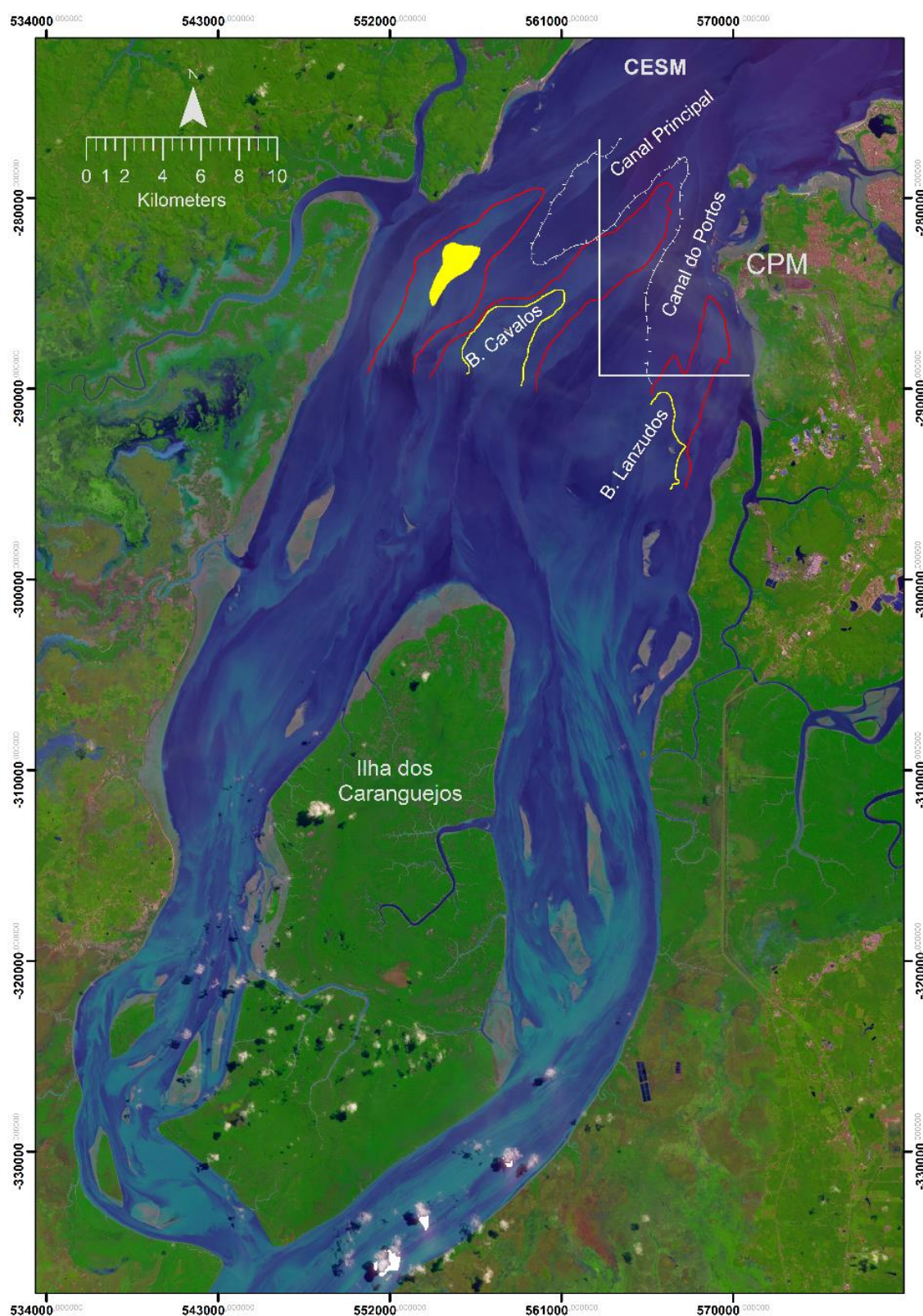


Figura 51 - Imagem do médio estuário mostrando diversas áreas da morfologia do fundo aflorante. Isóbatas da carta náutica de 2022 foram plotados como indicativo de transição do profundo baixo estuário para o raso médio estuário. As linhas vermelhas representam as isóbatas de -10m, as linhas e polígono amarelo representam as isóbatas de 0 m, alinha tracejada branca mostra os limites -20 m dos canais e a linha barco indica o limite da carta náutica de 1977.

5.2 Sedimentos Superficiais de fundo

As características dos depósitos dos sedimentos superficiais do fundo do estuário de São Marcos apresentam recobrimento amostral e caracterização textural para a região do estuário médio, inferior e plataforma continental interna adjacente. Estudos anteriores foram realizados na década de 1970 eram imprecisos quanto ao posicionamento geográfico das amostras (Morais 1977). Enquanto os mais recentes, restringem-se a zona de abrangência portuária (Rodrigues 2016).

Contrariando a ideia de Elliott & McLusky (2002) que os estuários apresentam variações espaciais e temporais contínuas, o estuário de São Marcos e a plataforma continental adjacente apresentaram não se comporta desta forma, tanto no que se refere a variabilidade das características granulométricas e das fácies texturais dos sedimentos superficiais de fundo.

Uma vez que as características dos padrões espaciais de distribuição dos sedimentos superficiais no médio e baixo estuário permaneceram praticamente inalteradas há 45 anos. Pois as características do padrão de distribuição descritas por Moraes (1977) estão em concordância com as características verificadas atualmente, com mesmo padrão espacial de distribuição de sedimentos do fundo.

A quantificação e espacialização dos teores das propriedades das classes texturais permitiu o reconhecimento dos depósitos de sedimentos superficiais do fundo de ambos os ambientes. A distribuição espacial dos sedimentos de fundo revelou que os ambientes são constituídos predominantemente pela classe granulométrica areia, a partir da associação do diâmetro médio da areia fina e areia média. Classe predominante nas investigações das áreas proximal a zona portuária (Amaral & Alfredin 2010, Chagas 2013, Samaritano *et al.* 2013) e na margem esquerdo do estuário (Santos *et al.* 2019).

O depósito de lama localizado na margem direita do baixo estuário parece ser proveniente, segundo Moraes (1977), da erosão da ilha do Medo associado a própria dinâmica do transporte local, e a sua acumulação ocorre neste local devido a posição das barras de desembocadura do estuário que agem como barreira ao transporte deste material para plataforma. Este posicionamento de Moraes (1977) é duvidoso, uma vez que a ilha do medo é formada por rocha, e a dinâmica local não teria competência de erodir, intemperizar e depositar lama em uma distância pouco maior que 10km.

Uma provável condição para deposição lamosa no mesmo local há 45 anos, estaria relacionado a deposição dos sedimentos em suspensão em uma área de sombra, de baixa corrente, propícia para a deposição de sedimentos lamosos durante os estofos das marés. Outra possibilidade foi levantada por Coutinho & Moraes (1976) que verificaram que na

desembocadura da Baía de São José, o canal bifurca a NW da ilha de São Luís, e as correntes de vazantes ressuspendem e transportam lama para desembocadura.

Morais (1977) também não identificou depósitos lamosos no médio e baixo estuário oriundos do sistema fluvial. Provavelmente pelo fato da influência fluvial ser restrita ao alto estuário (González-Gorbeña *et al.* 2015), já que o médio e baixo estuário são influenciados pelos processos marinhos (Morais 1977, Santos *et al.* 2019). Uma vez que os sedimentos do alto estuário são predominantemente constituídos por sedimentos lamosos (comunicação verbal Vinícius Santos, SECID 2014).

Santos Filho (2022), a partir de estudo de macro escala utilizando dados de sedimentos superficiais da plataforma continental brasileira, resultado da integração de várias fontes pertencentes ao conjunto de dados do Banco Nacional de Dados para a Indústria do Petróleo (Bampetro), observou que a sedimentologia da plataforma do Maranhão e do estuário de São Marcos são formados pela classe textural areia.

A mesma classe foi identificada por Gualberto & El-Robrini (2005) em um levantamento no início do período seco. Eles verificaram que os sedimentos de fundo da plataforma continental do Maranhão, a partir da isóbata de -20m, apresentam cobertura sedimentar superficial constituída de areia. Estas areias são caracterizadas por distribuírem-se espacialmente de forma anômala, exibindo gradação de areia fina a grossa da plataforma interna a offshore. Com exceção a plataforma na região em frente ao estuário de São Marcos, com ocorrência de areia média, classificada segundo a litofácies como areia litoclástica média. A mesma litofácies verificada na plataforma interna durante período seco neste trabalho.

Amorim (2022) traçou perfil longitudinal ao longo do canal principal, desde o funil estuarino até limite da quebra da plataforma, mostrou que os sedimentos apresentaram classificação predominantemente de areia, variando de areia fina no baixo estuário e areia grossa na porção externa da quebra da plataforma, com predomínio de areia média nos pontos amostrados.

Os teores de carbonato de cálcio e matéria orgânica tiveram comportamento inversamente proporcionais entre os períodos sazonais. O maior aporte (teor) de carbonato no período seco e maiores teores de matéria orgânica no período chuvoso são bons indicativos da influência marinha no sistema no período seco e do fluvial no período chuvoso. Uma vez o estuário está localizado proximal a possíveis fontes de carbonato (Dias *et al.* 2021; Santos filho 2022) e de manguezal.

Segundo Santos *et al.* (2019), os carbonatos de cálcio presentes nos sedimentos do estuário de São Marcos derivam de fontes alóctones na plataforma continental e de materiais bioclásticos autóctones, com teores de carbonato semelhante em todo o canal estuarino.

6 CONCLUSÕES

Este trabalho explorou as mudanças morfológicas no estuário de São Marcos e plataforma adjacente nos últimos 45 anos, juntamente com a distribuição dos sedimentos superficiais de fundo em um período sazonal.

Os resultados multidecadais, evidenciaram que em frente ao Terminal Portuário de São Luís apresentou as mudanças morfológicas mais relevantes. Quanto as mudanças batimétricas mais significativas, a Depressão de São Marcos experimentou maior redução de cotas batimétricas, sedimentação impulsionada pela migração longitudinal da barra dos Cavalos, feição deposicional mais proeminente do estuário.

O canal Principal foi a feição de maior relevância morfológica, sua magnificência estende-se desde o estuário até limite da quebra da plataforma, sugerindo uma herança morfológica.

As barras internas e desembocadura do estuário que adentram a plataforma interna são classificadas como barras longitudinais geradas pelas marés, comprovando que as feições deposicionais são modeladas pela dinâmica do fluxo das correntes de maré.

O padrão de transporte de sedimentos inferido a partir da orientação de migração das barras longitudinais, associado a quantificação do balanço sedimentar mostra o predomínio da dinâmica de maré vazante.

Os processamentos dos dados batimétricos da plataforma adjacente ao estuário revelaram a existência de uma morfologia única, um delta subaquoso constituídos por três barras fortemente deflexionadas juntamente com o canal Principal. Deflexão direcionada atualmente não conforme com o fluxo predominante das correntes de maré, provavelmente consequência da herança tectônica.

O balanço sedimentar revelou que o baixo estuário e plataforma adjacente experimentaram nas últimas quatro décadas e meia aumento do volume líquido, provocado pela redução no volume sedimentos. No estuário, a erosão foi mais pronunciada nos trinta primeiros metros de profundidade e na porção da plataforma a erosão foi verificada nos vinte cinco primeiros metros de profundidade.

A associação dos dados granulométricos e teor de carbonato revelou que há predominância de sedimento litoclástico no estuário e plataforma adjacente em ambos os momentos sazonais. Entretanto, no período seco observa-se maiores teores de CaCO_3 nos

sedimentos oriundos da plataforma continental, enquanto no período chuvoso observa-se menores concentrações.

A distribuição espacial dos sedimentos demonstrou existir predominância de silte, areia fina e areia média na porção estuarina. Existe uma continua distribuição das classes texturais, tanto no período seco quanto chuvoso. No entanto, na plataforma continental adjacente observa-se uma concentração de areia média no período seco e areia fina e média no período chuvoso.

O estudo morfobatimétrico e sedimentológico apresentado nesta tese permite concluir que o estuário de São Marcos e a plataforma continental adjacente experimentaram um processo de perda de volume sedimentar ao longo das últimas quatro décadas. É importante ressaltar que a área com maior mobilidade morfobatimétrica no contexto estuarino está localizada no Terminal Portuário de São Luís; enquanto o delta subaquoso de maré vazante apresenta estabilidade morfológica, porém a boia de sinalização do canal de acesso está posicionada sobre uma barra longitudinal do delta subaquoso.

Esta tese apresenta uma excelente aplicabilidade para estudos ambientais em áreas portuárias e hidrovias em ambientes estuarinos e detáicos.

REFERÊNCIAS

- Ab'Saber A. N. 1960. Contribuição à geomorfologia do estado do Maranhão. *Notícia Geomorfológica*, 3(5), 35–45.
- Agência Nacional das Águas - ANA. 2021. *Hidroweb: Sistema de Informações Hidrológicas - Dados Pluviométricos* [Dados online]. www.snirh.gov.br/hidroweb
- Aldridge J. N. 1997. Hydrodynamic Model Predictions of Tidal Asymmetry and Observed Sediment Transport Paths in Morecambe Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44(1), 39–56. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0113>.
- Allen G. P. 1972. *Étude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde*. Institut de géologie du bassin d'Aquitaine. <https://books.google.com.br/books?id=1-4RAQAAMAAJ>
- Allen G. P., & Posamentier H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research*, 63(3), 378–391. <https://doi.org/10.1306/D4267B09-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Allen G. P., Salomon J. C., Bassoullet P., Penhoat Y. D., & Grandpré C. de. 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26(1), 69–90. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90006-8).
- Amaral R., & Alfredin P. 2010. Modelação Hidrossedimentológica no Canal de Acesso do Complexo Portuário do Maranhão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 15(2), 5–14. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v15n2.p5-14>.
- Amaral R. F. D. 2006. *Caracterização hidrossedimentológica do Canal de Acesso do Complexo Portuário do Maranhão*. (São Paulo) [PhD Thesis, Universidade de São Paulo]. <https://doi.org/10.11606/T.3.2006.tde-19042007-171908>.
- Amorim K. R. K. G. 2022. *Composição espacial da meiofauna bêntica da plataforma continental do Maranhão* (São Luís) [Master's dissertation, Universidade Federal do Maranhão]. <https://tedebc.ufma.br/jspui/handle/tede/4194>
- ANASTAS A. S., DALRYMPLE R. W., JAMES N. P., & NELSON C. S. 1997. Cross-stratified calcarenites from New Zealand: subaqueous dunes in a cool-water, Oligo-Miocene seaway. *Sedimentology*, 44(5), 869–891. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-57.x>.
- Anthony E. J., Brunier G., Besset M., Goichot M., Dussouillez P., & Nguyen V. L. 2015. Linking rapid erosion of the Mekong River delta to human activities. *Scientific Reports*, 5(1), 14745. <https://doi.org/10.1038/srep14745>.
- Asp N. E., Gomes V. J. C., Schettini C. A. F., Souza-Filho P. W. M., Siegle E., Ogston A. S., Nittrouer C. A., Silva J. N. S., Nascimento W. R., Souza S. R., Pereira L. C. C., & Queiroz M. C. 2018. Sediment dynamics of a tropical tide-dominated estuary: Turbidity maximum, mangroves and the role of the Amazon River sediment load. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 214, 10–24. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.09.004>.
- Aubrey D. G., & Speer P. E. 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21(2), 185–205. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90096-4](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90096-4).
- Ayranci K., & Dashtgard S. E. 2016. Asymmetrical deltas below wave base: Insights from the Fraser River Delta, Canada. *Sedimentology*, 63(3), 761–779. <https://doi.org/10.1111/sed.12237>.
- Azhikodan G., & Yokoyama K. 2019. Seasonal morphodynamic evolution in a meandering channel of a macrotidal estuary. *Science of The Total Environment*, 684, 281–295. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.289>.
- Barbosa G. V., & Novaes Pinto M. 1973. Geomorfologia. In *Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.23 São Luís e parte da folha SA.24 Fortaleza; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra* 3ª ed, Rio de Janeiro. DNPM.; p. 1–26.

- Barnard P. L., Erikson L. H., Elias E. P. L., & Dartnell P. 2013a. Sediment transport patterns in the San Francisco Bay Coastal System from cross-validation of bedform asymmetry and modeled residual flux. *Marine Geology*, **345**, 72–95. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.011>.
- Barnard P. L., Schoellhamer D. H., Jaffe B. E., & McKee L. J. 2013b. Sediment transport in the San Francisco Bay Coastal System: An overview. *Marine Geology*, **345**, 3–17. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.005>.
- Bartholdy J., Flemming B. W., Bartholomä A., & Ernstsens V. B. 2005. Flow and grain size control of depth-independent simple subaqueous dunes. In *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* Vol. 110, Número F4. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JF000183>
- Bastos A. C., Collins M., & Kenyon N. H. 2003. Morphology and internal structure of sand shoals and sandbanks off the Dorset coast, English Channel. *Sedimentology*, **50**(6), 1105–1122. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00596.x>.
- Bell R., Green M., Hume T., & Richard R. 2000. What regulates sedimentation in estuaries? *Water & Atmosphere*, **8**(4), 13–16.
- Bhattacharya J. P., Robinson A., Olariu C., Adams M. M., & Howell C. D. 2002. Distributary Channels, Fluvial Channels or Incised Valleys? *Houston Geological Society Bulletin*, **44**(6), 11–11.
- Biggs R. B., & Howell B. A. 1984. The estuary as a sediment trap: alternate approaches to estimating its filtering efficiency. In V. S. Kennedy (Org.), *The Estuary As a Filter*. Academic Press.; p. 107–129. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-405070-9.50012-8>.
- Billy J., Chaumillon E., Fénies H., & Poirier C. 2012. Tidal and fluvial controls on the morphological evolution of a lobate estuarine tidal bar: The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary (France). *Geomorphology*, **169–170**, 86–97. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.04.015>.
- Bitencourt D. M. 2015. *Descrição pontual de maré, perfil de correntes e suas inter-relações em um ponto do estuário do rio Mearim, SÃO LUIS, Maranhão*. (Porto Alegre) [Master's dissertation]. Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul.
- Blott S. J., Pye K., Van Der Wal D., & Neal A. 2006. Long-term morphological change and its causes in the Mersey Estuary, NW England. *Geomorphology*, **81**(1–2), 185–206. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.008>.
- Blott S. J., Pye K., Wal D. van der, & Neal A. 2006. Long-term morphological change and its causes in the Mersey Estuary, NW England. *Geomorphology*, **81**(1), 185–206. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.008>.
- Boothroyd J. C., & Hubbard D. K. 1975. Genesis Of Bedforms In Mesotidal Estuaries. In L. E. Cronin (Org.), *Geology and Engineering*. Academic Press.; p. 217–234. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50018-6>.
- Borges M. S., Costa J. B. S., Bemerguy R. L., Ferreira Júnior C. A. P., & Hasui Y. 1995. A esculturação da paisagem do litoral norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos no Quaternário. *Boletim de Resumos Expandidos*, 423–424.
- Borsje B. W., Vries M. B. de, Hulscher S. J. M. H., & Boer G. J. de. 2008. Modeling large-scale cohesive sediment transport affected by small-scale biological activity. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **78**(3), 468–480. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.01.009>.
- Boyd R., Dalrymple R., & Zaitlin B. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. *SEPM Special Publication*, **84**, 171–235.
- Boyd R., Dalrymple R., Zaitlin B. A., Donoghue J. F., Davis R. A., Fletcher C. H., & Suter J. R. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. In *Quaternary Coastal Evolution. Sediment. Geol* Vol. 80. p. 139–150.
- Brito P. O. 2009. *Impactos da elevação do nível médio do mar em ambientes costeiros: O caso do estuário do Sado* (Lisboa) [PhD Thesis]. Universidade de Lisboa.

- Brooks G. R., & Doyle L. J. 1998. Recent sedimentary development of Tampa Bay, Florida; a microtidal estuary incised into Tertiary platform carbonates. *Estuaries*, **21**(3), 391–406. <https://doi.org/10.2307/1352838>.
- Brown C. J., Smith S. J., Lawton P., & Anderson J. T. 2011. Benthic habitat mapping: A review of progress towards improved understanding of the spatial ecology of the seafloor using acoustic techniques. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **92**(3), 502–520. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.02.007>.
- Cao C., Cai F., Qi H., Zheng Y., & Lu H. 2021. Characteristics of Underwater Topography, Geomorphology and Sediment Source in Qinzhou Bay. *Water*, **13**(10), 1392. <https://doi.org/10.3390/w13101392>.
- Carniello L., Defina A., Fagherazzi S., & alpaos L. 2005. A combined wind wave-tidal model for the Venice Lagoon, Italy. *J. Geophys. Res.*, **110**. <https://doi.org/10.1029/2004JF000232>.
- Cavalcanti V. M. M. 2011. Plataforma continental: a última fronteira da mineração brasileira. *Brasília: DNPM*, 104.
- Chagas F. M. 2013. *Dinâmica de ondas de areia na Baía de São Marcos (Ponta da Madeira/MA): observações e modelagem numérica* (São Paulo) [Master's dissertation, Universidade de São Paulo]. <https://doi.org/10.11606/D.21.2013.tde-31032014-161956>.
- Chang T. S., Kim S.-P., Yoo D. G., Lee S., & Lee E. 2010. A large mid-channel sand bar in the macrotidal seaway of outer Asan Bay, Korea: 30 years of morphologic response to anthropogenic impacts. *Geo-Marine Letters*, **30**(1), 15–22. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0146-6>.
- Cloern, J. E., & Nichols, F. H. (Eds.). 1985. *Temporal dynamics of an estuary: San Francisco Bay* (Dordrecht, Netherlands). Kluwer.; USGS Publications Warehouse. <https://pubs.usgs.gov/publication/70174919>
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. 2004. *Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Sistemáticos*. [Relatório Anual]. p. 20.
- Cordani U. G., Brito Neves B. B. de, & Thomaz Filho A. 2009. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências da Petrobrás*.
- Costa M., Rollnic M., Silveira O., Miranda A., & Santos R. 2013. Morphological and sedimentological processes of an Amazon Estuary, Maguari River (Pará - Northern Brazil). *Journal of Coastal Research*, **165**, 1110–1115. <https://doi.org/10.2112/SI65-188.1>.
- Coutinho P. da N., & Morais J. O. de. 1976. *Distribuição de sedimentos na Baía de São José, no Estado do Maranhão (Brasil)* (Arquivos de Ciências do Mar., Fortaleza) [Relatório técnico]. LABOMAR.; p. 15. <http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/1649>
- Coutinho P. N. 1998. Sedimentação na Plataforma Continental Brasileira. *Revista de Geologia UFC*, 65–72.
- Cunha F. 1993. Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. *Anuário do Instituto de Geociências*, **16**, 80–81. https://doi.org/10.11137/1993_0_80-81.
- Dai Z., Liu J. T., Fu G., & Xie H. 2013. A thirteen-year record of bathymetric changes in the North Passage, Changjiang (Yangtze) estuary. *Geomorphology*, **187**, 101–107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.004>.
- Daidu F., Yuan W., & Min L. 2013. Classifications, sedimentary features and facies associations of tidal flats. *Journal of Palaeogeography*, **2**(1), 66–80. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00018>.
- D'Alpaos A., Lanzoni S., & Rinaldo A. 2010. On the tidal prism—Channel area relations. *Journal of Geophysical Research*, **115**. <https://doi.org/10.1029/2008JF001243>.
- Dalrymple R. 2010. Tidal depositional systems. *In Facies Models 4*. p. 201–231.

- Dalrymple R., Kirby J., & Hwang P. 1984. Wave Diffraction Due to Areas of Energy Dissipation. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-asce - J Waterw port Coast oc-asce*, **110**. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1984\)110:1\(67\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1984)110:1(67)).
- Dalrymple R., Mackay D., Ichaso A., Choi, & Choi K. 2012. Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In *Principles of Tidal Sedimentology*. p. 79–107. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_5.
- Dalrymple R. W., & Choi K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, **81**(3), 135–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>.
- Dalrymple R. W., Knight R. J., Zaitlin B. A., & Middleton G. V. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay—Salmon River Estuary (Bay of Fundy). In *Sedimentology* Vol. 37, Número 4. p. 577–612. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00624.x>
- Dalrymple R. W., & Rhodes R. N. 1995. Chapter 13 Estuarine Dunes and Bars. In G. M. E. Perillo (Org.), *Developments in Sedimentology* Vol. 53. Elsevier.; p. 359–422. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80033-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80033-0).
- Dalrymple R. W., Zaitlin B. A., & Boyd R. 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, **62**(6), 1130–1146.
- Dantas M. E., Shinzato E., Bandeira I. C. N., de Souza L. V., & Renk J. F. C. 2013. Compartimentação geomorfológica do Estado do Maranhão. In *Geodiversidade do Estado do Maranhão. CPRM – Serviço Geológico do Brasil* Teresina. Bandeira, I.C.N.; p. 31-62.
- Davis Jr. R. 2012. *Ambientes Sedimentares Costeiros* (2ª edição rev., Nova York). Springer.
- Davis Jr R. A., & Dalrymple R. W. 2010. *Principles of Tidal Sedimentology*. p. 621. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6>.
- Davis R. A., & Hayes M. O. 1984. What is a wave-dominated coast? *Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments*, **60**(1), 313–329. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90155-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90155-5).
- De Swart H. E., & Zimmerman J. T. F. 2009. Morphodynamics of Tidal Inlet Systems. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **41**(1), 203–229. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.010908.165159>.
- de Vriend H. J., Zyserman J., Nicholson J., Roelvink J. A., Péchon P., & Southgate H. N. 1993. Medium-term 2DH coastal area modelling. *Special Issue Coastal Morphodynamics: Processes and Modelling*, **21**(1), 193–224. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(93\)90050-I](https://doi.org/10.1016/0378-3839(93)90050-I).
- Defant A. 1961. *Physical Oceanography*. Macmillan. <https://books.google.com.br/books?id=kOUHAQAIAAJ>
- Dias G. T. de M., Silva R. C. de O., & Santos Filho J. R. dos. 2021. Manoel Luiz Reefs morphology unveiled by high resolution satellite images (North Brazilian Continental Shelf). *Quaternary and Environmental Geosciences*, **12**(1), 46–59. <https://doi.org/10.5380/abequa.v12i1.76577>.
- Dias G. T. M. 1996. Dias, G. T. M. (1996). Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. *nais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, **39**, 423–426.
- Dias G. T. M. 2000. Granulados bioclásticos: algas calcárias. *Revista Brasileira de Geofísica*, **18**.
- Dias J. A., Azeiteiro U., Costa M. F., Boski T., Fortunato A. B., Bertin X., Dias J. M., Matias A., Coco G., Fernandes E. H., Oliveira A., Concejo A. V., Larson M., & Silva P. 2015. Estuarine and coastal morphodynamics - Editorial. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, **15**(1), 5–7. <https://doi.org/10.5894/rgci595>.
- Dionne J. 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **7**, 36–44.

- Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). 1972. *Cartas de correntes de maré, proximidades da Baía de São Marcos e Portos de São Luís e Itaqui*. Centro de Hidrografia da Marinha Brasil. (Versão 1) [Data set].
- Dominguez J. M. L. 2011. *A Evolução Pós-Barreiras da Zona Costeira Leste do Brasil*. *Anais do XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*. ABEQUA, III Encontro do Quaternário Sulamericano, XIII ABEQUA Congress – The South American Quaternary: Challenges and Perspectives. <http://www.abequa.org.br/trabalhos/landim2011.pdf>
- Dominguez J. M. L. 2012. Ambientes Geológicos da Costa Brasileira. In *A Geologia do Brasil* São Paulo. Beca.; p. 642–650.
- Dronkers J. 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, **20**(2), 117–131. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90036-0](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90036-0).
- Dronkers J. 2017. Convergence of estuarine channels. *Continental Shelf Research*, **144**, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.012>.
- Du Y., Cheng Z., & You Z. 2023. Morphological changes in a macro-tidal estuary during extreme flooding events. *Frontiers in Marine Science*, **9**, 1112494. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1112494>.
- Dunn R. J. K., Zigic S., Burling M., & Lin H.-H. 2015. Hydrodynamic and Sediment Modelling within a Macro Tidal Estuary: Port Curtis Estuary, Australia. *Journal of Marine Science and Engineering*, **3**(3), 720–744. <https://doi.org/10.3390/jmse3030720>.
- Dyer K. R. 1973. Estuaries: A physical introduction. *Limnology and Oceanography*, **18**(6), 1012–1012. <https://doi.org/10.4319/lo.1973.18.6.1012>.
- Dyer K. R. 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. *Geological Journal*, **22**(2), 169–169. <https://doi.org/10.1002/gj.3350220210>.
- Elliott A. J. 1978. Observations of the meteorologically induced circulation in the Potomac estuary. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **6**(3), 285–299. [https://doi.org/10.1016/0302-3524\(78\)90017-8](https://doi.org/10.1016/0302-3524(78)90017-8).
- Elliott M., & McLusky D. S. 2002. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **55**(6), 815–827. <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1031>.
- El-Robrini M. 1992. *Evolution rapide des fonds d'une zone estuaire : le secteur d'Itaqui-baie São Marcos-Maranhão (Brésil)*. In *Evolution des littoraux de Guyane et de la zone caraïbe méridionale pendant le quaternaire* Paris. ORSTOM.; p. 159–176. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:37522>
- El-Robrini M., Marques V. J., Silva M. A., El-Robrini M. H. S., Feitosa A., Tarouco J. E. F., Santos J. H. S., & Viana J. R. 2006. Atlas de erosão e progradação da zona costeira do estado do maranhão – região amazônica: área oceânica e estuarina. In *Atlas de erosão e progradação da zona costeira brasileira* São Paulo. Dieter Muehe.; p. 1–44.
- Fagherazzi S., Edmonds D. A., Nardin W., Leonardi N., Canestrelli A., Falcini F., Jerolmack D. J., Mariotti G., Rowland J. C., & Slingerland R. L. 2015. Dynamics of river mouth deposits. *Reviews of Geophysics*, **53**(3), 642–672. <https://doi.org/10.1002/2014RG000451>.
- Fairbridge R. W. 1980. The estuary: Its definition and geodynamic cycle. In *Chemistry and biogeochemistry of estuaries* Chichester [England]. Wiley.
- Feitosa A. C. 1983. *O Maranhão primitivo : uma tentativa de reconstituição* (São Luís). Editora Augusta.
- Feitosa A. C. 2006. Relevo do Estado do Maranhão: uma nova proposta de classificação topomorfológica. *Anais, VI Simpósio Nacional de Geomorfologia*, 1–6.
- Ferreira Júnior C. R. P. 1996. *Neotectônica na bacia de São Luís* (Belém) [Master's dissertation]. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Ferreira R. M. da S. do A. 2011. *Técnica de interferometria sar e modelagem hidrodinâmica para avaliação de locais adequados ao aproveitamento da energia das correntes de maré* (Rio de Janeiro) [PhD Thesis]. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- Filho P. W. M., Cohen M. C. L., Lara R. J., Lessa G. C., Koch B., & Behling H. 2006. Holocene Coastal Evolution and Facies Model of the Bragança Macrotidal Flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 306–310. JSTOR.
- FitzGerald D., Kraus N., & Hands E. 2000. *Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets*.
- FitzGerald D. M., Knight J., FitzGerald D. M., & Knight J. 2005. *High Resolution Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries* (1. Aufl., Vol. 8, Dordrecht). Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3296-X>.
- Flemming B. W. 2011. Geology, Morphology, and Sedimentology of Estuaries and Coasts. In *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Elsevier.; p. 7–38. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00302-8>.
- Francini-Filho R. B., Asp N. E., Siegle E., Hocevar J., Lowyck K., D'Avila N., Vasconcelos A. A., Baitelo R., Rezende C. E., Omachi C. Y., Thompson C. C., & Thompson F. L. 2018. Perspectives on the Great Amazon Reef: Extension, Biodiversity, and Threats. *Frontiers in Marine Science*, **Volume 5-2018**. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00142>.
- Francken F., Wartel S., Parker R., & Taverniers E. 2004. Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Letters*, **24**(1), 14–21. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0154-x>.
- French P. 1997. *Coastal and Estuarine Management* (1^o ed, London). Routledge.
- Galloway W. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist (SEPM), Special Publication No. 31*, 127–156.
- Galloway W. E. 2002. Paleogeographic Setting and Depositional Architecture of a Sand-Dominated Shelf Depositional System, Miocene Utsira Formation, North Sea Basin. *Journal of Sedimentary Research*, **72**(4), 476–490. <https://doi.org/10.1306/110801720476>.
- Ganju N. K., & Schoellhamer D. H. 2010. Decadal-Timescale Estuarine Geomorphic Change Under Future Scenarios of Climate and Sediment Supply. *Estuaries and Coasts*, **33**(1), 15–29. <https://doi.org/10.1007/s12237-009-9244-y>.
- Ganju N. K., Schoellhamer D. H., & Jaffe B. E. 2009. Hindcasting of decadal-timescale estuarine bathymetric change with a tidal-timescale model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **114**(F4). <https://doi.org/10.1029/2008JF001191>.
- Garcia P. D. 2007. *Caracterização hidrossedimentológica das correntes de maré e do transporte de sedimentos associado à Área Portuária do Maranhão* [Master's dissertation]. Universidade de São Paulo.
- Góes A. M. 1995. *Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba* [Master's dissertation]. Universidade de São Paulo.
- Góes A. M., & Coimbra A. M. 1996. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio-norte do Brasil. *Simposio de Geologia da Amazonia*.
- Góes A. M., & Rossetti D. F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, **2**, 15–30.
- González-Gorbeña E., Rosman P. C. C., & Qassim R. Y. 2015. Assessment of the tidal current energy resource in São Marcos Bay, Brazil. *Journal of Ocean Engineering and Marine Energy*, **1**(4), 421–433. <https://doi.org/10.1007/s40722-015-0031-5>.
- Gualberto L., & El-Robrini M. 2005. Faciologia da cobertura sedimentar superficial da plataforma continental do maranhão. *FEastcuidoolosg Giae odlaó gciocboesr*.
- Hansen D. V., & Rattray Jr. M. 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, **11**(3), 319–326. <https://doi.org/10.4319/lo.1966.11.3.0319>.
- Hansen D. V., & Rattray M. 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. *Journal of Marine Research*, **23**, 104–122.

- Hansen J. E., Elias E., & Barnard P. L. 2013. Changes in surfzone morphodynamics driven by multi-decadal contraction of a large ebb-tidal delta. *Marine Geology*, **345**, 221–234. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.005>.
- Harris P. T. 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, **57**(3), 273–298. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90034-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90034-6).
- Harris P. T., & Baker E. K. 2012. 1 - Why Map Benthic Habitats? In P. T. Harris & E. K. Baker (Orgs.), *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat* London. Elsevier.; p. 3–22. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385140-6.00001-3>.
- Harris P. T., Hughes M. G., Baker E. K., Dalrymple R. W., & Keene J. B. 2004. Sediment transport in distributary channels and its export to the pro-deltaic environment in a tidally dominated delta: Fly River, Papua New Guinea. *Continental Shelf Research*, **24**(19), 2431–2454. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.07.017>.
- Hayes M. O. 1975. MORPHOLOGY OF SAND ACCUMULATION IN ESTUARIES: AN INTRODUCTION TO THE SYMPOSIUM. In L. E. Cronin (Org.), *Geology and Engineering*. Academic Press.; p. 3–22. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>.
- Hayes M. O. 2005. Tide-Dominated Coasts. In M. L. Schwartz (Org.), *Encyclopedia of Coastal Science* Dordrecht. Springer Netherlands.; p. 982–984. https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_321.
- Hibma A., Vriend H. J. de, & Stive M. J. F. 2003. Numerical modelling of shoal pattern formation in well-mixed elongated estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **57**(5), 981–991. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(03\)00004-0](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(03)00004-0).
- Hir P. L., Monbet Y., & Orvain F. 2007. Sediment erodability in sediment transport modelling: Can we account for biota effects? *Continental Shelf Research*, **27**(8), 1116–1142. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.11.016>.
- IBGE. 1995. *Mapa geomorfológico do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 1995. Escala 1:5.000.000. [Data set].
- IBGE. 2011a. *Geomorfologia: mapa geomorfológico do estado do Maranhão*. Rio de Janeiro: IBGE, 2011b. Escala 1:400.000. [Data set].
- IBGE. 2011b. *Pedologia: mapa exploratório de solos do estado do Maranhão*. Rio de Janeiro: IBGE, Escala 1:400.000. [Data set].
- Iglesias G., & Carballo R. 2011. Can the Seasonality of a Small River Affect a Large Tide-Dominated Estuary? The Case of Ría de Viveiro, Spain. *Journal of Coastal Research*, **27**(6), 1170–1182. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00021.1>.
- Jalón-Rojas I., Sottolichio A., Hanquiez V., Fort A., & Schmidt S. 2018. To What Extent Multidecadal Changes in Morphology and Fluvial Discharge Impact Tide in a Convergent (Turbid) Tidal River. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **123**(5), 3241–3258. <https://doi.org/10.1002/2017JC013466>.
- Janzen C. D., & Wong K.-C. 2002. Wind-forced dynamics at the estuary-shelf interface of a large coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **107**(C10), 2-1-2–12. <https://doi.org/10.1029/2001JC000959>.
- Johns W. E., Lee T. N., Beardsley R. C., Candela J., Limeburner R., & Castro B. 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **28**(1), 103–128. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2).
- Jouanneau J. M., & Latouche C. 1981. *The Gironde Estuary* (Stuttgart, Germany). Schweizerbart Science Publishers. <http://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510570102/Contributions\10\to\Sedimentology>
- Kapsimalis V., Massé L., & Tastet J.-P. 2004. Tidal impact on modern sedimentary facies in the Gironde Estuary, Southwestern France. *Journal of Coastal Research*, 1–11.

- Keller G. H., & Richards A. F. 1967. Sediments of the Malacca Strait, Southeast Asia. *Journal of Sedimentary Research*, **37**(1), 102–127. <https://doi.org/10.1306/74D7166D-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Knowles N., & Cayan D. R. 2004. Elevational Dependence of Projected Hydrologic Changes in the San Francisco Estuary and Watershed. *Climatic Change*, **62**(1), 319–336. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013696.14308.b9>.
- Korus J. T., & Fielding C. R. 2015. Asymmetry in Holocene river deltas: Patterns, controls, and stratigraphic effects. *Earth-Science Reviews*, **150**, 219–242. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.013>.
- Kotschoubey B., Calaf J. M. C., Lobato A. C. C., Leite A. S., & Azevedo C. H. D. 2005a. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará/Oeste do Maranhão. In *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia* Brasília. VGARte.; p. 691–782.
- Kotschoubey B., & Truckenbrodt W. 1981. EVOLUÇÃO POLIGENÉTICA DAS BAUXITAS DO DISTRITO DE PARAGOMINAS-AÇAILÂNDIA (ESTADOS DO PARÁ E MARANHÃO). *Brazilian Journal of Geology*, **11**, 193–202.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., & CALAF J. M. C. 2005b. Evolução Geológica Meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e Extremo Oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**, 263–272.
- Lamour M. R., Soares C. R., & Carrilho J. C. 2004. MAPAS DE PARÂMETROS TEXTURAIS DE SEDIMENTOS DE FUNDO DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ – PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, **55**(0). <https://doi.org/10.5380/geo.v55i0.4286>.
- Lanzoni S., & Seminara G. 2002. Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **107**(C1), 1-1-1–13. <https://doi.org/10.1029/2000JC000468>.
- Larsonneur C. 1977. Cartographie des Depots Meubles sur le Plateau Continental Français: Méthode Mise au Point et Utilisée en Manche. *Journal de Recherche Océanographique*, **2**, 33–39.
- Le Hir P., Sottolichio A., & Foussard V. 2011. *Computation of HydroMorpho-Sedimentary indicators of good ecological status in estuaries, from mathematical process-based models*. 25–28.
- Lee H. J., Jo H. R., Chu Y. S., & Bahk K. S. 2004. Sediment transport on macrotidal flats in Garolim Bay, west coast of Korea: significance of wind waves and asymmetry of tidal currents. *Continental Shelf Research*, **24**(7), 821–832. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.01.005>.
- Lesourd S., Lesueur P., Brun-Cottan J.-C., Auffret J.-P., Poupinet N., & Laignel B. 2001. Morphosedimentary Evolution of the Macrotidal Seine Estuary Subjected to Human Impact. *Estuaries*, **24**(6), 940. <https://doi.org/10.2307/1353008>.
- Leuven J. R. F. W., Kleinhans M. G., Weisscher S. A. H., & Van Der Vegt M. 2016. Tidal sand bar dimensions and shapes in estuaries. *Earth-Science Reviews*, **161**, 204–223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.004>.
- Li P., Li G., Qiao L., Chen X., Shi J., Gao F., Wang N., & Yue S. 2014. Modeling the tidal dynamic changes induced by the bridge in Jiaozhou Bay, Qingdao, China. *Continental Shelf Research*, **84**, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.05.006>.
- Lima A. de S. 2013. *Análise geomorfológica da bacia hidrográfica do rio mearim-ma a partir do quadro geológico regional* (Belo Horizonte) [PhD Thesis]. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS.
- Lima H. P., Dias F. J. S., Teixeira C. E. P., Godoi V. A., Torres A. R., & Araújo R. S. 2021. Implications of turbulence in a macrotidal estuary in northeastern Brazil — The São Marcos Estuarine Complex. *Regional Studies in Marine Science*, **47**, 101947. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101947>.

- Liu H., He Q., Meng Y., Wang Y., & Tang J. 2007. Characteristics of Surface Sediment Distribution and Its Hydrodynamic Responses in the Yangtze River Estuary. *Acta Geographica Sinica*, **62**(1), 81–92. <https://doi.org/10.11821/xb200701009>.
- Longhitano S. G., & Steel R. J. 2016. Deflection of the progradational axis and asymmetry in tidal seaway and strait deltas: insights from two outcrop case studies. *Geological Society, London, Special Publications*, **444**(1), 141–172. <https://doi.org/10.1144/SP444.8>.
- Lu Y., Ji R., & Zuo L. 2009. Morphodynamic responses to the deep water harbor development in the Caofeidian sea area, China's Bohai Bay. *Coastal Engineering*, **56**(8), 831–843. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.02.005>.
- Luan H. L., Ding P. X., Wang Z. B., & Ge J. Z. 2017. Process-based morphodynamic modeling of the Yangtze Estuary at a decadal timescale: Controls on estuarine evolution and future trends. *Geomorphology*, **290**, 347–364. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.016>.
- Luan H. L., Ding P. X., Wang Z. B., Ge J. Z., & Yang S. L. 2016. Decadal morphological evolution of the Yangtze Estuary in response to river input changes and estuarine engineering projects. *Geomorphology*, **265**, 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.022>.
- Maranhão (estado). 2011. *Bacias Hidrográficas: Subsídios para o Planejamento e a Gestão Territorial / Universidade Estadual do Maranhão (São Luís)*. Núcleo Geoambiental Programa de Planejamento e Gestão Territorial.
- Meade R. H. 1972. Transport and Deposition of Sediments in Estuaries. In *Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM133-p91>.
- Melo M. S. de, Sinfrônio E. A. da S., Giannini P. C. F., Fachini M., & Victorino M. C. 2004. Manual De Procedimentos Analíticos. *Departamento De Geologia Sedimentar E Ambiental LABSED - Laboratório De Sedimentologia*.
- Molinaroli E., Guerzoni S., Sarretta A., Masiol M., & Pistolato M. 2009. Thirty-year changes (1970 to 2000) in bathymetry and sediment texture recorded in the Lagoon of Venice sub-basins, Italy. *Marine Geology*, **258**(1–4), 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.12.001>.
- Moore R. D., Wolf J., Souza A. J., & Flint S. S. 2009. Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK: A tidal asymmetry approach. *Geomorphology*, **103**(4), 588–596. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.003>.
- Morais J. O. de. 1977. Processos de sedimentação na Baía de São Marcos, estado do Maranhão, Brasil. *Arq. Ciências do Mar*, **17**(2), 153–164.
- Moskalski S., Floc'h F., Verney R., Fromant G., Le Dantec N., & Deschamps A. 2018. Sedimentary Dynamics and Decadal-Scale Changes in the Macrotidal Aulne River Estuary, Brittany, France. *Journal of Coastal Research*, **34**(6), 1398. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-17-00126.1>.
- Nichols M. M., & Biggs R. B. 1985. Estuaries. in *Coastal Sedimentary Environments* New York. SpringerVerlag.; p. 77–186.
- Novaes R. C., Tarouco J. E. F., Rangel M. E. S., & Dias L. J. B. da S. 2007. Análise da sensibilidade ambiental da parte ocidental da Ilha do Maranhão. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 4089–4096.
- Nowell A. R. M., Jumars P. A., & Eckman J. E. 1981. Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments. *Marine Geology*, **42**(1), 133–153. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90161-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90161-4).
- Nzualo T. N. M., Gallo M. N., & Vinzon S. B. 2018. Short-term tidal asymmetry inversion in a macrotidal estuary (Beira, Mozambique). *Geomorphology*, **308**, 107–117. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.029>.
- Oliveira M., Santarem P., Moraes A., Zalán P., Caldeira J., Tanaka A., & Trosdorf Jr I. 2012. Linked Extensional-compressional Tectonics in Gravitational Systems in the Equatorial Margin of Brazil. *AAPG Memoir*, 159–178. <https://doi.org/10.1306/13351552M1003532>.

- ORTON G. J., & READING H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**(3), 475–512. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x>.
- Pereira L., Dias J., Antunes do Carmo J., & Polette M. 2009. A Zona Costeira Amazônica Brasileira / The Brazilian Amazon Coastal Zone. *Revista da Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management*, **9**, 3–7. <https://doi.org/10.5894/rgci172>.
- Perillo G. M. E. 1995. Chapter 1 Geomorphology and Sedimentology of Estuaries: An Introduction. In G. M. E. Perillo (Org.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries* Vol. 53. Elsevier.; p. 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80021-4](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80021-4).
- Perillo G. M. E., & Syvitski J. P. M. 2010. Mechanisms of sediment retention in estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **87**(2), 175–176. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.10.026>.
- Perillo G., Piccolo M., & Pino M. 1999. *Estuaries of South America*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-60131-6>.
- Pirmez C., Pratson L., & Steckler M. 1998. Clinoform development by advection-diffusion of suspended sediment: Modeling and comparison to natural systems. *Journal of Geophysical Research*, **103**2, 24141–24158. <https://doi.org/10.1029/98JB01516>.
- Portobras. 1988. *Parecer técnico quanto aos aspectos hidráulicos/ sedimentológicos referentes as alternativas de solução do píer petroleiro do porto de Itaqui* (Parecer Técnico Nº 1). p. 51.
- Prandle D. 2003. Relationships between Tidal Dynamics and Bathymetry in Strongly Convergent Estuaries. *Journal of Physical Oceanography*, **33**(12), 2738–2750. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<2738:RBTDAB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<2738:RBTDAB>2.0.CO;2).
- Pratt R. G., & Worthington M. H. 1990. Inverse theory applied to multi-source cross-hole tomography. *Geophysical Prospecting*, **38**(3), 287–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1990.tb01846.x>.
- Pritchard D. W. 1955. *Estuarine Circulation Patterns*. Johns Hopkins University, Chesapeake Bay Institute. <https://books.google.com.br/books?id=CWVGgWAACAAJ>
- Pugh D. T. 1987. *Tides, surges and mean sea level* (United States). John Wiley and Sons Inc., New York, NY. <https://www.osti.gov/biblio/5061261>
- Rodrigues A. C. 2016. *Correlação entre taxa de recomposição do fundo, pluviometria e maré*. (São Paulo) [Master's dissertation]. Universidade de São Paulo.
- Rodrigues T. L. das N., Favilla C. A. C., Camozzato E., & Veríssimo L. S. 1994. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Carta Geológica de Bacabal. Folha SB.23-X-A. Estado do Maranhão* (Escala 1:250.000., Brasília). CPRM.; p. 152.
- Ross J. L. S. 1985. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. *Revista do Departamento de Geografia*, **4**, 25–39.
- Ross J. L. S. 1996. Fundamentos da geografia da natureza. In *Geografia do Brasil*. Edusp.
- Rossetti D. de F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**(1), 77–89. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00008-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00008-6).
- Roulier Brasil LTDA. 2017. *Fotos submarinas do fundo marinho ao largo de Tutoia, Maranhão* [Fotos].
- Roy P., & Crawford E. 1977, janeiro 1. *Significance of Sediment Distribution in Major Coastal Rivers, Northern N.S.W.* (informit.922009037326880). The Third Australian Conference on Coastal and Ocean Engineering, 1977: The Coast, the Ocean and Man, Barton, A.C.T. <https://search.informit.org/doi/10.3316/informit.922009037326880>
- Samaritano L., Chagas F. M., Bernardino J. C. M., Siegle E., & Tessler M. G. 2013. *Hydrodynamic modeling over a sand wave field at São Marcos Bay, Brazil*.
- Santos S. A. dos. 2023. *Geomorfologia da plataforma continental brasileira adjacente ao Delta do rio Parnaíba (PI - MA)*. (Natal) [Master's dissertation]. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós graduação em Geodinâmica e Geofísica.

- Santos V. H. M. dos, Dias F. J. da S., Torres Júnior A. R., & Sousa-Filho P. W. M. 2025. Estuarine Circulation in a Tropical Macrotidal Estuary on the Amazon Coast: Relating Thermohaline Structure and Suspended Particulate Matter Concentration. *Estuaries and Coasts*, **48**(5), 121. <https://doi.org/10.1007/s12237-025-01562-9>.
- Santos Filho J. R. dos. 2022. *Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental brasileira com base na estruturação de um banco de dados como subsídio ao estudo de ambientes carbonáticos mesofóticos e da evolução sedimentar* (Niterói) [PhD Thesis]. Universidade Federal Fluminense.
- Santos T. T. L. 2018. *Distribuição e partição geoquímica de metais em sedimentos de estuários de macromaré, Maranhão, Brasil* (São Luís) [Master's dissertation]. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal do Maranhão.
- Santos T. T. L., Marins R. V., & Da Silva Dias F. J. 2019. Carbon influence on metal distribution in sediment of Amazonian macrotidal estuaries of northeastern Brazil. *Environmental Monitoring and Assessment*, **191**(9), 552. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7626-6>.
- Schmitt A., & Chaumillon E. 2023. Understanding morphological evolution and sediment dynamics at multi-time scales helps balance human activities and protect coastal ecosystems: An example with the Gironde and Pertuis Marine Park. *Science of The Total Environment*, **887**, 163819. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.163819>.
- Schramkowski G. P., Schuttelaars H. M., & de Swart H. E. 2002. The effect of geometry and bottom friction on local bed forms in a tidal embayment. *Proceedings from the Tenth Biennial Conference on the Physics of Estuaries and Coastal Seas*, **22**(11), 1821–1833. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00040-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00040-7).
- Schubel J. R., & Hirschberg D. J. 1978. Estuarine graveyards, climatic change, and the importance of the estuarine environment. In M. L. WILEY (Org.), *Estuarine Interactions*. Academic Press.; p. 285–303. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-751850-3.50024-8>.
- Secretaria de Estado das Cidades e Desenvolvimento Urbano – SECID. 2014. *Plano diretor da bacia hidrográfica do Mearim fase 1 diagnóstico da bacia* (Maranhão) [Plano Diretor]. p. 148.
- Seminara G., & Tubino M. 2001. Sand bars in tidal channels. Part 1. Free bars. *Journal of Fluid Mechanics*, **440**, 49–74. <https://doi.org/10.1017/S0022112001004748>.
- Serejo J. H. F. 2018. *Desvendando as fontes de matéria orgânica para os sedimentos de uma área de manguezal sob a influência de macromaré: complexo estuarino de são marcos, maranhão, brasil*. (São Luís) [Master's dissertation]. Universidade Federal do Maranhão.
- Shepard F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Research*, **24**(3), 151–158. <https://doi.org/10.1306/D4269774-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Siddiqui N., Abd Rahman A. H., Sum C., Yusoff W. I., & Ismail M. 2017. Shallow-marine Sandstone Reservoirs, Depositional Environments, Stratigraphic Characteristics and Facies Model: A Review. *Journal of Applied Sciences*, **17**, 212–237. <https://doi.org/10.3923/jas.2017.212.237>.
- Silva A. C. D., Araujo M., & Pinheiro L. D. S. 2007. Caracterização hidrográfica da plataforma continental do maranhão a partir de dados oceanográficos medidos, remotos e modelados. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**(3). <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2007000300005>.
- Silva A. M. M., Asp N. E., Gomes V. J. C., & Ogston A. S. 2023. Impacts of Inherited Morphology and Offshore Suspended-Sediment Load in an Amazon Estuary. *Estuaries and Coasts*, **46**(7), 1709–1722. <https://doi.org/10.1007/s12237-023-01253-3>.
- Sloss C. R., Jones B. G., Switzer A. D., Nichol S., Clement A. J. H., & Nicholas A. W. 2010. The Holocene infill of Lake Conjola, a narrow incised valley system on the southeast coast of Australia. *Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses*, **221**(1), 23–35. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.06.027>.
- Soares Júnior A. V. 2007. *A fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico* (Belém) [PhD Thesis]. Universidade Federal do Pará.

- Soares Júnior A. V., Costa J. B. S., & Hasui Y. 2008. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três Fases Distensivas. *Geociências*, **27**.
- Soares R. D. A. 2015. *Modelagem do transporte de ictioplâncton no complexo estuarino de São Marcos, Maranhão – Brasil*. (São Luís) [Master's dissertation]. Universidade Estadual Do Maranhão.
- Sondi I., Juračić M., & Pravdić V. 1995. Sedimentation in a disequilibrium river-dominated estuary: the Raša River Estuary (Adriatic Sea, Croatia). *Sedimentology*, **42**(5), 769–782. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00408.x>.
- Sottolichio A., Foussard V., Le Hir P., Lafite R., Lesourd S., Bachelet G., Barillé A. L., Bruchon F., Delattre M., Devreker D., Fattal P., Langlois E., Lepage M., Thiebot J., Vinchon C., & Ximénès M. C. 2011. *Hydro-morpho-sedimentary (HMS) patterns in large turbid estuaries: determination of indicators of the good ecological status, based on links between habitats and species*. 25–28.
- Sottolichio A., Hanquiez V., Périnotto H., Sabouraud L., & Weber O. 2013. Evaluation of the recent morphological evolution of the Gironde estuary through the use of some preliminary synthetic indicators. *Journal of Coastal Research*, **165**, 1224–1229. <https://doi.org/10.2112/SI65-207.1>.
- Souza-Filho P. W. M. 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the northeastern Pará state. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3), 527–530.
- Souza-Filho P. W. M. 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(4), 427–435. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2005000400006>.
- Souza-Filho P. W. M., Lessa G. C., Cohen M. C. L., Costa F. R., & Lara R. J. 2009. The Subsiding Macrotidal Barrier Estuarine System of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* Vol. 107, Berlin, Heidelberg. Springer Berlin Heidelberg.; p. 347–375. https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9_11.
- Stapor F. 1973. History and sand budgets of the barrier island system in the Panama City, Florida, region. *Marine Geology*, **14**(4), 277–286. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(73\)90006-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(73)90006-6).
- Superintendência de Monitoramento e Controle da Qualidade Ambiental (SMCQA),. 2010. *Diagnóstico ambiental da ilha do Maranhão – com a implementação do programa estadual de gerenciamento costeiro do estado do Maranhão – Gerco ilha do Maranhão*. (Maranhão) [Diagnóstico ambiental]. Governo do Estado do Maranhão - Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Naturais – Sema – Ma.
- Swenson J., Paola C., Pratson L., Voller V., & Murray A. B. 2005. Fluvial and marine controls on combined subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modeling of compound-clinoform development. *Journal of Geophysical Research*, **110**. <https://doi.org/10.1029/2004JF000265>.
- Talke S. A., de Swart H. E., & Schuttelaars H. M. 2009. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. *Physics of Estuaries and Coastal Seas: Papers from the PECS 2006 Conference*, **29**(1), 119–135. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.09.002>.
- Talke S. A., & Stacey M. T. 2008. Suspended sediment fluxes at an intertidal flat: The shifting influence of wave, wind, tidal, and freshwater forcing. *Continental Shelf Research*, **28**(6), 710–725. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.12.003>.
- Teixeira S. G., & Souza Filho P. W. M. e. 2009. Mapeamento de ambientes costeiros tropicais (Golfão Maranhense, Brasil) utilizando imagens de sensores remotos orbitais. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27**, 69–82. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2009000500006>.
- Thomas C. G., Spearman J. R., & Turnbull M. J. 2002. Historical morphological change in the Mersey Estuary. *Continental Shelf Research*, **22**(11–13), 1775–1794. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00037-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00037-7).
- Traoré K., Menier D., Gensac E., Le Roy P., Lambert C., Bessin P., Pedoja K., Duperret A., & Le Gall R. 2021. Evolution of a Holocene banner bank controlled by morphodynamics and structural setting of a macrotidal coast: Saint-Brieuc Bay (NW-Europe). *Geoscience Frontiers*, **12**(5), 101183. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101183>.

- Umisan. 2011. *Serviço de apoio à navegação e engenharia. Relatório final dos levantamentos hidrodinâmicos, geofísicos e sedimentológicos no terminal marítimo da Ponta da Madeira*. [Relatório final].
- Uncles R. J. 2002. Estuarine Physical Processes Research: Some Recent Studies and Progress. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **55**(6), 829–856. <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1032>.
- Valadão R. 1998. *Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimentos Crustais)* [PhD Thesis]. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.22366.13120>.
- Valle-Levinson A. 2008. Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **113**(C4). <https://doi.org/10.1029/2007JC004144>.
- Valle-Levinson A., & Blanco J. 2004. Observations of wind influence on exchange flows in a strait of the Chilean Inland Sea. *Journal of Marine Research*, **62**, 720–740. <https://doi.org/10.1357/0022240042387565>.
- Van de Kreeke J., & Robaczewska K. 1993. Tide-induced residual transport of coarse sediment; Application to the EMS estuary. *Netherlands Journal of Sea Research*, **31**(3), 209–220. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(93\)90022-K](https://doi.org/10.1016/0077-7579(93)90022-K).
- Van Der Wal D., Pye K., & Neal A. 2002. Long-term morphological change in the Ribble Estuary, northwest England. *Marine Geology*, **189**(3–4), 249–266. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00476-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00476-0).
- van der Wegen M., Dastgheib A., Jaffe B. E., & Roelvink D. 2011. Bed composition generation for morphodynamic modeling: case study of San Pablo Bay in California, USA. *Ocean Dynamics*, **61**(2), 173–186. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0314-2>.
- van der Wegen M., Jaffe B. E., & Roelvink J. A. 2011. Process-based, morphodynamic hindcast of decadal deposition patterns in San Pablo Bay, California, 1856–1887. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **116**(F2). <https://doi.org/10.1029/2009JF001614>.
- Van Maren D. S., Van Kessel T., Cronin K., & Sittoni L. 2015. The impact of channel deepening and dredging on estuarine sediment concentration. *Continental Shelf Research*, **95**, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.010>.
- Vilas F., Bernabeu A. M., & Méndez G. 2005. Sediment distribution pattern in the Rias Baixas (NW Spain): main facies and hydrodynamic dependence. *Journal of Marine Systems*, **54**(1), 261–276. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.016>.
- Wagoner J. C. V., Mitchum R. M., Campion K. M., & Rahmanian V. D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/Mth7510>.
- Wang X. H., & Andutta F. P. 2013. Sediment Transport Dynamics in Ports, Estuaries and Other Coastal Environments. In A. J. Manning (Org.), *Sediment Transport Rijeka*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/51022>.
- Wang Y.-H., Tang L.-Q., Wang C.-H., Liu C.-J., & Dong Z.-D. 2014. Combined effects of channel dredging, land reclamation and long-range jetties upon the long-term evolution of channel-shoal system in Qinzhou bay, SW China. *Ocean Engineering*, **91**, 340–349. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2014.09.024>.
- Wang Z. B., Hoekstra P., Burchard H., Ridderinkhof H., Swart H. E. D., & Stive M. J. F. 2012. Morphodynamics of the Wadden Sea and its barrier island system. *Ocean & Coastal Management*, **68**, 39–57. <https://doi.org/10.1016/j.occoaman.2011.12.022>.
- Wang Z. B., Jeuken M. C. J. L., Gerritsen H., Vriend H. J. de, & Kornman B. A. 2002. Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary. *Continental Shelf Research*, **22**(17), 2599–2609. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00134-6](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00134-6).
- Wei R., Hui-jiang C., & Hong-feng G. 2011. The study of the north-south channel bifurcation control system and its effect. *The Ocean Engineering Year*, **3**, 76–81.

- Wei W., Mei X., Dai Z., & Tang Z. 2016. Recent morphodynamic evolution of the largest uninhibited island in the Yangtze (Changjiang) estuary during 1998–2014: Influence of the anthropogenic interference. *Continental Shelf Research*, **124**, 83–94. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.05.011>.
- Weise B. R. 1980. *Wave-dominated Delta Systems of the Upper Cretaceous San Miguel Formation, Maverick Basin, South Texas*. (Bureau of Economic Geology). University of Texas at Austin.
- Wells J. T. 1995. Chapter 6 Tide-Dominated Estuaries and Tidal Rivers. In G. M. E. Perillo (Org.), *Developments in Sedimentology* Vol. 53. Elsevier.; p. 179–205. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80026-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80026-3).
- Wentworth C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, **30**(5), 377–392. JSTOR.
- Wilhoit J. C., Wang P., & Howd P. A. 2004. *Morphodynamics of Bunces Pass, Florida*. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:129271097>
- Willis B. 2005. Deposits of Tide-Influenced River Deltas. In *SEPM Spec. Publ.* Vol. 83. <https://doi.org/10.2110/pec.05.83.0087>.
- Willis J. P. 1985. The bathymetry, environmental parameters and sediments of the bot river estuary, s.w. cape province. *Transactions of the Royal Society of South Africa*, **45**(3–4), 253–283. <https://doi.org/10.1080/00359198509519489>.
- Wolanski E. 2006. The evolution time scale of macro-tidal estuaries: Examples from the Pacific Rim. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **66**(3), 544–549. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.11.001>.
- Wong K.-C., & Garvine R. W. 1984. Observations of wind-induced, subtidal variability in the Delaware estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **89**(C6), 10589–10597. <https://doi.org/10.1029/JC089iC06p10589>.
- Woodroffe C. 2003. *Coasts: Form, Process and Evolution*.
- Wright L. D., & Thom B. G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, **1**(3), 412–459. <https://doi.org/10.1177/030913337700100302>.
- Wu S., Cheng H., Xu Y. J., Li J., & Zheng S. 2016. Decadal changes in bathymetry of the Yangtze River Estuary: Human impacts and potential saltwater intrusion. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **182**, 158–169. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.10.002>.
- Xie D., Bing Wang Z., Huang J., & Zeng J. 2022. River, tide and morphology interaction in a macro-tidal estuary with active morphological evolutions. *CATENA*, **212**, 106131. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106131>.
- Zhang B., Zhang Z., Chen F., & He K. 2023. Study on the Morphological Evolution of the Oujiang Estuary, China, in the 21st Century. *Journal of Marine Science and Engineering*, **11**(2), 378. <https://doi.org/10.3390/jmse11020378>.
- Zhang W., Xu Y., Hoitink A. J. F., Sassi M. G., Zheng J., Chen X., & Zhang C. 2015. Morphological change in the Pearl River Delta, China. *Marine Geology*, **363**, 202–219. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.012>.
- Zhao D. 2017. *Morphological evolution of the Pearl River Delta in the past 165 years and its response to human activities (珠江河口三角洲近165 年演变及对人类活动响应研究)* [PhD Thesis]. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29454.00327>.
- Zheng J., Peng Y., Zhang C., & Ju Y. 2013. Recent evolution of Jiuduansha Shoal in Yangtze Estuary and its corresponding to engineering projects. *Journal of Coastal Research*, **165**, 1259–1264. <https://doi.org/10.2112/SI65-213.1>.
- Zheng J., Xia X., Sun H., Chen Y., Sottolichio A., Jalón-Rojas I., Liu Y., Cai T., Wang X., & He Z. 2025. Geomorphological evolution in a medium macrotidal estuary across 88 years: shift from natural to human-influenced states. *Journal of Hydrology*, **655**, 132933. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2025.132933>.

- Zheng S., Cheng H., Lv J., Li Z., & Zhou L. 2021. Morphological evolution of estuarine channels influenced by multiple anthropogenic stresses: A case study of the North Channel, Yangtze estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **249**, 107075. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.107075>.
- Zheng S., Xu Y. J., Cheng H., Wang B., Xu W., & Wu S. 2018. Riverbed erosion of the final 565 kilometers of the Yangtze River (Changjiang) following construction of the Three Gorges Dam. *Scientific Reports*, **8**(1), 11917. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30441-6>.
- Zhong L., & Li M. 2006. Tidal energy fluxes and dissipation in the Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research*, **26**(6), 752–770. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.02.006>.
- Zhou Z., Coco G., Townend I., Olabarrieta M., Wegen M. van der, Gong Z., D’Alpaos A., Gao S., Jaffe B. E., Gelfenbaum G., He Q., Wang Y., Lanzoni S., Wang Z., Winterwerp H., & Zhang C. 2017. Is “Morphodynamic Equilibrium” an oxymoron? *Earth-Science Reviews*, **165**, 257–267. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.002>.



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

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de ARTUR GUSTAVO OLIVEIRA DE MIRANDA

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **ARTUR GUSTAVO DE MIRANDA** orientanda do Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA), e composta pelos professores doutores Ana Maria Góes (Membro-USP), Helenice Vital (Membro-UFRN), Francisco José da Silva Dias (Membro-UFMA), Nils Edvin Asp Neto (Membro-UFPA) e Valdenira Ferreira dos Santos (Membro Suplente-IEPA) após apresentação da sua tese intitulada "**MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO EM UM ESTUÁRIO DE MACROMARÉ E PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE, MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA**", emite seguinte parecer:

O candidato concluiu seu doutorado no prazo regimental, considerando a extensão de prazo em função da pandemia. Ele realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura, no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma tradicional de tese. O documento traz elementos novos sobre a morfologia e sedimentação do complexo estuarino de São Marcos, com contribuições relevantes para compreensão de ambientes deposicionais tropicais recentes. Dessa forma, o trabalho atende às exigências básicas para uma tese de doutorado.

Por cumprir com todas as exigências, a banca examinadora decidiu por unanimidade **aprovar a tese de doutorado**.

Belém, 30 de junho de 2025

Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA)

Profa. Dra. Ana Maria Góes (Membro-USP)

Documento assinado digitalmente
 **HELENICE VITAL**
Data: 02/07/2025 21:33:33-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Helenice Vital (Membro-UFRN)

Documento assinado digitalmente
 **FRANCISCO JOSE DA SILVA DIAS**
Data: 11/07/2025 09:11:49-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Francisco José da Silva Dias (Membro-UFMA)

Documento assinado digitalmente
 **NILS EDVIN ASP NETO**
Data: 01/07/2025 08:54:31-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (Membro-UFPA)