



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E
GEOFÍSICA**

TESE DE DOUTORADO

**EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA NOS DELTAS DO
NORDESTE BRASILEIRO**

Autor:

THIAGO AUGUSTO BEZERRA FERREIRA

Orientadora:

PROFESSORA DRA. HELENICE VITAL

Tese nº 084/PPGG

Abril de 2024

Natal, RN



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA
E GEOFÍSICA**

TESE DE DOUTORADO

EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA NOS DELTAS DO NORDESTE BRASILEIRO

Autor:

THIAGO AUGUSTO BEZERRA FERREIRA

Tese apresentada em 30 de abril de 2024 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do Título de Doutor em Geodinâmica e Geofísica, Área de Concentração Geodinâmica.

Banca examinadora

Professora Dra. Helenice Vital - Presidenta e orientadora (PPGG-UFRN)

Professora Dra. Mary Lucia da Silva Nogueira – Examinadora Interna (UFRN)

Professor Dr. Moab Praxedes Gomes – Examinador Interno (PPGG-UFRN)

Professora Dra. Narelle Maia de Almeida – Examinadora Externa (UFC/CE)

Professor Dr. Paulo Victor do Nascimento Araújo – Examinador Externo (IFRN)

Abril de 2024

Natal, RN

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte.
UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda – CCET

Ferreira, Thiago Augusto Bezerra.

Evolução da linha de costa nos deltas do nordeste brasileiro /
Thiago Augusto Bezerra Ferreira. - 2024.
157f.: il.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte,
Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-graduação em
Geodinâmica e Geofísica. Natal, RN, 2024.

Orientação: Profa. Dra. Helenice Vital.

1. Geodinâmica - Tese. 2. Sensoriamento remoto - Tese. 3.
Dinâmica costeira - Tese. 4. DSAS - Tese. 5. Barragens - Tese. 6.
Deltas naturais - Tese. 7. Antropização - Tese. I. Vital, Helenice.
II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3(043.2)

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos:

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES), Código de Financiamento 001, pela concessão da bolsa de doutorado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio concedido através do grant PQ nº 315742/2020-8 a H. Vital.

Ao Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA), ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e à Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) pelo suporte prestado durante o desenvolvimento da tese.

Ao Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), à Agência Espacial Europeia (ESA), à Agência Espacial Francesa (CNES), ao Planet, ao Programa Mais Brasil, bem como à Agência Nacional de Águas do Brasil (ANA), pela disponibilização das imagens de satélite e dados hidroclimáticos utilizados nesta tese.

À Professora Dra. Helenice Vital, que desde 2014 tem me orientado no âmbito acadêmico e profissional. Sua constante inspiração como pessoa e pesquisadora é inestimável para mim.

À minha esposa, Kaline Lígia, que tem estado ao meu lado nos últimos dez anos. Sem o seu apoio, eu jamais teria conseguido concluir esta tese e nem seria metade da pessoa que sou hoje.

À minha família: Tânia Ferreira (mãe), Genivaldo Ferreira (pai), Thalys Ferreira (irmão), Carol Patriota (cunhada), Jade Ferreira (sobrinha), Caroline Pessoa (cunhada), Matheus Pessoa (cunhado), Marluce Estevam (sogra) e Luiz Libânio (sogro), pelo amor, carinho e companheirismo.

Ao Professor Dr. Karl Stattegger, pela contribuição ao artigo "Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco, and Jequitinhonha River Deltas".

Aos meus amigos João Paulo da Silva Ferreira e Vanessa Fontes, pela contribuição em ambos os artigos desta tese e pelo apoio profissional oferecido.

Aos membros do laboratório GGEMMA, em especial Francisco Nicodemos, André Giskard, Yoe Perez, Fernando Smith, Khallil Bow, Arthur Gerrad e Luan Pantoja, pela convivência, companheirismo e pelos trabalhos de campo realizados ao longo da última década.

Aos meus cachorros, Rocky Balboa Pessoa Ferreira e Sirius Black Pessoa Ferreira. Boa parte das discussões ocorreram durante nossas caminhadas matinais.

RESUMO

Os deltas desempenham um papel fundamental no desenvolvimento global, contribuindo para a produção de alimentos, rotas comerciais e geração de energia. No entanto, intervenções humanas os tornaram suscetíveis à erosão costeira. Este estudo investiga as alterações na linha de costa em três deltas do Nordeste brasileiro (São Francisco, Parnaíba e Jequitinhonha) entre a década de 1980 e 2021, correlacionando-as com os impactos naturais e os induzidos pelo homem. Os três deltas foram escolhidos por apresentarem distintos níveis de antropização em seus baixos cursos fluviais. Imagens multiespectrais foram utilizadas para avaliar mudanças horizontais na linha costeira e variações na área costeira ativa. Para o delta do São Francisco, os bancos de areia a jusante da barragem de Xingó foram delineados também por meio de imagens de satélite. Dados hidroclimáticos de estações próximas à zona costeira também foram incorporados ao estudo. Os resultados revelam que o Delta do Parnaíba apresentou uma taxa de progradação em sua foz ultrapassando 20 m/ano, resultando em ganhos sedimentares de 6 km² ao longo do delta. Em contrapartida, o delta do Jequitinhonha experimentou processos erosivos predominantes na foz, caracterizados por taxas abaixo de 10 m/ano e um aumento do ângulo de protusão da foz de 13°. A correlação limitada da área costeira ativa ($R^2 = 0,49$) sugere que os sedimentos erodidos na foz são transportados, por meio de correntes bidirecionais, para as margens do delta. Entre os três deltas, o São Francisco apresentou maiores taxas erosivas na sua foz, cujos valores alcançaram -50 m/ano. O ângulo da foz aumentou 18° no período analisado, e houve uma perda de área costeira ativa de 6,2 km². Devido à escassa densidade populacional, a construção de barragens próximas ao litoral emergiu como um fator significativo que contribuiu para os processos de erosão nos deltas do Jequitinhonha e do São Francisco. Anterior a construção das barragens de Itapebi e Xingó, ambos os deltas apresentavam relativa estabilidade em seus litorais. Com a construção das barragens, houve um aumento gradual da erosão nas suas respectivas fozes. Essas obras reduziram a variabilidade anual e mensal dos cursos inferiores dos rios Jequitinhonha e São Francisco, resultando em uma menor capacidade de transporte sedimentar para a desembocadura do delta. No delta do São Francisco, entre 1984 e 2021, houve uma redução de 7,54 km² nos bancos arenosos a jusante da barragem de Xingó. Notadamente, este fenômeno não ocorreu no delta do Parnaíba, pois a barragem de Boa Esperança está situada a 600 km da zona costeira. As mudanças climáticas, previstas por modelos do IPCC, juntamente com potenciais atividades de mineração e dragagem, podem alterar ainda mais a estabilidade do Delta do Parnaíba e exacerbar os processos de erosão nos Deltas do Jequitinhonha e do São Francisco.

PALAVRAS-CHAVE: Sensoriamento Remoto; dinâmica costeira; DSAS; barragens; deltas naturais; antropização.

ABSTRACT

Deltas, serving as significant hubs for agriculture, industry, and energy, are susceptible to coastal erosion owing to anthropogenic pressures in both the drainage basins and the coastal zone. This study investigates alterations in the shoreline of three Northeastern Brazilian deltas (São Francisco, Parnaíba, and Jequitinhonha) from the 1980s to 2021, correlating them with both human-induced and natural impacts. Multispectral imagery was utilized to assess horizontal changes in the shoreline through the DSAS software, providing insights into long-term trends across different decades. Additionally, variations in the active coastal area were analyzed for the same periods. Furthermore, for the São Francisco delta, sandbanks downstream of the Xingó dam were delineated using satellite imagery. Hydro-climatic data from stations proximate to the coastal zone were also incorporated into the study. The data reveals that the Parnaíba Delta demonstrated a progradation rate at its mouth surpassing 20 m/year, resulting in sedimentary gains of 6 km² across the delta. In contrast, the Jequitinhonha delta experienced predominant erosion processes at the mouth, characterized by rates below 10 m/year and an increased delta mouth protrusion angle of 13° from 1984 to 2021. The limited correlation of the active coastal area ($R^2 = 0.49$) suggests that sediments eroded at the mouth are transported, via bidirectional currents, to the delta's margins. Among the three deltas, the São Francisco delta exhibited pronounced erosion at the mouth, with losses exceeding 20 m/year, reaching up to 50 m/year. The angle of the mouth increased by 18° during the analyzed period, and there was a net loss of 6.2 km². Due to sparse human habitation along the coast, the construction of dams within approximately 100 km of the coastal zone has emerged as a significant contributing factor to erosion processes in the Jequitinhonha and São Francisco deltas. Prior to the construction of the Itapebi and Xingó dams, both deltas exhibited relative stability in their coastlines. However, post-dam construction, Net Shoreline Movement (NSM) data indicated a gradual increase in erosion at the mouths over time. Additionally, these structures reduced the annual and monthly variability of the lower river courses of the Jequitinhonha and São Francisco, resulting in a diminished capacity for riverbank erosion and sediment transport to the coastal area. For instance, within the São Francisco delta, spanning from 1984 to 2021, there was a reduction of 7.54 km² in the sandy banks downstream of the Xingó dam. This figure exceeds threefold the loss of active coastal area observed across the entirety of the delta. Notably, this phenomenon did not occur in the Parnaíba delta, as the Boa Esperança dam is situated 600 km away from the coastal zone. Climate change, alongside potential mining and dredging activities, may further alter the stability of the Parnaíba Delta and exacerbate erosion processes in the Jequitinhonha and São Francisco Deltas. Over the last two decades, northeastern Brazil has experienced a reduction of more than 30% in rainfall. IPCC data suggests a projected 60 to 70% reduction in rainfall in this region by 2100. Consequently, the capacity for river transport is expected to decrease significantly, thereby intensifying erosion processes in both deltas.

KEYWORDS: Remote Sensing; Northeast Brazilian Deltas; Coastal erosion; Dams; Pristine Deltas; Anthropized deltas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo, englobando (b) o delta do Parnaíba, (c) São Francisco e (d) Jequitinhonha.	4
Figura 2.1: Componentes de um sistema deltaico. Na planície deltaica destacam-se os canais abandonados, planície deltaica ativa e abandonada, diques marginais, manguezais. Na frente deltaica, tem-se as barras de desembocadura, que podem ter diversas morfologias a depender do agente predominante (rio, onda e/ou maré). No pró delta tem-se sedimentos finos depositados por decantação.	7
Figura 2.2: Classificação dos deltas de acordo com Galloway (1975).	9
Figura 2.3: Modelos de evolução da desembocadura em deltas dominados por onda propostos por (a) Bhattacharya e Giosan (2003) e (b) Anthony (2015).	11
Figura 2.4: Modelos de evolução da desembocadura em deltas dominados por onda propostos por (a) Ashton e Giosan (2011) e Nienhuis et al. (2016). No modelo de Ashton e Giosan (2011), altura, período das ondas e a descarga fluvial foram mantidas constantes. Já no modelo de Nienhuis et al. (2016), o clima de ondas (assimetria, frequência, período e onda) foram mantidas constantes.	12
Figura 2.5: Principais forçantes antrópicas que afetam ambientes deltaicos e estuarinos.	14
Figura 2.6: Funcionamento do sensoriamento remoto para coleta de dados (a), resolução espectral (b), resolução espacial (c) e resolução radiométrica (d) de uma imagem de satélite.	16
Figura 2.7: Características espectrais, temporais, radiométricas e espaciais para diferentes aplicações no sensoriamento remoto.	20
Figura 2.8: Métodos para mapeamento da variação da linha de costa através da (a) Classificação supervisionada e (b) razão de bandas MNDWI. A seta em vermelho indica os valores dos pixels na banda verde, SWIR e MNDWI.	22
Figura 3.1: Localização do delta do São Francisco e seus (a) componentes geomorfológicos (b) clima de ondas e (c) regime de maré.	26
Figura 3.2: Modelo evolutivo da planície costeira no Delta do São Francisco. A primeira unidade deposicional foi a fluvial, seguida da lacustrina e tendo fim a deposição deltaica. Conforme Guimarães (2010) é necessário considerar a variação do nível do mar para explicar o modelo de formação deltaica da região.	27
Figura 3.3: Geologia da bacia de drenagem do Rio São Francisco com base nos períodos geológicos.	29
Figura 3.4: Localização do delta do Parnaíba e seus (a) componentes geomorfológicos (b) clima de ondas, (c) regime de maré e (d) clima dos ventos.	31
Figura 3.5: Geologia da bacia de drenagem do Rio Parnaíba com base na idade geológica.	33
Figura 3.6: Localização do delta do Jequitinhonha e seus (a) componentes geomorfológicos (b) clima de ondas e (c) regime de maré. Notem que o norte foi deslocado para melhor enquadramento da imagem.	35
Figura 3.7: Esquema evolutivo do delta do Jequitinhonha proposto por Dominguez (2023) e Dominguez et al (1987). Em (a) tem-se a exposição da plataforma continental e a conexão do Rio Jequitinhonha com o Cânion do Jequitinhonha. Em (b), tem-se o evento de transgressão máxima, que afogou parte dos corpos arenosos Pleistocênicos. Em (c), (d) e (e), têm-se as fases de progradação do delta vinculados às variações do nível do mar. Entre esses períodos, houve a formação de manguezais e corpos úmidos que separam os corpos sedimentares holocênicos.	36
Figura 3.8: Geologia da bacia de drenagem do Rio Jequitinhonha base na idade geológica.	38
Figura 4.1: Etapas de processamento no (a) Artigo 1 e (b) no Artigo 2. Nota-se que a principal diferença entre os dois artigos é que no Artigo 1 utilizou-se análise futura da linha de costa do São Francisco, além do mapeamento dos bancos de areia a jusante da Usina Hidroelétrica de Xingó.	39

Figura 4.2: Aplicação dos métodos (a) Net Shoreline Movement (NSM) e Weighted linear regression (WLR) para análises de curta e intermediária de tempo. (b) Projeção futura pelo filtro Kalman. 47

Figura 4.3: A metodologia para extração da linha costeira e análise estatística utilizando o Digital Shoreline Analysis System (DSAS), envolvendo (a) Aquisição de Imagens de Satélite e Controle de (b) Extração da Linha de costa por métodos automáticos (c) vetorização linha de costa (d) e análise estatística pelo DSAS. 48

Figura 4.4: Metodologia para calcular a variação da desembocadura do delta. 1), extração das coordenadas X e Y das linhas extraídas automaticamente. 2) determinação da equação da reta e realização de uma regressão linear. 3) cálculo do ângulo entre essas duas linhas, geradas por regressão e 4) obtenção do ângulo na desembocadura. 50

Figura 4.5: Delimitação da zona costeira ativa e exemplos de feições mapeadas em cada um dos deltas estudados. 51

Figura 4.6: Resumo da aplicação do índice Kappa tendo como exemplo uma cena do Delta do Parnaíba de 1984. 52

Figura 4.7: Metodologia para cálculo da área ativa ao longo do tempo no delta do São Francisco. (a) Delimitação da zona costeira ativa. (b). Classificação supervisionada. (c) Criação de pontos de controles a partir da classificação supervisionada. (d) Controle da classificação supervisionada, geração do índice kappa e transformação do raster em polígonos. 53

Figura 4.8: Vetorização dos corpos arenosos emersos e corpos vegetados a partir do uso de imagens multiespectrais 55

Figura 5.1: (a) Localização da área de estudo e seus aspectos geomorfológicos, (b) intensidade e direção das ondas predominante com base nos estudos de Pianca et al., (2010) e (c) amplitude de maré com base no DHN (2023). 61

Figura 5.2: Metodologia da aplicação do Digital Shoreline Analysis System para cálculos de variação temporal da SAS para cálculo de variação da linha de costa 65

Figura 5.3: Resumo da Metodologia utilizada para calcular a variação da desembocadura do delta: i) Converter a linha de costa em shapefile de pontos com espaçamento referente a resolução espacial da imagem, ii) Extrair as coordenadas XY dos pontos e pela equação da reta, gerar uma regressão linear e converter suas coordenadas em um shapefile de linhas, e iii) Calcular o ângulo na desembocadura. 66

Figura 5.4: Metodologia para cálculo da área ativa ao longo do tempo no delta do São Francisco. (a) Delimitação da zona costeira ativa. (b). Classificação supervisionada. (c) Criação de pontos de controles a partir da classificação supervisionada. (d) Controle da classificação supervisionada, geração do índice kappa e transformação do raster em polígonos. 67

Figura 5.5: Vetorização dos corpos arenosos emersos e corpos vegetados a partir do uso de imagens multiespectrais 69

Figura 5.6: Representação dos dados hidroclimáticos no baixo curso fluvial do Rio São Francisco. (a) média descarga anual, (b) média descarga mensal, (c) intervariabilidade de descarga média mensal antes, durante e pós barragem do Xingó e (d) pluviometria anual. 71

Figura 5.7: Variação da linha de costa no delta do São Francisco. (a, b) com base nos valores regressão linear ponderada (WLR) ao longo do delta do São Francisco entre 1978 a 2021, (c) Coeficiente de determinação da análise (WLR^2) (d) Net Shoreline Movement entre 1978 e 2021 e (e) entre diferentes décadas. Para fins de ilustração, a imagem de 2021 foi utilizada como referência. 73

Figura 5.8: (a, b, c, d) Visualização da projeção da linha de costa para 2031 e 2041 no delta do São Francisco com base no filtro Kalman em diferentes setores Net shoreline Movement entre 2021-2031 e 2021-2041, Incertezas posicionais da linha de costa de (e) 2031 e (f) 2041. Para fins de ilustração, foi utilizada a imagem de 2021 como referência. 75

Figura 5.9: (a) Mudança na área costeira ativa no delta do São Francisco e (b) na sua desembocadura, (c) mudança no ângulo de protusão do delta do São Francisco e (d) mudanças em bancos arenosos e bancos vegetados imóveis no baixo curso fluvial do Rio São Francisco. **76**

Figura 5.10: Delta do São Francisco. (a) Imagem de localização com indicativo de direção da corrente longitudinal (setas brancas); mudança da área costeira ativa no delta do São Francisco entre 1978 a 2021 são apresentadas em (b) na desembocadura, (c) no setor nordeste e (d) no setor sudoeste. A imagem de satélite de 2021 foi utilizada para fins de referência. **77**

Figura 5.11: Visualização do baixo curso fluvial do Rio São Francisco ao longo de diversos pontos no baixo curso fluvial do São Francisco. **78**

Figura 5.12: Descarga fluvial mensal no baixo São Francisco. Devido à falta de dados anteriores a 1959 na estação Própria, utilizou-se a estação Juazeiro, localizada a 500 km da foz, para comparar os dados de vazão com dados de estabilidade de linha de costa do Delta do São Francisco, propostas por Domingues e Barbosa (2021) no início do século XX. **81**

Figura 5.13 (a) Location of the northeastern Brazilian deltas and their main geomorphological characteristics. (b) Parnaíba River Delta (PRD). (c) São Francisco River Delta (SFRD). (d) Jequitinhonha River Delta (JRD). **98**

Figura 5.14: The methodology for shoreline extraction and statistical analysis using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS), involving Acquisition of Satellite Images and Quality Control (a); shoreline extraction (b), vector conversion and (c) statistical analysis from DSAS(d). **104**

Figura 5.15: Change of deltas mouth protrusion angle over time. White dots show shoreline points derived from their spatial resolution, while red lines show the regression lines of the generated linear model and yellow dotted line shows the measured angle. **105**

Figura 5.16: Methods involved in the reconstruction of changes in the subaerial delta area. Processing digital satellite images (a); maximum likelihood classification (MLC) of morphological coastal features (b); quality control in MLC and ground truth images (c and d); clipping beaches from other features and conversion into polygons (e). **107**

Figura 5.17: Downstream River discharge and annual cumulative rainfall at Parnaíba (a), Jequitinhonha (b) and São Francisco (c) river downstream. **109**

Figura 5.18: Inter-seasonal variability in the downstream rivers of the Parnaíba (a), Jequitinhonha (b), and São Francisco (c) before, during, and after dam construction. **110**

Figura 5.19: The Weighted Linear Regression (WLR) rates (c) and Net Shoreline Movement (NSM) values (c) in Parnaíba River Delta between 1984 to 2021. **112**

Figura 5.20: The changes in the protrusion angle over time (a), Subaerial coastal area changes over time (b and c) at Parnaíba River Delta's. **113**

Figura 5.21: The Weighted Linear Regression (WLR) rates (a and b) and Net Shoreline Movement (NSM) values (c) in Jequitinhonha River Delta delta between 1984 to 2021. **114**

Figura 5.22: The changes in the protrusion angle over time (a), Subaerial coastal area changes over time (b and c) at Jequitinhonha River Delta's. **115**

Figura 5.23: The Weighted Linear Regression (WLR) rates (a and b) and Net Shoreline Movement (NSM) values (c) in São Francisco River Delta delta between 1984 to 2021. **116**

Figura 5.24: The changes in the protrusion angle over time (a), Subaerial coastal area changes over time (b and c) at São Francisco River Delta's. **117**

Figura 5.25: PRD Delta evolution over time. Progradation of the active coastal area both in the mouth region and across the entire subaerial delta between 1984 and 2021 (a). Mouth bar formation under high fluvial discharge periods in 1984 (b) and 1995 (c). Sediment deposition behind mouth bars at dry periods in 2008 (d) and 2012 (e). Growth of the outer spit and land attachment of the inner spit (f). **119**

Figura 5.26: Jequitinhonha Delta evolution over time. Mouth bar formation under high fluvial discharge (a). Mouth bars reworked by waves and longshore currents during periods of low river discharge, attributed to the implementation of the Itapebi Dam in 2006 (b) and 2021 (c). Change

of the active coastal area both in the mouth region and across the entire subaerial delta between 1984 and 2021. (d). Erosion occurring in Jequitinhonha delta mouth (e and f) **121**

Figura 5.27: São Francisco Delta evolution over time. Cabeço village destruction in 1998 due to higher rates of erosion(a). São Francisco lighthouse position in 2015 (b). Satellite images show the delta in 1984 (c); in 2007 (d); in 2021 €, and erosional change of the active coastal area both in the mouth region and across the entire subaerial delta between 1984 and 2021 (f). **122**

Figura 5.28: Mining activities in currently operational, in the licensing process, and in the research phase (for future operations) in the Parnaíba River (a), São Francisco (b), and Jequitinhonha (c). **128**

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Aquisição das imagens de satélite com as respectivas datas, horário de aquisição e erros. Ep: Erro do pixel, Eg: erro de georreferenciamento, Erun: Erro de run-up e Et: Erro total. Em *, tem-se a imagem de 1978, que acrescidas as demais imagens do São Francisco foram utilizadas no primeiro artigo dessa tese.	41
Tabela 4.2: Horário de aquisição das imagens de satélite (em GMT) e os valores de maré mais alta no dia e registrado durante a aquisição.	43
Tabela 4.3: Categorização da linha de costa com base nos valores de WLR e do cálculo de incertezas.	46
Tabela 4.4: Identificação das Imagens de satélite para mapeamento dos bancos arenosos emersos no baixo curso fluvial do Rio São Francisco.	54
Tabela 5.1: Identificação das imagens de satélite e seus erros associados a extração da linha de costa.	63
Tabela 5.2: Categorização da linha de costa com base nos valores de WLR e do cálculo de incertezas.	65
Tabela 5.3: Identificação das imagens de satélite para mapeamento dos bancos arenosos emersos a jusante da barragem do Xingó até o oceano atlântico.	68
Tabela 5.4: Média dos valores NSM, em diferentes períodos temporais nas margens nordeste (transectos 250 - 376) e sudoeste (transectos 376 - 500) da desembocadura do delta do São Francisco.	74

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. REFERENCIAL TEÓRICO	6
Ambientes deltaicos e seus processos	6
Erosão em ambientes deltaicos	12
Sensoriamento Remoto, Processamento Digital de Imagens e Sistema de Informação Geográficas para monitoramento da linha de ambientes deltaicos.	15
3. ÁREA DE ESTUDO	25
Delta do rio São Francisco	25
Delta do rio Parnaíba	30
Delta do Rio Jequitinhonha	34
4. METODOLOGIA	39
Dados hidroclimáticos	40
Seleção das imagens de satélite, pré-processamento, análise de incerteza e quantificação da linha de costa	40
Mudança de ângulo da desembocadura do delta	48
Mudança da área costeira ativa ao longo do delta	50
Seleção das imagens de satélite para cálculo dos bancos de areia no baixo curso fluvial do Rio São Francisco	53
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	56
Artigo 1: Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 a 2021 através de imagens multiespectrais (<i>submetido a revista brasileira de geografia física</i>)	56
Artigo 2: Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco, and Jequitinhonha River Delta (<i>submetido a revista Coastal and Ocean Management</i>)	93
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	136
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	139

1. INTRODUÇÃO

Os deltas se formam quando o suprimento de sedimentos fluviais que chega à zona costeira supera os processos de retrabalhamento marinho (Bhattacharya e Giosan, 2003; Bhattacharya et al., 2006). Por serem ambientes transicionais, os deltas variam tanto temporal quanto espacialmente (Cowel e Thom, 1994). Mudanças de curto prazo (dias até anos) estão relacionadas às variáveis oceanográficas (ondas, correntes, marés) e climáticas (precipitação, tempestades, ventos), enquanto em escalas milenares estão ligadas ao tectonismo e modificações do nível do mar e/ou nível de base. Em escalas multi-decadais, mudanças na morfodinâmica deltaica estão relacionadas às alterações no aporte sedimentar, seja diretamente ou indiretamente por mudanças na descarga fluvial e carga sólida (Cowel e Thom, 1994; Bhattacharya e Giosan, 2003; Bhattacharya et al., 2006).

Apesar de representar menos de 0,5% da superfície terrestre, mais de 5% da população global reside em ambientes deltaicos (Syvitski et al., 2009). Isso ocorre porque os deltas oferecem uma série de vantagens para o desenvolvimento humano, tais como solos férteis para atividades agrícolas, alto potencial energético, atividade industrial, turismo, rotas marítimas e fluviais e atividades recreativas (Nicholls et al., 2020). No entanto, devido ao crescimento populacional e à maior demanda por recursos naturais e socioeconômicos, os principais deltas do mundo estão sendo ameaçados pela erosão costeira, subsidência e aumento relativo do nível do mar (Syvitski, 2008; Komar, 2012; Luijendijk et al., 2018; Nicholls et al., 2020). Esses autores argumentam que processos antropogênicos, como construção de barragens, mineração de sedimentos, extração de recursos em subsuperfície, instalação de estruturas costeiras, desflorestamento de manguezais e conversão de terrenos costeiros em áreas urbanas, são as principais causas da erosão costeira. Os dois primeiros exemplos levam a um déficit sedimentar na zona costeira, enquanto as demais atividades eliminam o estoque sedimentar do local, além de alterarem o regime de transporte costeiro local.

Até a década de 1980, o monitoramento costeiro, seja em ambientes deltaicos ou não, era realizado por meio de cartas náuticas, imagens aero tripuladas, sistemas de videomonitoramento e perfis de praias. Esses trabalhos eram escassos e limitados a pequenos trechos devido ao elevado custo financeiro, dificuldades de acesso em determinados trechos, necessidade de mobilizar um elevado número de pessoas, baixa acurácia e erros causados por distorções nas imagens aéreas e mapas. A partir da década

de 2000, com a disponibilidade gratuita das imagens Landsat, juntamente com o surgimento de outros programas espaciais (e.g., GeoEye, CBERS, RapidEye, SPOT, Ikonos e Sentinel) e com o desenvolvimento computacional, o número de pesquisas de monitoramento ambiental, que incluem os ambientes deltaicos, cresceu exponencialmente (Kuenzer et al., 2019; Rahman et al., 2022).

As principais vantagens das imagens multiespectrais sobre outros métodos de estudo costeiro são o alto tempo de revisita (dados Sentinel são adquiridos a cada três dias), uma vasta coleção histórica de dados (o Landsat disponibiliza informações desde 1973) e a possibilidade de utilizar distintas bandas espectrais, como o infravermelho, que possui excelente capacidade para detectar sedimentos arenosos e vegetação. Estudos prévios (e.g., Luijendijk et al., 2018; Pardo-Pascual et al., 2018; Vos et al., 2019) demonstraram que dados da linha de costa obtidos por imagens Landsat e Sentinel têm alta acurácia quando comparados com dados de alta resolução, como perfis de GNSS. A criação de modelos espaço-temporais precisos, baseados em Sistemas de Informação Geográfica e plataformas de imagens multiespectrais, é fundamental para desenvolver estratégias de mitigação e prevenção das consequências costeiras, tornando-se uma ferramenta essencial para os tomadores de decisão ao redor do mundo (Luijendijk et al., 2018; Mentaschi et al., 2018).

No delta do Ayeyarwady, 49% da linha de costa está experimentando erosão desde a década de 1970. Essa erosão, que ocorre preferencialmente na costa oeste, está relacionada à diminuição do aporte sedimentar, causada pela construção de barragens e uma massiva mineração de areia nos altos cursos fluviais. Por outro lado, o desmatamento da vegetação nativa para atividades agrícolas está contribuindo para a progradação da costa oeste (Anthony et al., 2019).

Besset et al. (2019) correlacionaram a estabilidade de 50 deltas com as alterações de carga sedimentar durante as últimas 3 décadas. Conforme os autores ressaltam, a diminuição do aporte sedimentar, causado principalmente pela construção das barragens, não tem uma relação tão clara com as mudanças morfológicas da linha de costa ao longo do tempo, sugerindo uma superestimação desse impacto antropogênico na erosão costeira. Um estudo semelhante foi realizado por Besset et al. (2017) em 10 deltas no Mar Mediterrâneo e apenas reforçou a ideia acima. Entretanto, os autores chamam a atenção para o fato de que a pobre relação entre essas duas forças (diminuição da carga sedimentar versus construção das barragens) pode estar relacionada ao lapso temporal entre a construção das barragens e o tempo de remoção e transporte do sedimento até a costa.

Ibáñez et al. (2018) afirmam que o fluxo fluvial no baixo curso e o declive, tanto da bacia de drenagem quanto da plataforma continental, são variáveis mais importantes na manutenção de um delta do que as variáveis antrópicas (e.g. densidade populacional, desflorestamento, mudança na carga sedimentar em altos cursos fluviais, etc.).

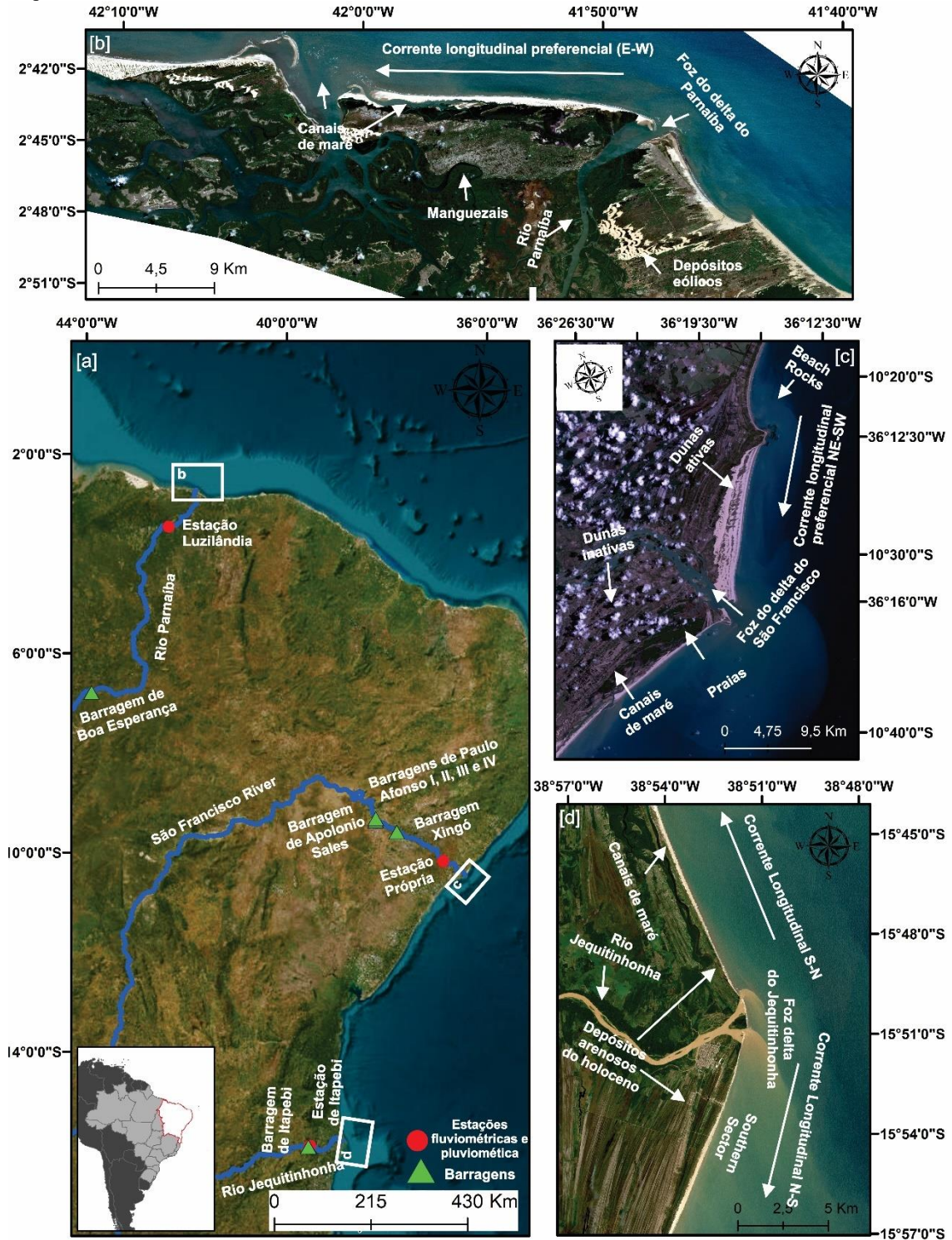
Rodriguez et al. (2020) relatam que a sedimentação costeira dobrou na América do Norte durante o século XX, apesar das inúmeras barragens construídas após a década de 1950. Conforme os autores, os sedimentos produzidos a jusante da barragem compensam os sedimentos retidos a montante, mantendo um certo equilíbrio com o nível do mar. Por sua vez, o incremento na produção de sedimentos a jusante deve-se a um maior uso e ocupação do solo nessas regiões. Segundo os autores, o aumento da subida do nível do mar é um fator mais influente do que a retenção de sedimentos para explicar as taxas erosivas na costa do continente. Nienhuis et al. (2020), por sua vez, apontam que nos últimos 30 anos, os deltas (sejam dominados por onda, mares e rios) obtiveram um ganho sedimentar de $54 \pm 12 \text{ km}^2$, no qual os megadeltas foram responsáveis por 30% dessa progradação. De acordo com os autores, os humanos são o principal mecanismo responsável pelo aumento do aporte sedimentar à zona costeira, e isso pode ser atribuído ao processo de desmatamento, que facilita o transporte de materiais consolidados e inconsolidados.

Diante das divergências de ideias e da escassez de trabalhos sobre vulnerabilidade costeira em deltas brasileiros, o propósito primordial desta tese é estudar a dinâmica costeira nos deltas do nordeste brasileiro, incluindo os deltas dos rios Parnaíba, São Francisco e Jequitinhonha (fig. 1.1). Utilizando imagens multiespectrais em diferentes escalas temporais (intermediárias e curtas), associadas a dados hidroclimáticos (fluviometria e pluviometria), busca-se quantificar a variação da linha de costa nesses deltas. O principal objetivo do trabalho é associar as mudanças na linha de costa, com maior ênfase na desembocadura, e correlacioná-las com os processos naturais (e.g., ondas, correntes, descarga fluvial) e processos antrópicos, tanto no litoral quanto na bacia de drenagem, destacando a construção de barragens e usinas hidrelétricas.

A hipótese inicial deste estudo pressupõe que as barragens construídas nos baixos cursos fluviais têm um impacto direto na estabilidade dos deltas em médio e longo prazo, contrapondo-se à visão de autores anteriormente citados, que afirmam que tanto a geologia da bacia de drenagem quanto a produção sedimentar a jusante das barragens, induzida por atividades antropogênicas, exercem uma influência maior na manutenção da estabilidade dos deltas. Esse estudo servirá como um dos primeiros trabalhos em língua

portuguesa que irá comparar estabilidade de deltas brasileiros sobre diferentes condições antrópicas no Brasil e hidroclimáticas.

Figura 1.1: Localização da área de estudo, englobando (b) o delta do Parnaíba, (c) São Francisco e (d) Jequitinhonha.



Fonte: Próprio autor (2024).

A presente tese de doutorado está organizada em seis capítulos. O primeiro é a introdução, abordando a justificativa para o trabalho e sua contribuição. O segundo capítulo, intitulado "Referencial Teórico", explora conceitos de deltas, suas classificações e modelos evolutivos na desembocadura de deltas dominados por ondas. Além disso, esse capítulo discute conceitos de sensoriamento remoto e sua aplicação no monitoramento de ambientes deltaicos. O terceiro capítulo discute a área de estudo, abordando suas características geomorfológicas e oceanográficas. O quarto capítulo apresenta a metodologia utilizada no presente trabalho. O quinto capítulo retrata os resultados em forma de manuscritos redigidos durante o doutorado. O primeiro manuscrito tem o título "*Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 a 2021 através de imagens multiespectrais*"; e o segundo é denominado "*Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco and Jequitinhonha River delta*". Ambos foram submetidos, respectivamente, às revistas Revista Brasileira de Geografia Física e Coastal and Ocean Management e encontram-se em fase de revisão até o momento presente. O sexto capítulo encapsula as considerações finais da tese, apresentando um resumo dos resultados e possíveis direções para investigações futuras, seguido das referências bibliográficas.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

Ambientes deltaicos e seus processos

O delta pode ser conceituado como uma saliência definida na costa, originada pelo acúmulo de sedimentos fluviais, cujo aporte supera a capacidade de dispersão pelos agentes ativos na bacia receptora, tais como ondas e correntes (Bhattacharya et al., 2006). Os deltas, por sua vez, distinguem-se geralmente dos estuários por configurarem ambientes progradação, desenvolvidos durante períodos de rebaixamento do nível do mar e/ou mar estacionário (Bhattacharya et al., 2006).

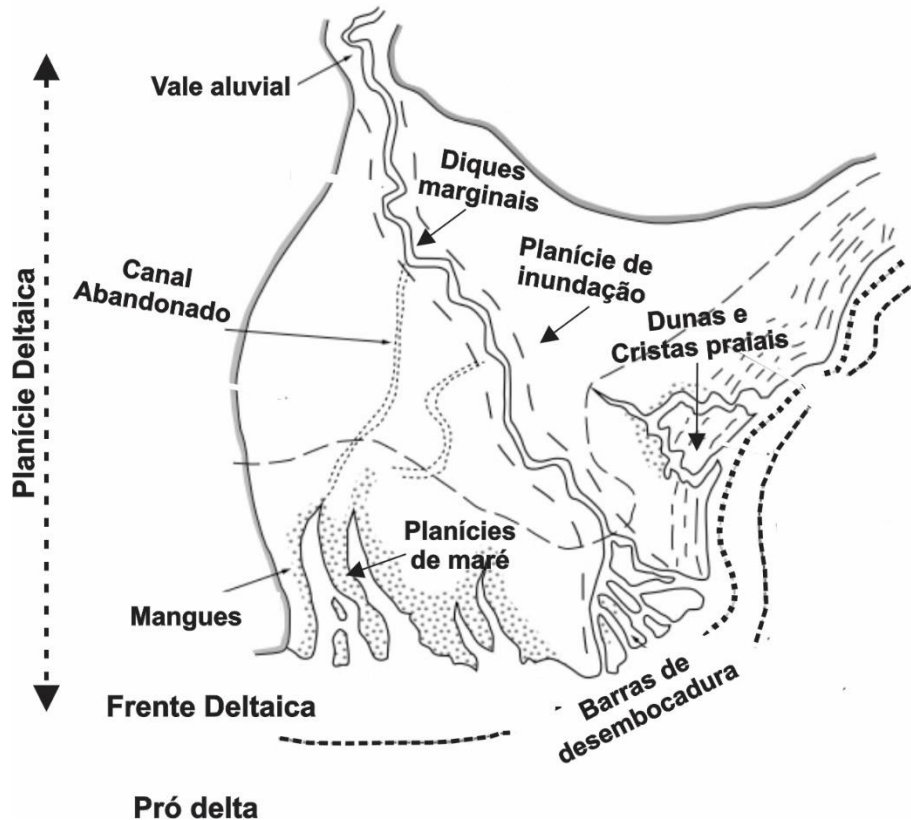
Conforme Suguio (2003) e Galloway (1975), vários fatores exercem influência significativa na formação e sedimentação de um delta. Estes incluem o regime fluvial, que abrange a capacidade e competência do transporte fluvial; o clima, que determina a intensidade dos processos físicos, químicos e biológicos no sistema fluvial; os processos costeiros, englobando o retrabalhamento dos sedimentos recém chegados à desembocadura; e, por fim, o comportamento tectônico, que incide sobre o clima, padrões de drenagem fluviais, largura da bacia receptora e espaço de acomodação.

A partir de uma perspectiva fisiográfica, os deltas podem ser subdivididos em três partes distintas: a planície deltaica, a frente deltaica e o prodelta (fig. 2.1). A planície deltaica é comumente influenciada por processos fluviais na sua parte mais interna, no qual os sedimentos são transportados por tração e rolamento, ocasionando depósitos de planície de inundação, diques marginais, canais abandonados e sistemas lagunares. Já a sua parte mais externa é suscetível à influência oceanográfica, na qual formam-se manguezais, pântanos, planícies de maré, dunas, cristas praiais, spits arenosos, entre outros (Hori, 2022).

A frente deltaica é o local onde os sedimentos fluviais são depositados rapidamente devido à redução do fluxo fluvial. Essa diminuição é ocasionada pela interação entre a declividade da bacia receptora, diferenças de densidade entre massas d'água e aporte sedimentar. Os principais depósitos associados incluem barras de desembocadura emersas e submersas (fig. 2.1) que podem apresentar formas alongadas, lobadas ou cúspides e são constituídas por areia na parte mais proximal e silte na distal. Posteriormente, esses depósitos podem ser incorporados à planície deltaica, pelo retrabalhamento das ondas e marés, levando à progradação do sistema deltaico. O prodelta é a parte mais distal e de menor energia do sistema deltaico, onde sedimentos de

granulometria fina, como silte e argila, são depositados por suspensão, podendo ser remobilizados caso haja aumento no nível de base da onda (Hori, 2022; Bird, 2008).

Figura 2.1: Componentes de um sistema deltaico. Na planície deltaica destacam-se os canais abandonados, planície deltaica ativa e abandonada, diques marginais, manguezais. Na frente deltaica, tem-se as barras de desembocadura, que podem ter diversas morfologias a depender do agente predominante (rio, onda e/ou maré). No pró delta tem-se sedimentos finos depositados por decantação.



Fonte: Adaptado de Hori (2022).

Diversas classificações têm sido empregadas para a melhor caracterização do sistema deltaico. Essas classificações abrangem a natureza da bacia receptora, resultando em distinções entre deltas continentais e marinhos. Além disso, a análise da diferença de densidades entre o fluxo fluvial e a bacia receptora categoriza os deltas como homopícnais, hiperpícnais e hipopícnais (Bates, 1953). Scott e Fisher (1969), por sua vez, consideraram a interação entre a natureza e a intensidade dos processos geológicos, juntamente com a distribuição de fácies sedimentares nas porções subáreas dos deltas, classificando-os como construtivos e destrutivos.

A classificação da tríade de Galloway (1975), uma das mais reconhecidas na comunidade científica, categoriza os deltas em três grupos principais: (a) dominados por rio, (b) dominados por maré e (c) dominados por ondas, com base na interação desses agentes na planície e frente deltaica. Exemplos notáveis desses tipos de delta incluem o

Mississippi (EUA), Amazonas e Ganges-Brahmaputra (Brasil e Índia) e o São Francisco (Brasil).

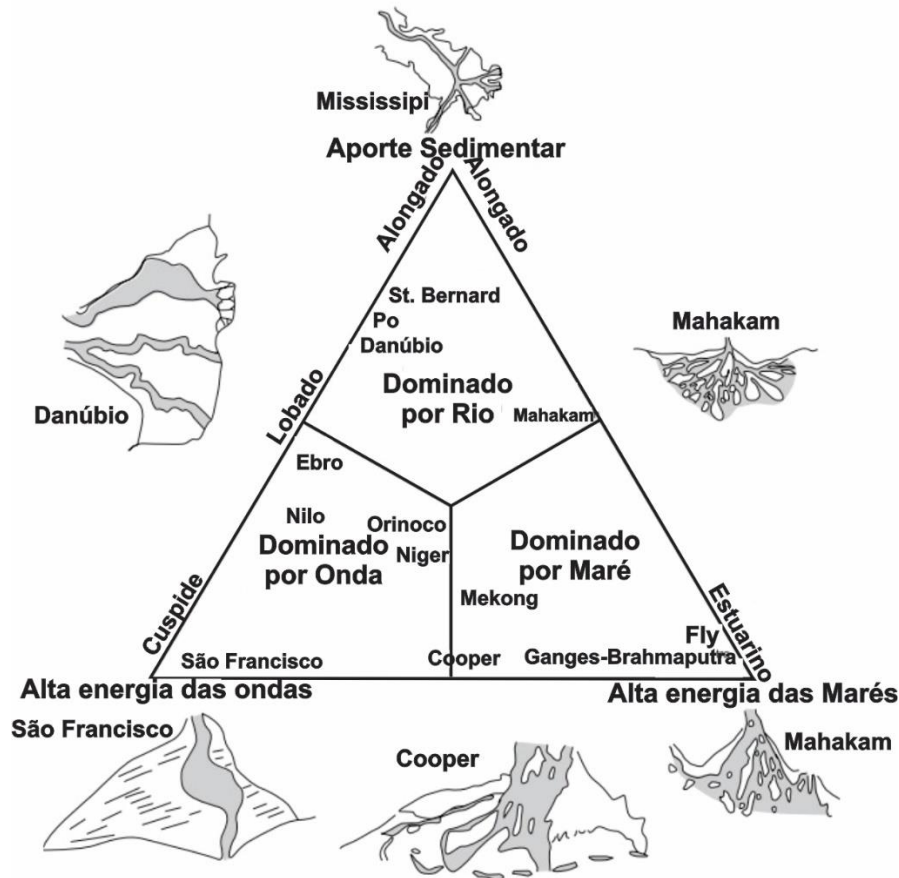
Embora a classificação de Galloway (1975) seja prática, alguns autores (e.g., Martin et al., 1987; Dominguez, 1990; Dominguez, 1996; Pranzini, 2001; Anthony, 2015) a criticaram por não considerar outros fatores na formação e evolução dos deltas dominados por ondas, como a variação do nível do mar e a importância das correntes longitudinais. A variação do nível do mar, durante o Pleistoceno e o Holoceno, foi essencial para a evolução de planícies deltaicas modernas e para a alteração da posição do canal fluvial principal ao longo do tempo. Em deltas como o São Francisco e o Paraíba do Sul, a contribuição sedimentar proveniente da corrente longitudinal superou o volume trazido pela descarga fluvial (Martin et al., 1987; Dominguez, 1990; Dominguez, 1996).

Os deltas dominados por rio são geralmente encontrados em áreas protegidas de ondas, como golfos e baías, situando-se em regiões de micromaré (<2 metros de amplitude). Esses deltas frequentemente possuem bacias de drenagem extensas, com significativo aporte sedimentar. Como consequência, o canal fluvial assume uma configuração alongada, flanqueado por diques marginais, com vários canais distributários nas extremidades (fig. 2.2). Nesse contexto, a avulsão do canal principal durante períodos de cheia é comum, gerando novos lobos deltaicos, enquanto antigas desembocaduras são abandonadas e retrabalhadas pela ação das ondas (fig. 2.1).

Os deltas dominados por marés estão situados em baixas latitudes, ao longo de costas abertas e plataformas continentais extensas e rasas, com baixa influência de ondas em ambientes de meso a macromaré, onde a amplitude de maré varia entre 2 e 6 metros. Devido à intensa influência das marés, observa-se a formação frequente de vários canais de maré, extensas planícies de maré na planície deltaica e barras arenosas alongadas paralelas ao canal fluvial na desembocadura (fig. 2.2) (Hori, 2022).

Nos deltas dominados por ondas, os sedimentos transportados pelo rio dispersam-se ao longo do litoral devido à deriva litorânea gerada pela interação da energia das ondas junto à costa. Como resultado, a planície deltaica tende a apresentar predominantemente ambientes arenosos bem selecionados, dispostos paralelamente ao litoral, como praias, cordões arenosos alongados, dunas e cristas praias (fig. 2.1). Na desembocadura, é comum o desenvolvimento de barras de desembocadura e ilhas barreiras, também dispostas paralelamente ao litoral (fig. 2.2), que atuam como barreiras contra ondas, promovendo a proliferação de manguezais e a agradação do sistema deltaico (Anthony, 2015).

Figura 2.2: Classificação dos deltas de acordo com Galloway (1975).



Fonte: Adaptado de Galloway (1975).

Diversos modelos indicam que a evolução e morfologia na desembocadura de deltas dominados por ondas dependem do ajuste entre a descarga fluvial, a granulometria do material, a altura, período, ângulo de incidência das ondas, direção e intensidade da corrente longitudinal. Destaca-se que a maioria desses modelos considerou apenas uma direção dominante da corrente longitudinal (Anthony, 2015; Ashton e Giosan, 2011; Bhattacharya et al., 2006; Bhattacharya e Giosan, 2003; Dominguez, 1990; Nienhuis et al., 2016).

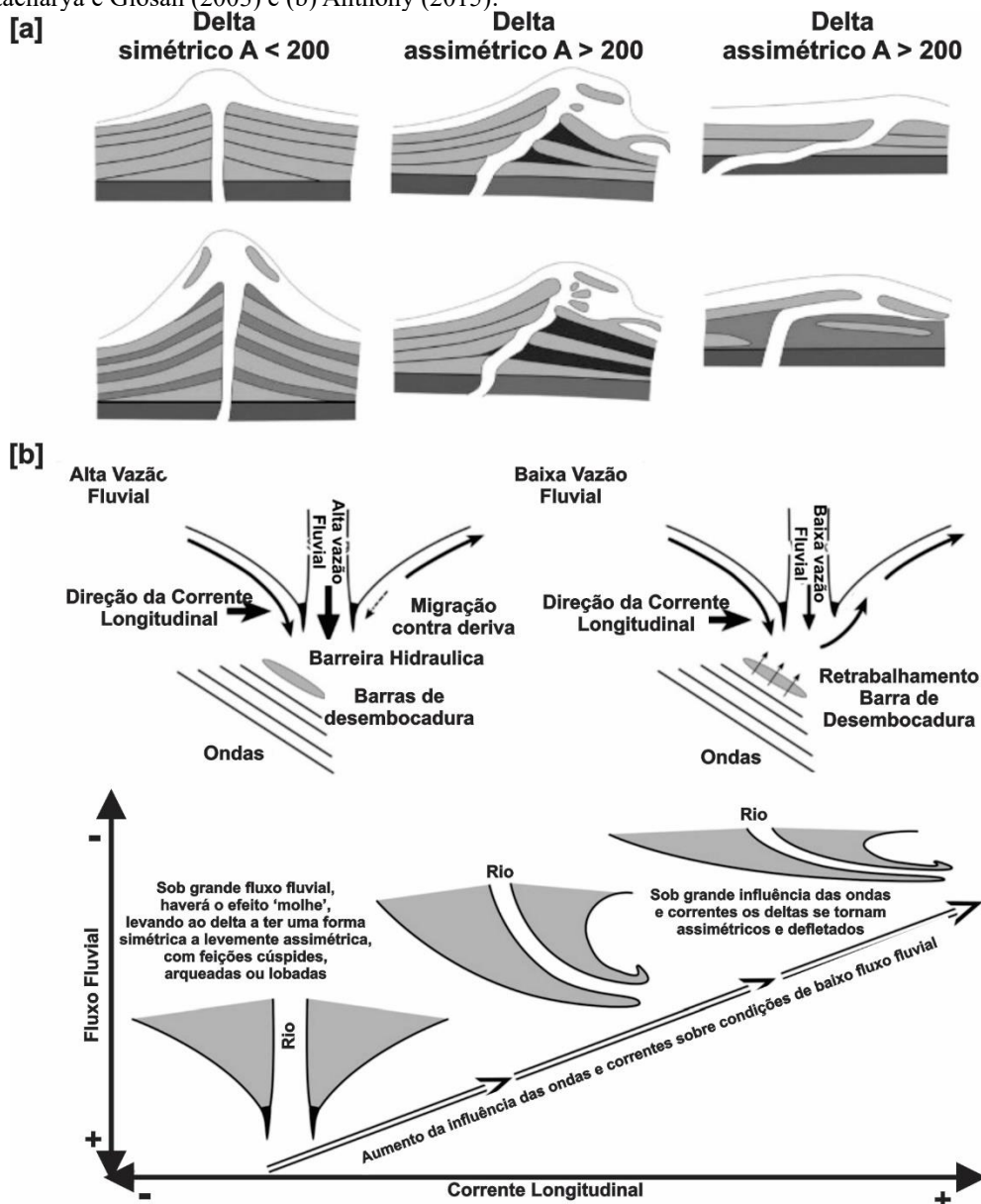
Bhattacharya e Giosan (2003) propuseram um índice de assimetria A , definido como a razão entre a corrente longitudinal na desembocadura (m^3/ano) e a descarga fluvial ($10^6 \text{ m}^3/\text{mês}$). Índices de A abaixo de 200 indicam uma desembocadura simétrica, com pouca remobilização de sedimentos pela corrente longitudinal, enquanto índices acima de 200 sugerem que a corrente longitudinal é o agente dominante, capaz de remobilizar sedimentos da desembocadura para a sotamar (*downdrift*), resultando em assimetria e até deflação do delta (fig. 2.3a).

De acordo com Anthony (2015) e Dominguez (1996, 1990), durante períodos de elevadas descargas fluviais, o rio atua como uma barreira (efeito de molhe ou barreira hidráulica) contra ondas e corrente longitudinal, fazendo com que haja uma grande progradação a barlar (*updrift*) da desembocadura. Além disso, a barreira hidráulica, aliada à presença de barras de desembocadura emersas e submersas, pode causar a refração das ondas, gerando uma corrente longitudinal local a contra deriva, resultando na migração de corpos arenosos a sotamar em direção da foz (fig. 2.3b). Já durante períodos de baixa vazão, as ondas e a corrente longitudinal exercem maior influência sobre a descarga fluvial, levando ao transporte de sedimentos a sotamar e ocasionando assimetria no delta. Caso o rio consiga manter um alto fluxo fluvial para que haja um alto suprimento sedimentar e uma barreira hidráulica efetiva, o delta tenderá, em um longo prazo, a ter uma desembocadura simétrica (Anthony, 2015). Entretanto, os autores concluem que o mais comum é a ocorrência de episódios esporádicos de alta vazão fluvial seguido por períodos de seca, fazendo com que as ondas e correntes retrabalhem a barra de desembocadura e que o delta tenha um comportamento assimétrico (fig. 2.3b).

Ashton e Giosan (2011) concluíram que em deltas com descarga fluvial constante, a frequência de ondas instáveis (alto ângulo) e sua assimetria (ângulo de incidência) na desembocadura são fatores-chave na evolução da morfodinâmica dos deltas dominados por ondas. Em um ambiente de ondas simétricas ($A \sim 0,5$), a desembocadura tende a ter uma forma cúspide. Se essa condição persistir e a frequência de ondas instáveis aumentar, o delta manterá sua forma cúspide, mas tenderá a se progradar. Contudo, à medida que a assimetria das ondas aumenta, o delta torna-se assimétrico, com o desenvolvimento de feições instáveis a sotamar da desembocadura, como cordões arenosos (spits). Além disso, nesse cenário, ocorrerá uma progradação intensa a barlar devido ao que os autores denominam de efeito de molhe hidráulico. Por fim, caso haja um aumento anômalo tanto da frequência de ondas instáveis quanto aumento da assimetria das ondas, haverá uma progradação em ambas as margens do delta (fig. 2.4a).

Nienhuis et al. (2016) desenvolveram um modelo que correlaciona a evolução morfológica de um delta dominado por ondas por meio da interação entre variações do aporte sedimentar, assimetria das ondas e o by-pass sedimentar (β). Conforme os autores, quando $\beta = 0$, o rio atua como um efeito de molhe perfeito, retendo todos os sedimentos a barlar, enquanto, quando $\beta = 1$, os sedimentos são remobilizados na direção da corrente longitudinal.

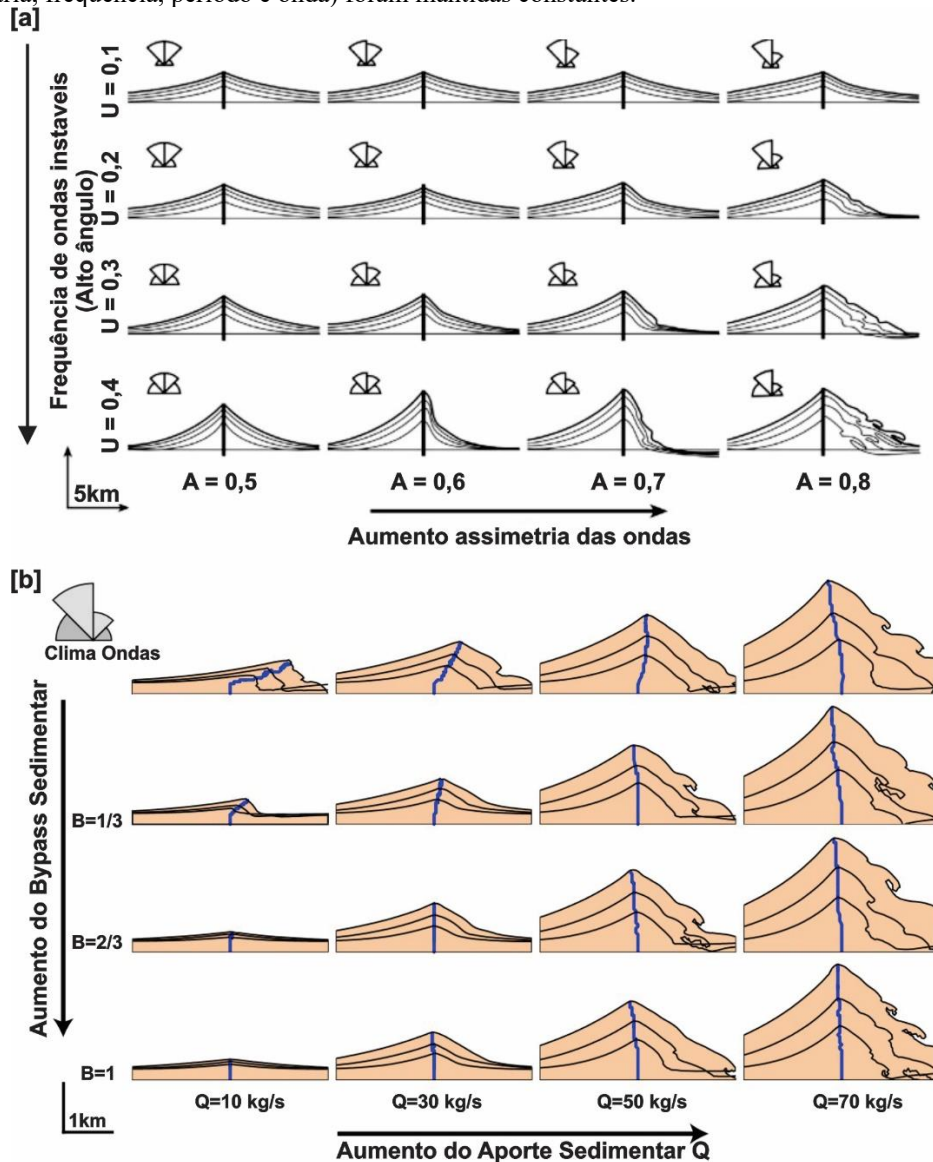
Figura 2.3: Modelos de evolução da desembocadura em deltas dominados por onda propostos por (a) Bhattacharya e Giosan (2003) e (b) Anthony (2015).



Fonte: Adaptado de Bhattacharya e Giosan (2003) e (b) Anthony (2015).

De acordo com os autores, em condições de baixa descarga fluvial, a desembocadura tende a migrar no sentido a sotamar, mesmo quando o by-pass sedimentar é baixo ($\beta = 0$), ocasionando uma assimetria do delta. Em situações com ondas simétricas, acompanhadas de um alto by-pass sedimentar ($\beta = 1$) e baixa descarga fluvial, o delta tende a manter sua simetria, pois os sedimentos serão transportados de maneira equitativa para ambas as margens. O mesmo padrão se mantém em casos de alta descarga sedimentar, juntamente com um alto by-pass ($\beta = 1$). Por fim, em condições de alta descarga fluvial e baixo by-pass, a desembocadura tende a se deslocar no sentido barlamar (fig. 2.4b).

Figura 2.4: Modelos de evolução da desembocadura em deltas dominados por onda propostos por (a) Ashton e Giosan (2011) e Nienhuis et al. (2016). No modelo de Ashton e Giosan (2011), altura, período das ondas e a descarga fluvial foram mantidas constantes. Já no modelo de Nienhuis et al. (2016), o clima de ondas (assimetria, frequência, período e onda) foram mantidas constantes.



Fonte: Adaptado de Ashton e Giosan (2011) e Nienhuis et al. (2016).

Erosão em ambientes deltaicos

Os deltas, historicamente, têm desempenhado um papel crucial no surgimento e desenvolvimento da civilização, destacando-se em atividades essenciais como a produção de alimentos, geração de energia, estabelecimento de rotas comerciais, entre outras. Atualmente, estima-se que aproximadamente 16% da energia global seja gerada por hidroelétricas localizadas nos maiores rios do planeta, o que representa 70% de toda energia renovável do planeta (Gernaat et al., 2017). Adicionalmente, 30% dos depósitos globais de gás, petróleo e carvão estão situados em ambientes deltaicos (Bhattacharya et al., 2006). Estes, aliados a outras atividades como pesca, agricultura, recreação e

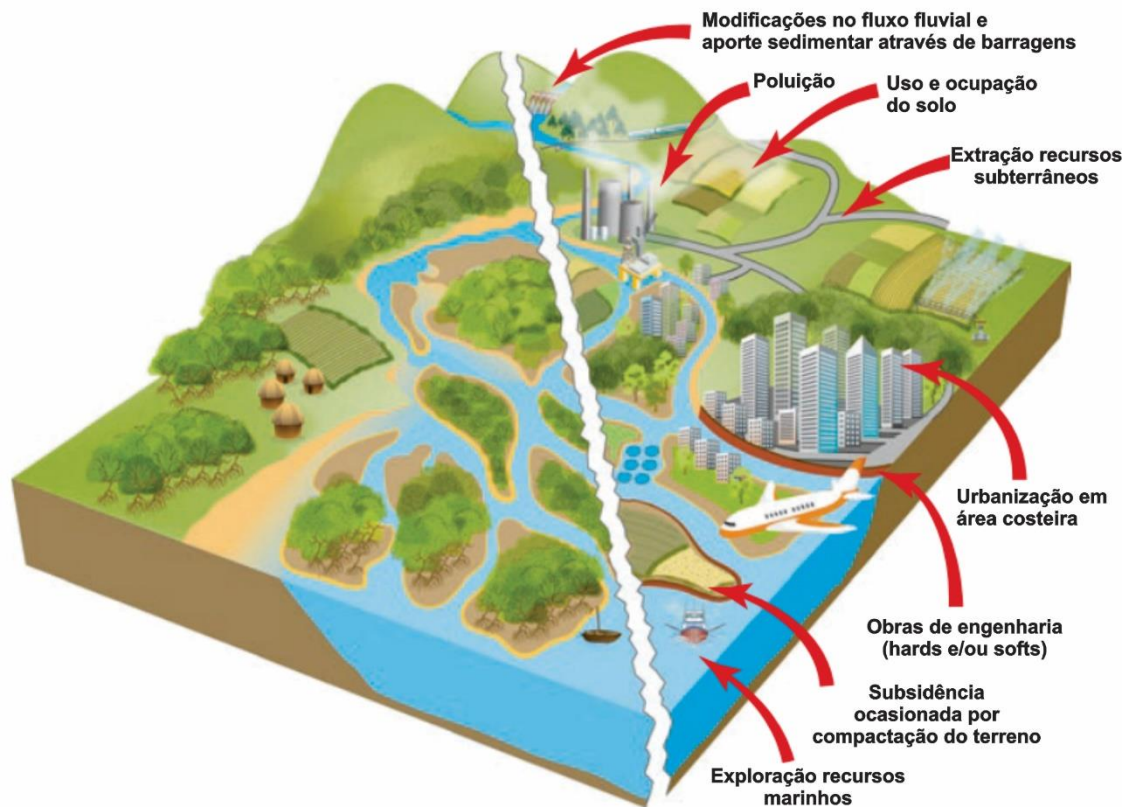
comércio, conferem aos deltas um Produto Interno Bruto (PIB) global estimado em 265×10^9 US\$, enquanto cerca de 500 milhões de pessoas residem em suas proximidades (Best, 2015).

Devido à sua baixa elevação e à suscetibilidade a variações no nível do mar, na taxa de aporte sedimentar e na subsidência, frequentemente causadas por fatores antrópicos, os ambientes deltaicos podem ser afetados pela erosão costeira (fig.2.5). As consequências desse fenômeno incluem o aumento da salinização do solo e da água subterrânea, aumento da frequência de inundações costeiras, a perda de habitats naturais como manguezais e pântanos, perda de recursos costeiros, bem como a destruição de infraestruturas recreacionais e industriais, culminando em desequilíbrios ecológicos e impactos na economia regional e global (Best, 2015; Komar, 2012; Nicholls et al., 2020; Souza, 2009; Williams et al., 2018).

A construção de barragens fluviais, para geração de energia elétrica e atividades agrícolas juntamente com canalização de cursos fluviais, para controle de cheias e navegação, estão entre principais fatores que levam os deltas a erosão, pois eles retêm sedimentos a montante, impedindo-os de chegarem à zona costeira e serem retrabalhados pelas ondas, correntes e marés. Adicionalmente, essas obras de engenharia exercem influência na dinâmica do rio, levando a uma redução na sua variabilidade anual e mensal. Como consequência, há uma redução dos eventos esporádicos de inundação no rio, diminuindo sua capacidade em erodir e transportar os sedimentos a jusante da barragem para o oceano (Best, 2015; Souza, 2009). A mineração de areias, silte e argila, próximos aos canais fluviais, também resultam na diminuição da oferta de sedimentos e nutrientes ao oceano. Estima-se que atualmente 100 bilhões de ton/m^3 de sedimentos estão acumulados a montante dos reservatórios construídos nos últimos 50 anos (Syvitski et al., 2005).

Por outro lado, o desmatamento das vegetações próximas às margens fluviais para fins agrícolas intensifica a erosão do solo, resultando em um maior aporte sedimentar. Como indicado por Rodriguez et al. (2020), a sedimentação nos principais deltas dos Estados Unidos dobrou nas últimas seis décadas, mesmo com o aumento no número de barragens construídas nos cursos fluviais. A principal causa reside na maior erodibilidade do solo a jusante das barragens, decorrente do contínuo desmatamento da vegetação nativa para fins agrícolas e industriais.

Figura 2.5: Principais forçantes antrópicas que afetam ambientes deltaicos e estuarinos.



Fonte: Adaptado de Nicholls et al. (2020).

A exploração desenfreada de águas subterrâneas, petróleo, gás natural e minerais, aliada ao aumento da compactação do solo por intervenções antrópicas, pode acarretar no aumento da subsidência do terreno, tornando os deltas mais suscetíveis a inundações (Syvitski et al., 2009, 2005). Conforme estimado por Syvitski et al. (2009), cerca de 85% dos 33 maiores deltas do planeta experimentaram inundações costeiras na década de 2000, resultando na perda de 260.000 km² de terras.

A conversão de terrenos naturais, como dunas, pântanos e manguezais em áreas urbanas não apenas intensifica a subsidência do terreno, mas também leva à eliminação de estoques sedimentares, contaminação de aquíferos e destruição de barreiras naturais contra a ação de ondas, marés e eventos de tempestade. No Brasil, por exemplo, 500 km² de manguezais, correspondentes a 4% da área total de mangues no país, foram desmatados para atividades industriais e de carcinicultura nos últimos 30 anos. Entretanto, apenas 5% dessa área desmatada foi recuperada no mesmo período (Ferreira e Lacerda, 2016).

A implementação de estruturas costeiras, como espigões, quebra-mares, diques e muros, seja para construção de instalações portuárias ou para a mitigação da erosão costeira, interfere na dinâmica sedimentar da região, alterando o ângulo de incidência das

ondas e impedindo o transporte da corrente longitudinal local. Geralmente, tais obras conseguem mitigar a erosão costeira em um ponto específico, mas tendem a aumentar nas regiões adjacentes (Souza, 2009; Williams et al., 2018).

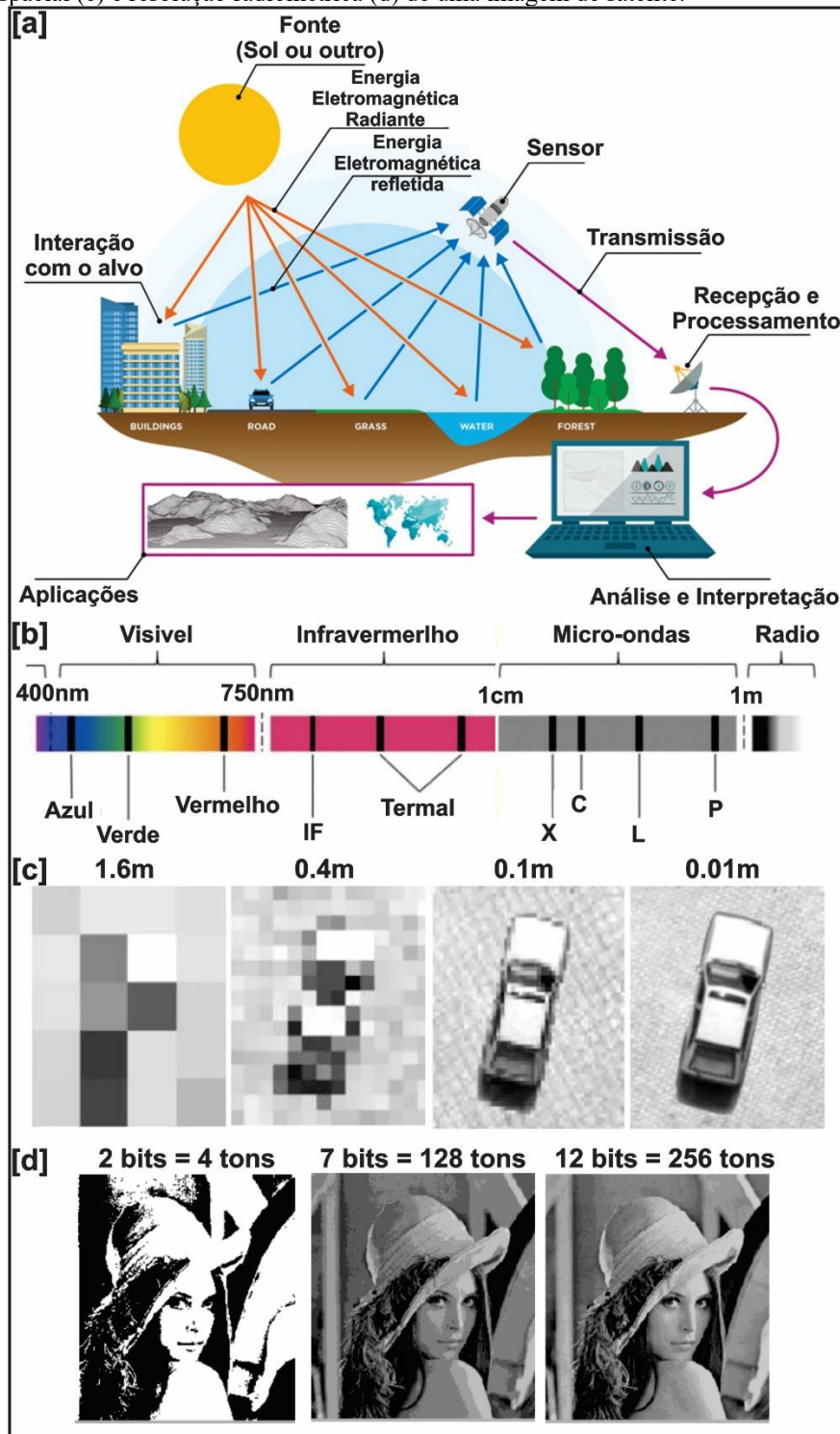
Mudanças climáticas, induzidas primordialmente pela ação antrópica, irão afetar drasticamente os ambientes deltaicos devido a elevação do nível do mar, mudanças nos padrões de precipitação, aumento da temperatura e redução dos fluxos fluviais. Dados do IPCC (2023) indicaram que o nível do mar aumentou 4 mm/ano entre 2006 e 2018, mais do que o dobro da média ao longo de todo o século XX e que nos piores cenários RCP8.5 o nível do mar suba entre 0,52 a 0,98 cm. A subida do nível do mar aumentará a frequência e a gravidade dos eventos de tempestades, das inundações ocasionadas por ondas e maré, além de agravar os demais processos citados anteriormente. Estima-se que com o aumento do nível do mar projetado para 2100, a probabilidade de ocorrer inundação nos deltas aumentaria para 50% se comparado com padrões atuais.

Sensoriamento Remoto, Processamento Digital de Imagens e Sistema de Informação Geográficas para monitoramento da linha de ambientes deltaicos.

O sensoriamento remoto é o procedimento pelo qual informações, características, variações e tendências de um objeto localizado em uma superfície são adquiridas por meio da interação com ondas eletromagnéticas. Após essa interação, a energia eletromagnética refletida é captada por diversos sensores embarcados em satélites e convertida em sinais elétricos para, posteriormente, gerar gráficos, tabelas e/ou imagens (Jensen, 2009; Meneses e Almeida, 2012) (fig. 2.6^a).

O sensoriamento remoto pode ser categorizado em sistemas ativos e passivos, com base na fonte de energia empregada para interagir com o alvo. Os sistemas passivos fazem uso de fontes naturais de radiação eletromagnética, como a luz solar, adquirindo informações em uma gama de comprimentos de onda que se estende do visível (0,4 – 0,7 μm) até o infravermelho térmico (2,5 μm – 13 μm). Em contraste, os sensores ativos emitem sua própria radiação eletromagnética, tipicamente na faixa de micro-ondas a radar. Fotografias aéreas, imagens de satélite (multiespectrais, hiper espectrais), drones, vídeos ópticos são exemplos de sensores passivos, enquanto que imagens de radares (SAR), Lidars e fotografias com flashes são exemplos de sensores ativos (Florenzano 2011; Zanotta et al., 2019).

Figura 2.6: Funcionamento do sensoriamento remoto para coleta de dados (a), resolução espectral (b), resolução espacial (c) e resolução radiométrica (d) de uma imagem de satélite.



Fonte: Adaptado de www.engesat.com.br e Kuenzer et al. (2019).

Na prática, a escolha do método e/ou tipo de sensor remoto é determinada pelas características de resolução espacial, temporal, espectral e radiométrica. A resolução espacial refere-se ao menor elemento detectável pelo sensor (fig. 2.6c), enquanto a resolução temporal representa a frequência com que o sensor obtém informações de uma

determinada área. Por sua vez, a resolução espectral envolve o número e tamanho dos intervalos de comprimentos de onda (chamados bandas espectrais) no espectro eletromagnético aos quais o sensor é sensível, como mencionado anteriormente (fig.2.5b). Por fim, a resolução radiométrica está associada à capacidade do sistema sensor em distinguir dois níveis de intensidade no sinal de retorno (fig.2.6d) (Meneses, e Almeida, 2011; Florenzano 2011).

O sensoriamento remoto tem como marco inicial as experiências de Newton, o qual constatou a decomposição da luz branca em feixes de luz no século XVII. Posteriormente, essa ciência se desenvolveu com o advento da máquina fotográfica, dos aviões e da fotogrametria, entre os séculos XVIII e XIX (Jensen, 2009). No início do século XX, as técnicas de sensoriamento remoto eram voltadas às atividades de espionagem, sendo bastante utilizadas nas duas primeiras guerras mundiais e na guerra fria (Jensen, 2009).

O uso do sensoriamento remoto para monitorar ambientes costeiros e deltaicos tem crescido desde os anos 2000, impulsionado pelo avanço da capacidade computacional, pela disseminação da internet e pela maior disponibilidade de imagens de satélite (Rahman et al., 2022; Zhu, 2017). De acordo com Rahman et al. (2022), 905 artigos abordando esse tema foram publicados em periódicos de destaque em língua inglesa entre 2000 e 2021. Esse aumento reflete um evidente interesse tanto da comunidade científica quanto dos órgãos governamentais, sendo que metade desses artigos foi publicada entre 2018 e 2021.

Esse interesse advém das vantagens geradas pelos dados de sensoriamento costeiro sobre os métodos de coleta in situ que incluem uma cobertura espacial mais abrangente, períodos de revisita mais curtos (com dados do Sentinel disponíveis a cada 3 dias e do MODIS a cada 12 horas), um vasto acervo histórico (com imagens Landsat disponíveis desde 1973) e a aplicação de inteligência artificial para aprimorar o processamento desses dados. Além disso, com o advento de plataformas como o Google Earth Engine e outras baseadas em nuvem, é possível processar grandes volumes de dados com uma capacidade de hardware mais reduzida (Kuenzer et al., 2019, 2014).

Os sensores Radares de Abertura Sintética (SAR), tais como Envisat, Radarsat, TerraSAR-X e Sentinel-1 são amplamente empregados em estudos de inundações e avulsões de canais fluviais, visto que a presença de nuvens (comuns durante períodos chuvosos) não é um empecilho para ondas eletromagnéticas que operam na faixa do micro-ondas. Ademais, o baixo retroespalhamento da água, contrastado com o alto

retroespalhamento de corpos arenosos na faixa do microondas, torna os SAR excelentes delimitadores de corpos d'água (Munasinghe, 2021; Nagel et al., 2023).

Uma das evoluções mais notáveis dos satélites de Abertura Sintética é a utilização de múltiplas antenas que permitem calcular a diferença de fase da onda eletromagnética captada pelos sensores. Esse recurso possibilita calcular a altitude do terreno, tornando-se uma ferramenta crucial para estudos de subsidência em ambientes deltaicos e análises de relevos. Por fim, os dados de SAR são aplicáveis na detecção de navios, derramamentos de óleo e até mesmo na identificação de icebergs (Kuenzer et al., 2019; Ouellette e Getinet, 2016).

No delta do Ganges-Brahmaputra, Bangladesh, a utilização de imagens ALOS PALSAR, entre 2007 e 2011, revelou que a subsidência nessa região está principalmente associada à estratigrafia local. Locais com taxas de subsidência mais elevadas, excedendo 18 metros por ano, foram identificados em áreas de lamas Holocênicas, enquanto as taxas mais baixas (0 a 10 mm por ano) foram observadas em terrenos Pleistocênicos (Higgins et al., 2014). Em Maceió, no Nordeste brasileiro, dados do Sentinel-1 revelaram um rebaixamento de 100 centímetros do terreno nos bairros próximos às minas subterrâneas de sal gema durante o período de 2016 a 2020 (Hartwig et al., 2023). Na Índia, durante uma cheia de 20 dias em 2019 nas planícies aluviais do Rio Ganges, dados do Sentinel-1 indicaram que aproximadamente 1.268 quilômetros quadrados (20% da área de estudo) foram inundados. Esse evento resultou na perda de 500 vidas humanas (Khan et al., 2022).

Embora extremamente útil para o monitoramento costeiro, os estudos envolvendo SAR são significativamente menos numerosos do que aqueles realizados com sensores ópticos. Isso se deve, em parte, à disponibilidade restrita de programas de SAR, muitos dos quais não são gratuitos e não possuem um acervo histórico tão extenso quanto as imagens ópticas. Por exemplo, o JERS (Japanese Earth Resources Satellite), o primeiro programa de SAR, tornou-se operacional apenas em 1992, enquanto que o Landsat tem um acervo desde 1973 (Nagel et al., 2023). Além disso, a descontinuidade de programas ao longo do tempo também contribui para essa disparidade. O RadarSat 1, por exemplo, foi descontinuado em 2000, e seu sucessor, o RadarSat 2, só se tornou operacional em 2007. Situações semelhantes ocorreram com o Kompasat-1 e o ALOS-Daichi, cujos sucessores operacionais só foram estabelecidos três anos após sua descontinuação. Outro fator limitante é a complexidade inerente às imagens de SAR, incluindo possíveis distorções da antena e o ruído speckle. Isso demanda uma maior complexidade e

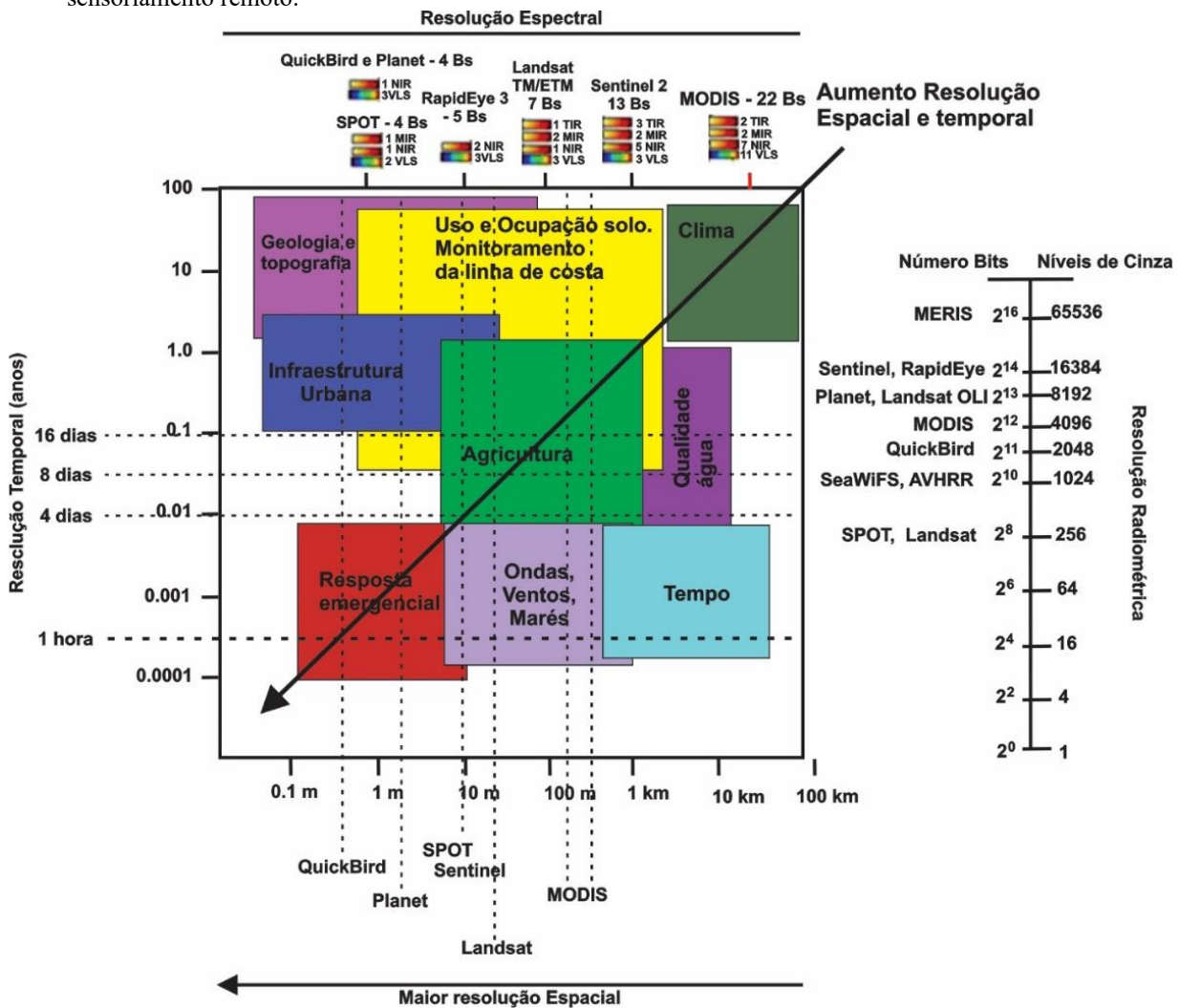
compreensão por parte do operador no processamento das imagens (Kuenzer et al., 2019; Munasinghe, 2021; Schmitt e Minderhoud, 2023).

Cerca de 90% das publicações sobre monitoramento de deltas e rios são atribuídas aos sensores ópticos multiespectrais (Nagel et al., 2023; Rahman et al., 2022). Isso se deve, em grande parte, ao extenso acervo histórico desses sensores, bem como à disponibilidade de diversos programas espaciais gratuitos, tais como Landsat, Sentinel-2, CBERS, SPOT, MODIS, NOAA, Amazonia, entre outros. Esses programas oferecem diferentes resoluções espaciais, variando de 10 metros para o Sentinel-2 a 500 metros para o MODIS, e espectrais, apresentando bandas no espectro visível, mais de três bandas no infravermelho e bandas no espectro termal nos casos do Landsat e Sentinel-2. Essa diversidade permite o monitoramento de mudanças no uso da terra ao longo do tempo, variações climáticas, desmatamento, inundações, análises de plumas sedimentares, além da identificação de zonas erosivas e progradacionais na zona costeira, entre outros (Jensen, 2009). A figura 2.7 ilustra várias aplicações das imagens multiespectrais, destacando suas diferentes resoluções espectrais, espaciais e temporais.

Através da utilização de imagens Landsat corrigidas atmosféricamente e calibradas com dados *in situ* de sedimento em suspensão, Oliveira et al. (2012) identificaram padrões distintos no comportamento e quantidade das plumas de sedimentos na desembocadura dos deltas dos rios Francisco, Paraíba do Sul e Doce entre 1994 a 2001. Os autores constataram alterações significativas no comportamento, dimensão e grau de turbidez da pluma do Rio São Francisco, atribuídas à construção de uma sequência de barragens e seus reservatórios na bacia de drenagem do rio. Por outro lado, as plumas dos rios Doce e Paraíba do Sul exibiram pulsações sazonais. De forma similar, Aquino da Silva et al. (2015) estimaram que o delta do Parnaíba despeja anualmente cerca de 2.54×10^6 toneladas de sedimento em suspensão. A alta variabilidade na pluma sedimentar ao longo do tempo sugere um comportamento pouco influenciado por atividades antropogênicas.

Na identificação de zonas erosivas e progradacionais da zona costeira, tema dessa tese, a maioria dos trabalhos (e.g., Anthony et al., 2021; Besset et al., 2019; Bezerra Ferreira et al., 2021; da Silva e Vital, 2020; Luijendijk et al., 2018; Mentaschi et al., 2018) utilizam imagens multiespectrais focando em mudança de área ao longo do tempo e/ou variação horizontal da linha de costa.

Figura 2.7: Características espectrais, temporais, radiométricas e espaciais para diferentes aplicações no sensoriamento remoto.



Fonte: Adaptado de Kadhim (2016).

Para realizar a análise de mudança de área, a região de interesse, como areias quartzosas, lama/silte e/ou manguezais, são agrupados de acordo com suas propriedades espectrais dos seus pixels e separados de outras feições, como água, áreas urbanas, nuvens, etc. Em seguida, é realizada uma análise temporal para identificar e quantificar os padrões de erosão e progradação. Nesse processo, o operador deve compreender as características espectrais do terreno para relacioná-las com diferentes classes (Munasinghe, 2021). Dentre os métodos utilizados, destacam-se as classificações não supervisionadas e supervisionadas.

Na classificação não supervisionada, os pixels da imagem de satélite são agrupados em classes determinadas pelo operador e pelo algoritmo utilizado, sem treinamento prévio dos pixels. Embora seja um método que demande menos hardware e interação do operador, a padronização das classes pode ser dificultada pela variabilidade na iluminação da cena e efeitos atmosféricos (Munasinghe, 2021). Da Silva e Vital (2020)

utilizaram classificação não supervisionada de imagens Landsat entre 1984 e 2016 para quantificar variações morfológicas de ilhas barreiras no litoral setentrional do Rio Grande do Norte, correlacionando-as com forçantes meteoceanográficas e atividades antrópicas.

Já na classificação supervisionada, o operador seleciona pixels representativos das classes estudadas. Em seguida, o software classifica automaticamente os pixels não rotulados presentes na cena em classes conhecidas com base nas características dos pixels treinados (fig. 2.8a). Apesar de ser mais demorado, este método oferece maior confiabilidade. Por exemplo, Anthony et al., (2021) analisaram tendências erosivas e progradacionais na planície costeira de dez deltas do Mediterrâneo e um do mar Negro, correlacionando-as com descargas fluviais, modificações na carga sedimentar antes e posterior às barragens, por meio de métodos de classificação supervisionada propostos por Pickens et al. (2020).

Avanços como Redes Neurais Artificiais (Artificial Neural Networks) e Máquinas de Vetores de Suporte (Support Vector Machine) representam evoluções da classificação supervisionada. Esses métodos dispensam a necessidade de treinamento em todas as imagens de satélite, oferecendo maior eficiência.

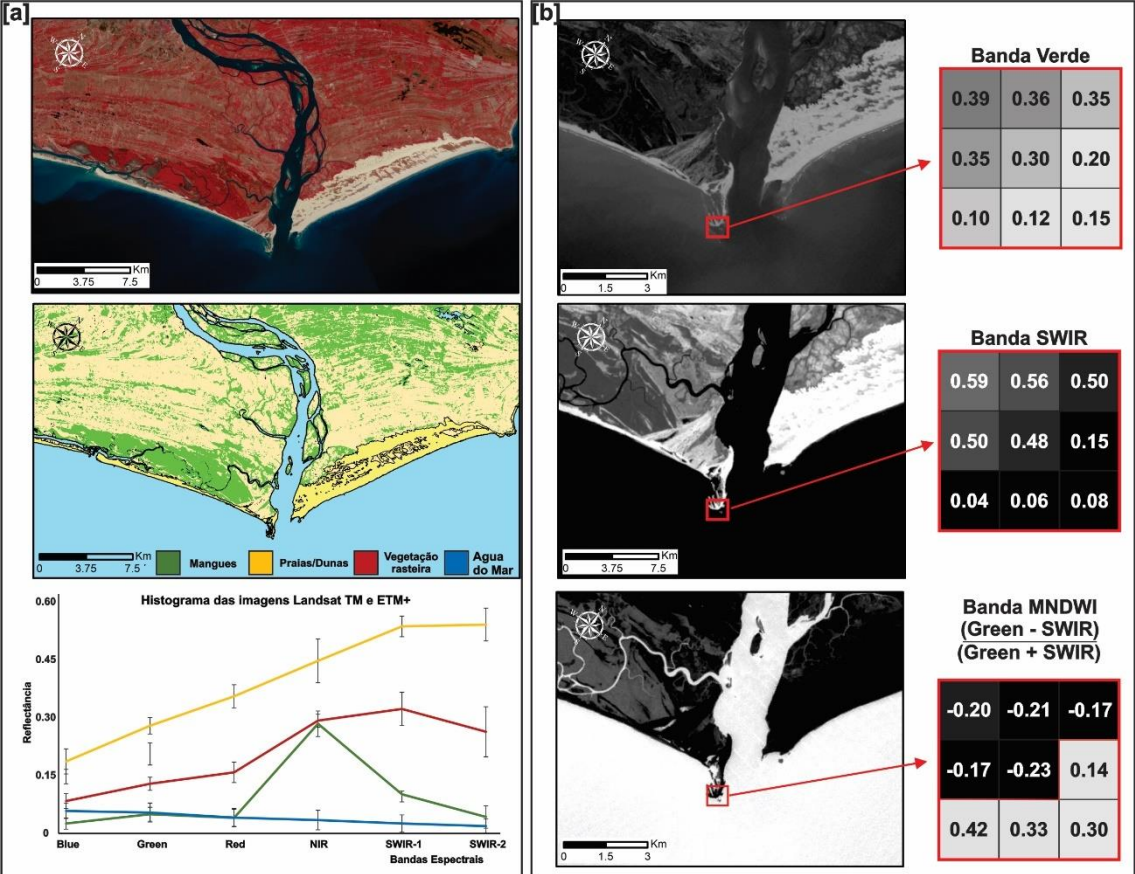
Através de integração de classificação supervisionada e o banco de dados do Global Surface Water Explorer (GSWE), Mentaschi et al. (2018) processaram mais de 3 milhões de imagens de satélite em todo o planeta durante o período de 1984 a 2015. Seus resultados revelaram durante esse intervalo, que houve uma erosão de 28.000 km², o que representa mais que o dobro da área de acreção nesse mesmo período. Conforme os autores, a influência antropogênica foi um fator predominante para esse cenário.

Para analisar a variação horizontal da linha de costa em imagens de satélite, o operador inicialmente deve estabelecer um marcador (proxy) que diferencie a feição de interesse (linha de costa) dos pixels de água. Os principais marcadores mencionados na literatura incluem escarpas erosionais, quebra máxima das ondas, limite seco-úmido da areia, presença de bermas, linhas de vegetação permanente (como manguezais e dunas vegetadas) ou estruturas artificiais. Essa escolha varia conforme o tipo de praia em estudo (Boak e Turner, 2005; Toure et al., 2019; Zhou et al., 2023). Uma vez identificado o marcador da linha de costa, o operador deve decidir se irá extrair esse proxy manual ou automaticamente (Boak e Turner, 2005; Gens, 2010).

Os métodos automáticos têm ganhado popularidade na comunidade científica (e.g., Luijendijk et al., 2018; Mentaschi et al., 2018; Özpolat e Demir, 2019) devido à capacidade de desenvolver equações espectrais a partir da diferença espectral dos pixels

de água e areia em diferentes bandas espectrais (verde, vermelho, infravermelho próximo e médio). Isso possibilita a criação de índices, como o Normalized Difference Water Index (NDWI), Modified Normalized Difference Water Index (MNDWI), Automated Water Extraction Index (AWEI) e Modular Mangrove Recognition Index (MMRI), permitindo a extração padronizada e mais rápida da linha de costa em áreas maiores (fig. 2.8b).

Figura 2.8: Métodos para mapeamento da variação da linha de costa através da (a) Classificação supervisionada e (b) razão de bandas MNDWI. A seta em vermelho indica os valores dos pixels na banda verde, SWIR e MNDWI.



Fonte: Próprio autor (2024).

Estudos teóricos sobre a eficácia do uso de imagens de satélite de diferentes resoluções e índices espectrais para extração da linha de costa (e.g., Hagenaars et al., 2018; Pardo-Pascual et al., 2018; Vos et al., 2019) concluíram que, em comparação com dados de GNSS, a posição da linha de costa extraída de imagens de satélite apresenta uma diferença máxima de 7 metros. Surpreendentemente, satélites de menor resolução espacial, como o Landsat, possuem a mesma acurácia que o Sentinel. No entanto, as principais incertezas no posicionamento da linha de costa obtidas por imagens de satélite estão relacionadas à presença de nuvens (um fator limitante para análises com sensores

ópticos), nível da maré, proximidade de ondas à linha de costa e precisão no georreferenciamento do sensor.

Após a escolha do método de extração, um software de Sistema de Informação Geográfica (SIG) é usado para analisar as mudanças e tendências na posição da linha de costa (Boak e Turner, 2005). Estudos bibliométricos afirmam que o Digital Shoreline Analysis System (DSAS), desenvolvido pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos nos anos 1990, é a ferramenta líder global para analisar as alterações costeiras (Rahman et al., 2022). Mais recentemente, em 2021, Almeida et al., (2021) desenvolveram o CASSIE, uma ferramenta em nuvem (<https://cassiengine.org/>), que utiliza imagens gratuitas do Landsat e Sentinel-2 disponíveis no Google Earth Engine Explore (GEE) para detectar e analisar variações na linha de costa ao longo do tempo em qualquer lugar do planeta de forma intuitiva, utilizando o método automático NDWI.

Luijendijk et al. (2018), por meio de classificação supervisionada, índices espectrais oriundos de imagens Sentinel e Landsat, somados com a computação em nuvem determinou a percentagem dos tipos de praia (arenosas, rochosas e lamosas) e padrões de erosão e acreção em todos os tipos de praia no planeta Terra entre 1984 a 2016. Segundo os autores, praias lamosas tendem a se concentrarem próximas ao equador, enquanto as rochosas em altas latitudes; ambas representam cerca de 69% das praias globais. Por sua vez, 24% das praias arenosas encontram-se sob erosão, 48 % encontram-se relativamente estáveis e 28% apresentam acreção sedimentar. Os locais de maior acreção estão situados no sudoeste asiático, enquanto que processos erosivos estão distribuídos ao longo do planeta, principalmente em áreas densamente ocupadas.

Autores apontam (e.g. Kuenzer et al., 2019; Munasinghe, 2021; Nagel et al., 2023; Rahman et al., 2022; Schmitt e Minderhoud, 2023), que há expectativas de que, no futuro, os dados provenientes de satélites como IKONOS, QuickBird e WorldView possam ser disponibilizados gratuitamente para a comunidade científica. Esses satélites possuem dados de alta resolução, com registros inferiores a 5 anos, desde os anos 2000, sendo muito úteis para análises históricas do planeta Terra. Além disso, espera-se um aumento no compartilhamento de dados entre nações desenvolvidas e em desenvolvimento, pois o maior acervo de dados e consequentemente o maior número de publicações estão concentrados nos Estados Unidos, na Europa, China e Índia (Rahman et al., 2022).

Os avanços também são esperados na área de imagens de SAR (Radar de Abertura Sintética) com maior resolução espacial e temporal, juntamente com o aprimoramento das técnicas de processamento. Essas imagens são menos afetadas por condições

climáticas, permitindo um monitoramento mais abrangente de eventos como cheias, tempestades, inundações e elevação do nível do mar globalmente.

Outra expectativa está relacionada ao aprimoramento dos algoritmos de inteligência artificial para identificação de tendências. Além disso, plataformas de computação em nuvem, como o Google Earth Engine, que são essenciais para processar grandes volumes de dados, têm a expectativa de incluir programas espaciais de diferentes partes do mundo, como CBERS e Amazonia do Brasil, e IRS da Índia. Isso permitirá o processamento de dados provenientes de um maior número de satélites, cada um com características de resoluções espaciais, espectrais e temporais distintas.

3. ÁREA DE ESTUDO

Delta do Rio São Francisco

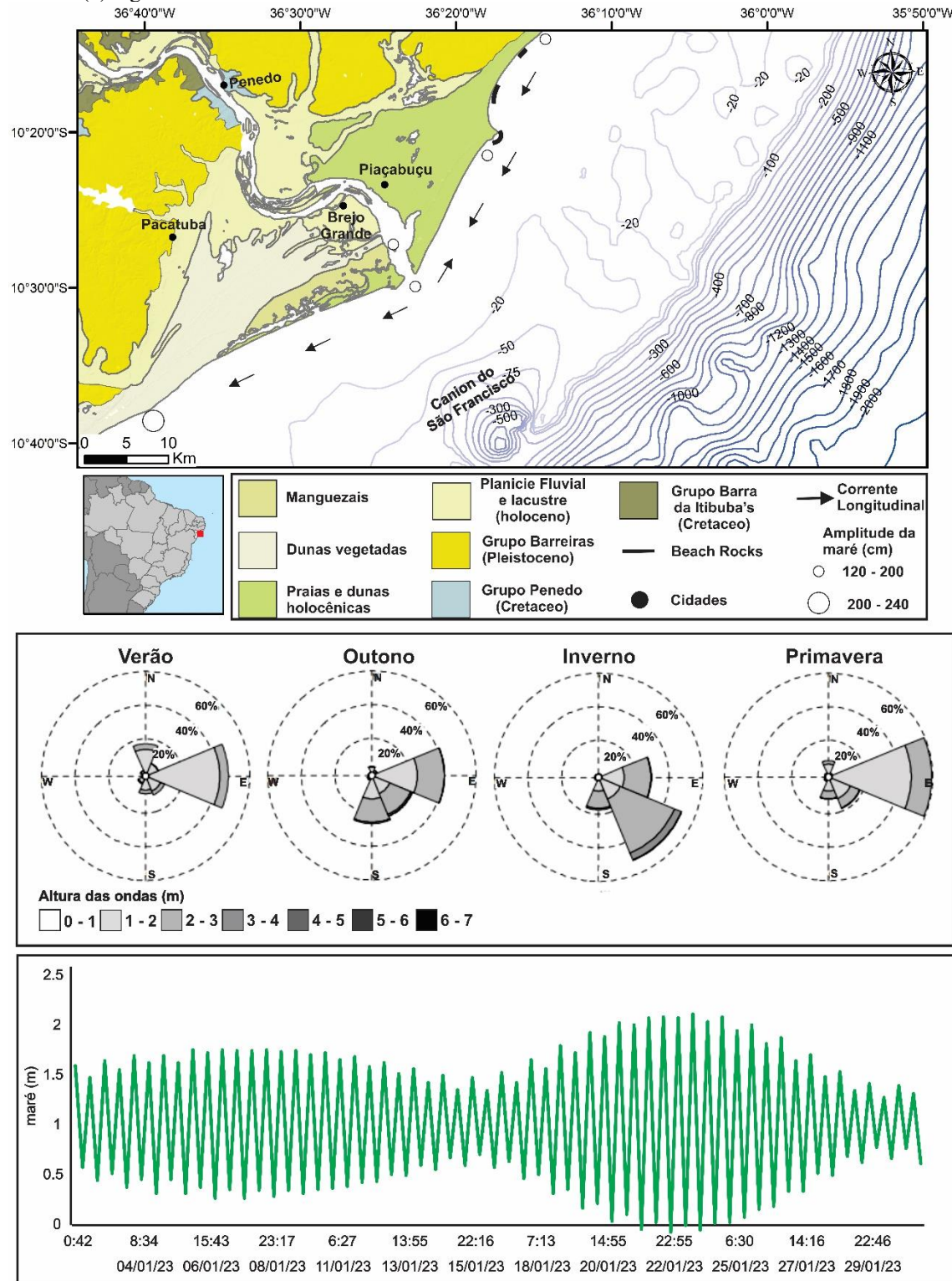
O delta do Rio São Francisco está situado na região Nordeste do Brasil (fig. 3.1), compreendendo uma área entre as coordenadas 10°00'S - 10°50'S e 36°45' - 35°45' W. Sua planície costeira possui mais de 100 km de extensão e 30 km de largura, formada por oscilações no nível do mar ocorridas ao longo do Pleistoceno Superior e Quaternário (Dominguez et al., 1981; Suguio et al., 1985).

Alguns estudos (e.g., Guimarães, 2010; Dominguez e Guimarães, 2021) indicam que, durante os períodos Pleistoceno e Quaternário, houve três fases distintas na evolução da planície costeira do delta, cada uma representada por unidades deposicionais (fig. 3.2). Essas três unidades deposicionais estão intimamente relacionadas às variações do nível do mar. A unidade fluvial, a mais antiga, foi depositada durante o último máximo glacial (UMG ~ 20 ka cal), quando a plataforma continental ficou exposta, propiciando a escavação de vales e a deposição de sedimentos fluviais. Posteriormente, com o aumento do nível do mar (~10 kcal), os vales foram inundados e a área passou a se comportar como um estuário, originando a segunda unidade deposicional. A unidade deltaica, mais recente, teve início por volta de 7 ka e está associada à diminuição das taxas de elevação do nível do mar, permitindo a progradação dos sedimentos costeiros em 03 diferentes períodos entre 5.7 a 1.0 ka.

Diversos autores (Dominguez, 1996; Dominguez et al., 1983, 1981; Guimarães, 2010) descrevem as principais características geomorfológicas associadas a essa evolução da planície costeira, incluindo depósitos eólicos (dunas ativas e inativas), terraços de cordões litorâneos (Pleistocênicos e Holococênicos), manguezais, formações rochosas de praia (beach rocks), depósitos lagunares, fluviais e praias (fig. 3.1a). O limite da planície deltaica é marcado pelo contato com falésias inativas da Formação Barreira, datada do período Terciário.

Dados de δ^{18} , obtidos por meio de espeleotermas, e eventos bonds indicam uma correlação direta entre os períodos de maior progradação da planície deltaica durante o Quaternário e os picos de descarga fluvial (Dominguez e Guimarães, 2021). Nos últimos mil anos, o aporte sedimentar do Rio São Francisco tem sido suficiente apenas para agradar a linha de costa (Dominguez e Guimarães, 2021).

Figura 3.1: Localização do delta do São Francisco e seus (a) componentes geomorfológicos (b) clima de ondas e (c) regime de maré.

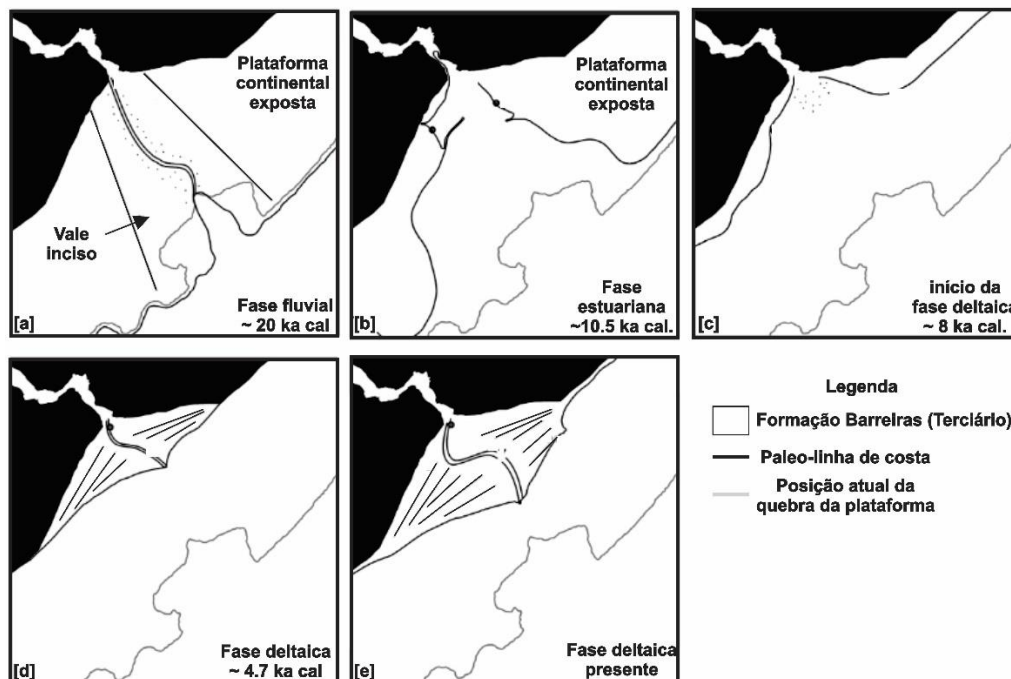


Fonte: Adaptado do GEOBANK – CPRM, Pianca et al. 2010 e DHN 2023.

Juntamente com a descarga fluvial, a corrente longitudinal teve um papel fundamental para a evolução do delta do São Francisco (Dominguez, 1996, 1990). Durante os períodos de cheias, citados acima, a descarga fluvial agiu como um molhe

(groyne effect), impedindo que os sedimentos fossem transportados a sotamar do delta. Sendo assim, a planície costeira a barlamar da desembocadura, de granulometria mais fina e mais selecionada, típica de ambientes retrabalhados por onda, desenvolveu-se a uma taxa superior a sotamar, que por sua vez tem uma areia de granulometria média e mal selecionada, típica de ambientes fluviais (Dominguez, 1996, 1990; Dominguez et al., 2016b). A sotamar da desembocadura, as ondas e correntes longitudinais retrabalharam os sedimentos, dando origem as ilhas arenosas e esporões costeiros (Dominguez, 1990). Como consequência do padrão de transporte sedimentar, as praias ao norte da desembocadura (sotamar) tendem a ter um comportamento dissipativo, enquanto as praias intermediárias são comuns ao sul (Barbosa e Dominguez, 2004; Dominguez et al., 2016b).

Figura 3.2: Modelo evolutivo da planície costeira no Delta do São Francisco. A primeira unidade deposicional foi a fluvial, seguida da lacustrina e tendo fim a deposição deltaica. Conforme Guimarães (2010) é necessário considerar a variação do nível do mar para explicar o modelo de formação deltaica da região.



Fonte: Adaptado de Guimarães (2010).

O delta do São Francisco é um típico delta dominado por ondas, sob regime de micromaré semidiurna, cujas amplitudes máximas são de 2,1 m durante a sizígia e 1,1 m na quadratura (fig. 3.1c) (Bittencourt et al., 2007). O clima de ondas na região tende a se direcionar predominantemente para o leste-sudeste, apresentando alturas médias entre 1.5 e 2 metros, com períodos de 7 a 9 segundos (fig. 3.1b) (Pianca et al., 2010). Durante o

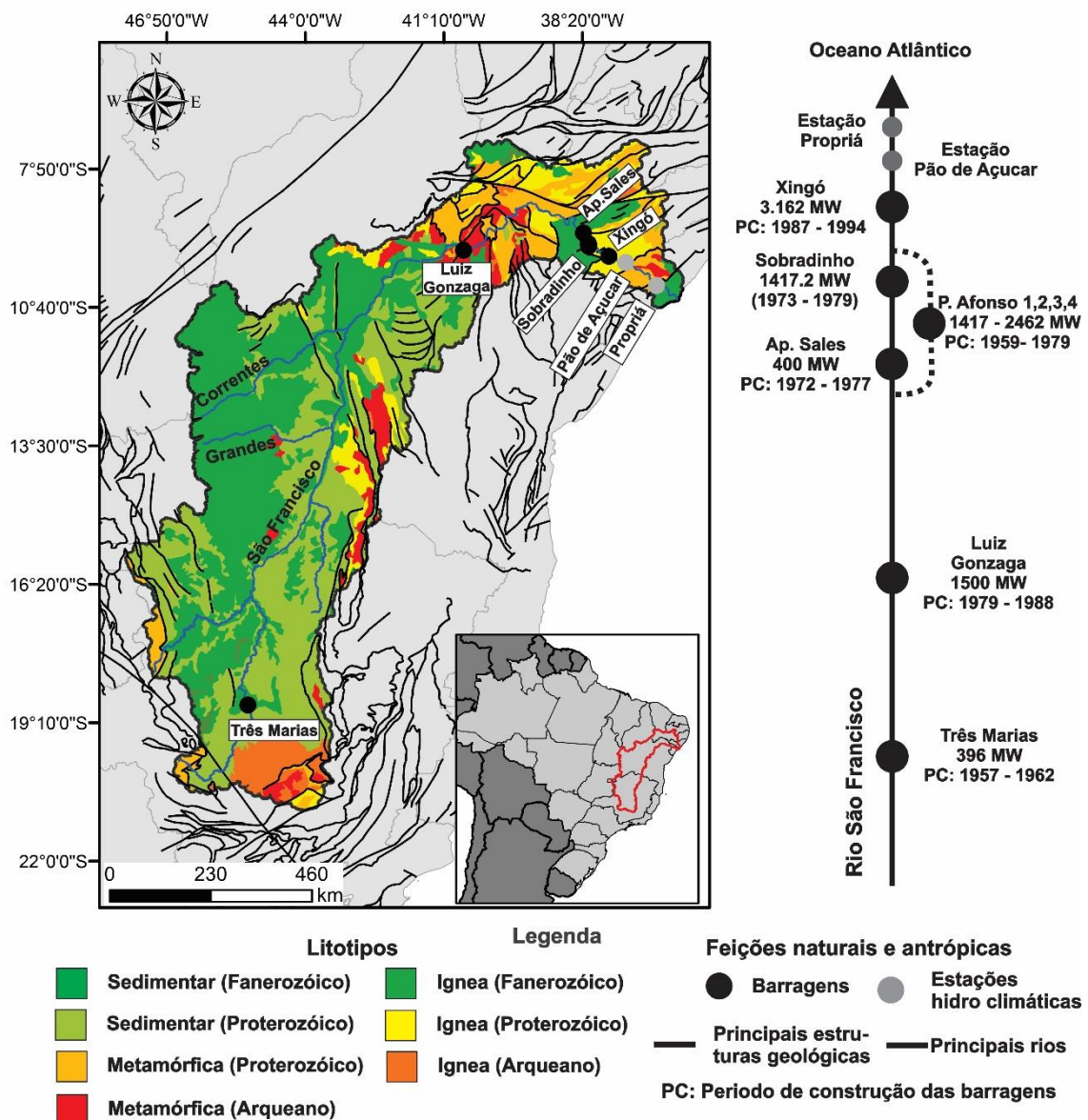
verão e a primavera, os ventos alísios são responsáveis pela direção das ondas provenientes do Leste. Em contrapartida, as ondas provenientes do sul-sudeste, que atingem as maiores alturas, são influenciadas pelas frentes frias durante o inverno (Pianca et al., 2010). Quanto à corrente longitudinal, esta tende a seguir uma direção preferencial de NE-SW (Bittencourt et al., 2005). Estimativas indicam que, na foz do delta, um volume de 22.436 m³ de sedimento por ano é transportado para regiões mais distais devido à corrente litorânea (Santos, 2021).

Os ventos alísios, provenientes das direções leste e sudeste, prevalecem ao longo do ano e tem uma velocidade média entre 4 a 5 m/s. Assim, como no delta do Parnaíba, a presença contínua e intensa desses ventos, combinada com um período de quatro meses de estiagem anual, proporciona um ambiente propício para o desenvolvimento extenso de campos de dunas (Barbosa e Dominguez, 2004; Bittencourt et al., 1990; Dominguez, 2023).

O Rio São Francisco possui uma bacia hidrográfica de 638.466 km² e extensão de 2.863 km, o que o representa como a mais extensa bacia hidrográfica brasileira (Medeiros et al., 2014). O Rio São Francisco tem sua nascente na cidade de São Roque (Minas Gerais) e passa por 521 municípios até desaguar no Oceano Atlântico. Sua bacia de drenagem é subdividida em superior (montante - 100 km²), médio (402 km²), sub-inferior (110 km²) e inferior (30 km²) (ANA, 2015). Os cursos superior, médio e sub-inferior fluem sobre rochas metamórficas de alto grau do Cinturão de dobras Sergipanas, cujas idades variam do Arqueano ao Proterozóico (fig 3.3). No curso inferior do São Francisco, o rio flui sobre rochas sedimentares Mesozoicas da Bacia de Sergipe Alagoas, rochas sedimentares Neogênicas da formação da Barreira e sedimentos do Pleistoceno ao Quaternário.

A maior parte da bacia de drenagem, que corresponde do curso superior ao sub-inferior, está inserida em uma classificação semiárida (BS) proposto por Koppen (1396) e revisada com Belda et al. (2014), com chuvas variando de 350 a 800 mm/ano (Nimer, 1989). Na zona costeira, a bacia do São Francisco torna-se um tropical úmido e seco (Aw), com mais de 5 meses de seca (Belda et al., 2014; Nimer, 1989). As chuvas se concentram entre abril a agosto, com valores que variam de 1300 a 1750 mm / ano (Nimer, 1989).

Figura 3.3: Geologia da bacia de drenagem do Rio São Francisco com base nos períodos geológicos.



Fonte: Adaptado do GEOBANK – CPRM.

O Rio São Francisco é um dos rios brasileiros mais impactados pela intervenção humana. Desde 1955, nove (9) barragens foram erguidas ao longo de sua bacia de drenagem, culminando em 1994 com a última delas. Em 2007, deu-se início à transposição do Rio São Francisco, um projeto destinado a redirecionar parte das águas do trecho médio e sub-inferior para abastecer regiões dos estados do Nordeste brasileiro. Como resultado dessas atividades antrópicas, diversos estudos relataram mudanças no comportamento do rio (de Jong et al., 2018; Medeiros et al., 2014, 2011, 2007). Dados provenientes da estação de Taipu (fig. 1.1) demonstraram que entre 1938 e 1973, a vazão média a jusante era de $3.010 \text{ m}^3/\text{s}$, com picos superiores a $5.000 \text{ m}^3/\text{s}$ durante os períodos de inundação (outono-inverno) (Medeiros et al., 2014, 2007). Nesse período, o rio transportava em suspensão cerca de 6.9×10^5 toneladas de sedimentos por ano (Medeiros

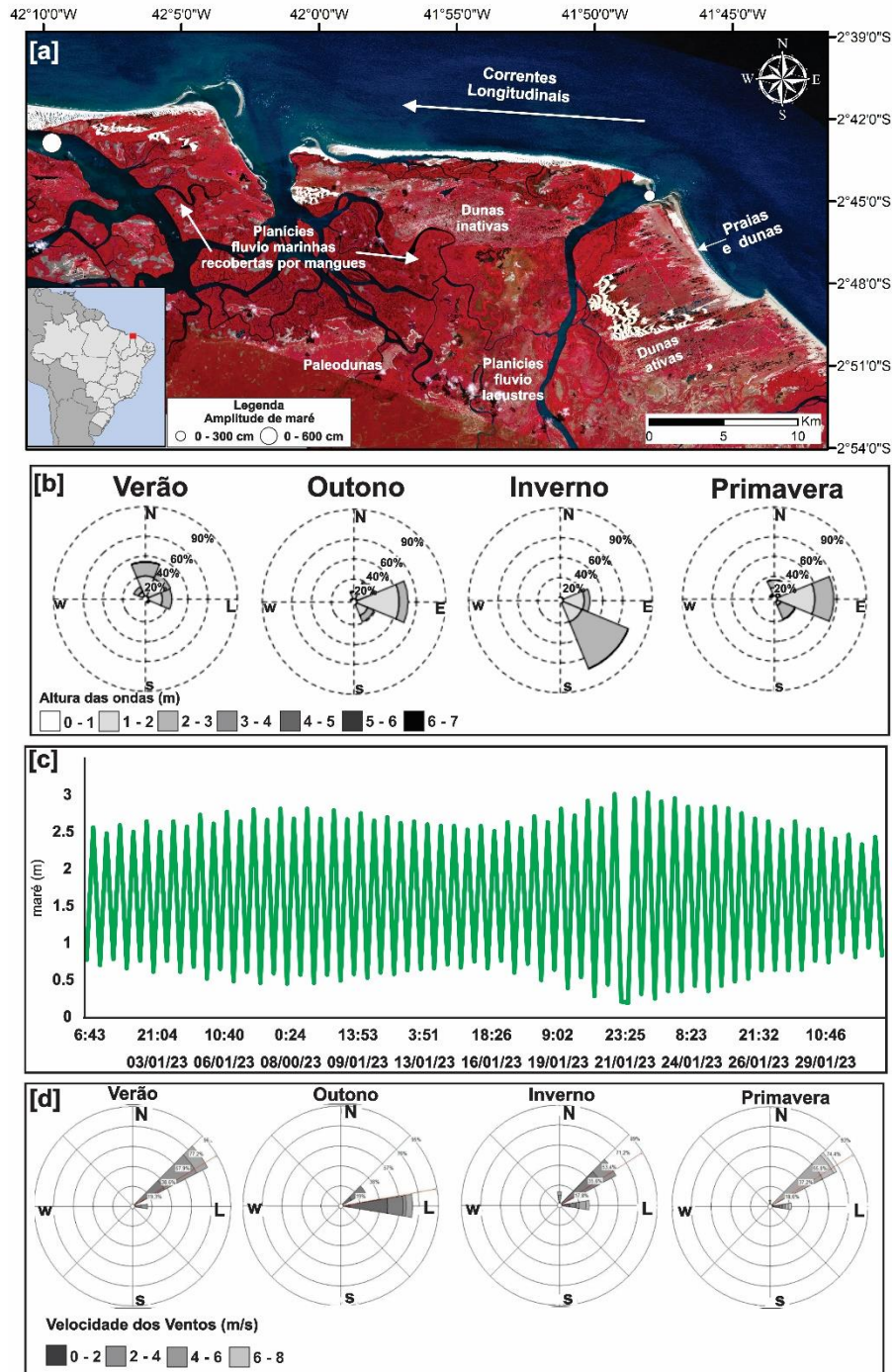
et al., 2011). Entre 1995 e 2001, após a construção da barragem de Xingó, a vazão média caiu para 1900 m³/s e a carga de sedimentos em suspensão diminuiu para 2.28 x 10⁵ toneladas por ano (Medeiros et al., 2014). Em 2017, o rio atingiu suas menores taxas históricas, com valores inferiores a 1000 m³/s (de Jong et al., 2018).

Alguns estudos recentes têm se dedicado à análise costeira do delta do São Francisco (e.g., Bittencourt et al., 2007; Dominguez, 2023; Dominguez e Guimarães, 2021). Levantamentos com mapas históricos, fotografias aéreas e imagens de satélite revelam que a linha costeira do delta do São Francisco manteve um equilíbrio relativo entre 1853 e 1960 (Bittencourt et al., 2007; Dominguez e Guimarães, 2021). Contudo, a partir de 1986, observou-se o início de um processo de erosão costeira na região, culminando na destruição da vila Cabeço e do farol de São Francisco no final da década de 1990. Dados obtidos entre 2003 e 2016 por meio de imagens Landsat indicam que a área da desembocadura apresentou erosão costeira, enquanto a região a barlar e a sotamar da desembocadura evidenciaram, respectivamente, progradação e estabilidade morfodinâmica (Dominguez et al., 2018). De acordo com Dominguez et al. (2023), a erosão não parece ter sido ocasionada exclusivamente pela retenção de sedimentos pelas grandes barragens, mas provavelmente resultou de alterações nos efeitos de remanso (efeito lamb) decorrentes da regulação do rio.

Delta do Rio Parnaíba

O delta do Rio Parnaíba está situado no Nordeste do Brasil, abrangendo os estados do Piauí e Maranhão, com coordenadas aproximadas de 2°34'S - 2°50'S e 41°30'W - 42°10'W. Geomorfologicamente (fig. 3.4a), a zona costeira dessa região pode ser subdividida em dois setores distintos: A oeste da desembocadura, a área é dominada por canais de maré associados a condições estuarinas, com uma presença abundante de manguezais. Nessa região, são observados cordões arenosos estreitos, com largura inferior a 50 metros (Szczygielski et al., 2014). Por outro lado, a leste da desembocadura, há uma predominância de campos de dunas ativas e inativas, além de praias mais amplas, com largura superior a 200 metros. Nessa área, também se destacam os afloramentos do grupo Barreiras (Szczygielski et al., 2014).

Figura 3.4: Localização do delta do Parnaíba e seus (a) componentes geomorfológicos (b) clima de ondas, (c) regime de maré e (d) clima dos ventos.



Fonte: Adaptado de Bezerra Ferreira et al. (2021), Pianca et al. (2010) e DHN 2023.

Diferentemente do delta do São Francisco e Jequitinhonha, não há trabalhos acerca da formação da planície deltaica do delta do Parnaíba. Entretanto, estudos recentes (e.g., Aquino da Silva et al., 2016; Cruz et al., 2023; Gois Smith et al., 2021; Szczygielski et al., 2014), fundamentados em análises sísmicas rasas, avaliações geoquímicas (Carbono/Nitrogênio total), datação por radiocarbono e mineralogia (incluindo cor, textura, presença de matéria orgânica, conteúdo fóssil e estruturas sedimentares) de testemunhos obtidos por meio de Vibracore, chegaram à conclusão de que cerca de 6 mil

anos atrás, a desembocadura do delta do Parnaíba estava situada na região oeste atual. Nesse período, os canais de maré existentes eram distributários do próprio Rio Parnaíba. Conforme apontado por esses autores, a alteração na localização da foz do Rio Parnaíba, assim como o isolamento dos canais de maré, ocorreu aproximadamente entre 3300 e 1200 anos atrás. Essa mudança significativa possivelmente está associada a eventos de neotectônica provenientes da Bacia de Barreirinhas.

O delta do Rio Parnaíba é caracterizado como um delta assimétrico, sujeito tanto à influência das ondas quanto das marés, operando sob um regime de mesomaré, semi-diurno, com uma amplitude máxima de 4.06 metros durante a maré de sizígia (fig. 3.4c). O clima de ondas (fig. 3.4b) na área é bastante influenciado pelos ventos alísios, com uma direção preferencial de N, N-NE ao longo de todo o ano e E-SE durante o inverno. As alturas médias das ondas variam de 1.6 a 2 metros, com períodos oscilando entre 5 e 9 s segundos (Paula et al., 2016; Pianca et al., 2010). Quanto à corrente longitudinal, essa geralmente segue uma direção preferencial de E-W, apresentando uma velocidade média de 1.2 m/s (Paula, 2013). Estima-se que essa corrente transporte cerca de 21.552 m³/s por ano a partir da sua foz (Santos, 2021). Por outro lado, as correntes de maré tendem a seguir uma direção predominante para N-NE, com uma velocidade média aproximada de 0.19 m/s (Aquino da Silva et al., 2015).

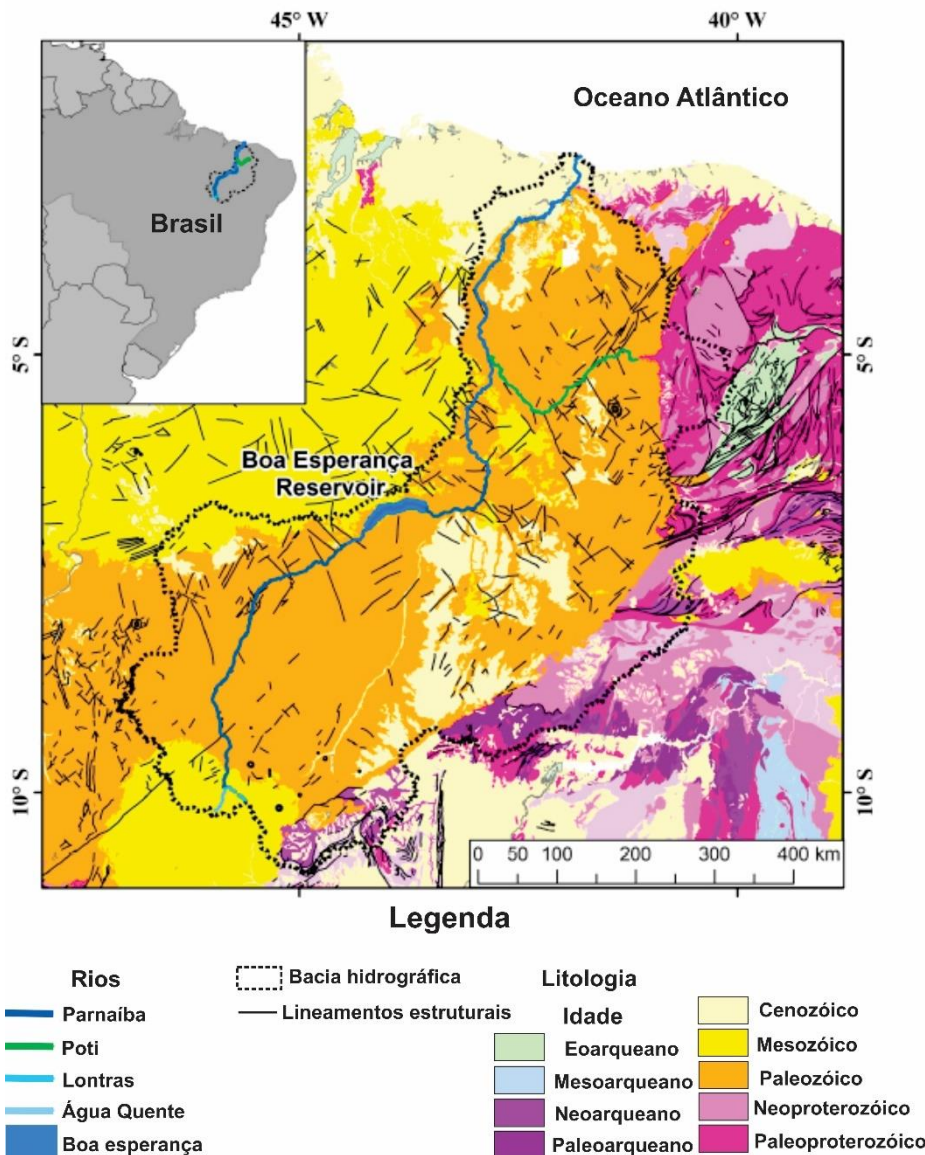
Devido aos ventos ao longo do ano e aos períodos sem chuva por mais de 3 meses consecutivos, grandes campos de dunas são formados tanto a backshore quanto a 6 km da atual linha de costa (Bittencourt et al., 1990; Paula et al., 2016; Paula, 2013). Conforme Paula (2013), a migração média das dunas no delta do Parnaíba, rumo ao continente, é superior a 20 m/ano.

O Rio Parnaíba possui uma bacia hidrográfica de 333.441 km² de área, 1.400 km de extensão, sendo formado pelas confluências dos rios Lontras, Curriola ao longo dos estados do Piauí, Maranhão e parte do Ceará. A bacia hidrográfica, por sua vez, pode ser dividida em 03 áreas: o alto Parnaíba (151.630 km²), médio Parnaíba (137.000 km²) e baixo Parnaíba (42.810 km²) (ANA, 2015). O alto e médio Parnaíba fluem diretamente sobre a bacia do Parnaíba, cuja evolução se deu entre os períodos Siluriano ao Cretáceo, e composto basicamente por conglomerados, arenitos, folhelhos e siltitos depositados em cinco sequências sedimentares (Feijó, 1994). Por sua vez, o baixo curso flui sobre a bacia de Barreirinhas, formada durante a fragmentação do supercontinente Gondwana durante o Mesozoico, de composição similar a bacia do Parnaíba e sob arenitos do grupo Barreiras e sedimentos inconsolidados do Quaternário (fig. 3.5). O Rio Parnaíba desagua

anualmente 2.54×10^6 ton/ano de sedimento em suspensão, no qual 90% dessa carga sedimentar ocorre durante os meses de janeiro a junho (Aquino da Silva et al., 2015).

Todo o curso fluvial do Rio Parnaíba está inserido no clima tropical com estação seca no inverno (Aw), no qual 70% da pluviometria anual concentra-se no verão, que compreende os meses de fevereiro a maio, cujas médias pluviométricas variam entre 150 a 2500 mm/mês. O período de seca, por sua vez, ocorre no inverno, entre os meses de setembro a agosto, cuja precipitação mensal não ultrapassa 60 mm/mês (Belda et al., 2014; Bezerra Ferreira et al., 2021).

Figura 3.5: Geologia da bacia de drenagem do Rio Parnaíba com base na idade geológica.



Fonte: Adaptado de Aquino da Silva et al. (2019).

As chuvas concentradas em um curto período de tempo, como mostrado acima, e uma cobertura geológica composta basicamente por rochas sedimentares e sedimentos

inconsolidados, fazem com que o delta do Parnaíba tenha um índice de erosão pluvial (entre 8.000 e 10.000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ ano⁻¹) e de erodibilidade do solo superiores aos deltas do Jequitinhonha e São Francisco (Oliveira et al., 2013).

Alguns trabalhos foram publicados acerca da vulnerabilidade costeira no delta do Parnaíba (Aquino da Silva et al., 2019; Bezerra Ferreira et al., 2021; Dominguez e Guimarães, 2021; Nicolodi e Petermann, 2010; Paula, 2013). Segundo Paula (2013), em resultados obtidos a partir de perfis de praia, 95% das praias a leste da desembocadura do delta do Parnaíba, correspondente ao estado do PI, são classificadas como locais de médio a alto risco a erosão costeira associadas a causas naturais. Os 5% das praias que não tem grau de erosão estão ligados a foz do delta. Já dados de imagens Landsat indicam que entre 1984 a 2017, 52% do delta experimentou erosão, enquanto que 48% registrou progradação sedimentar. Ademais, a posição da linha de costa em curtas escalas temporais (anos) está diretamente ligada a variações de pluviometria e descarga fluvial na região (Bezerra Ferreira et al., 2021).

Dominguez (2023) relata que o delta do Parnaíba, apesar de sofrer a menor influência antrópica dentre os deltas dominados por ondas no Brasil, é o delta que tem as áreas mais susceptíveis a uma subida de nível de mar de 2 metros, visto que maior parte da planície deltaica é composta por manguezais. Nicolodi e Petermann (2010), por análise multivariada envolvendo altimetria, densidade populacional e renda per capita, chegam à conclusão que o delta do Parnaíba é uma região susceptível a vulnerabilidade costeira devido às crescentes enchentes.

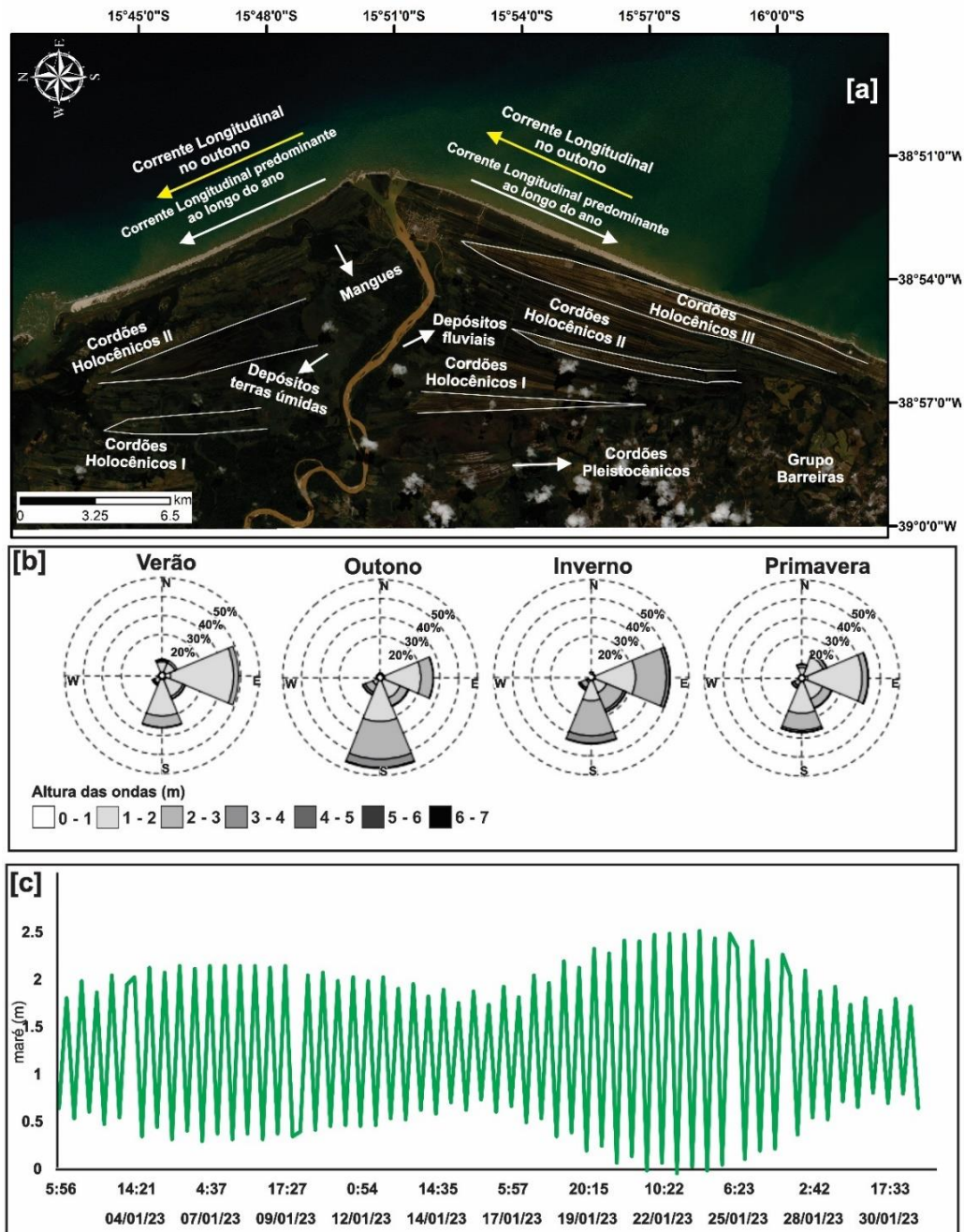
Delta do Rio Jequitinhonha

O delta do Jequitinhonha (fig. 3.6) está localizado nas seguintes coordenadas: 15°40' S – 16° 5'S e 38°55'W – 38°50' W, tendo sua planície deltaica composta por cordões arenosos (Pleistocênicos e Holocênicos), depósitos de terras úmidas, terraços fluviais e manguezais (Dominguez et al., 1982; 1987).

A evolução do delta do Jequitinhonha (fig. 3.7) apresenta semelhanças com o delta do São Francisco, remontando ao último máximo glacial (Dominguez, 2023, 1990; Dominguez et al., 1987). Conforme os autores, nesse período a plataforma continental ficou exposta, permitindo a progradação de cordões litorâneos Pleistocênicos e a conexão da desembocadura do delta com o Cânion do Jequitinhonha. Posteriormente, por volta de 10 mil anos atrás, um evento de máxima transgressão durante o Holoceno submergiu o

delta, transformando-o em um estuário e afogando os cordões arenosos e gerando os depósitos de terras úmidas.

Figura 3.6: Localização do delta do Jequitinhonha e seus (a) componentes geomorfológicos (b) clima de ondas e (c) regime de maré. Notem que o norte foi deslocado para melhor enquadramento da imagem.



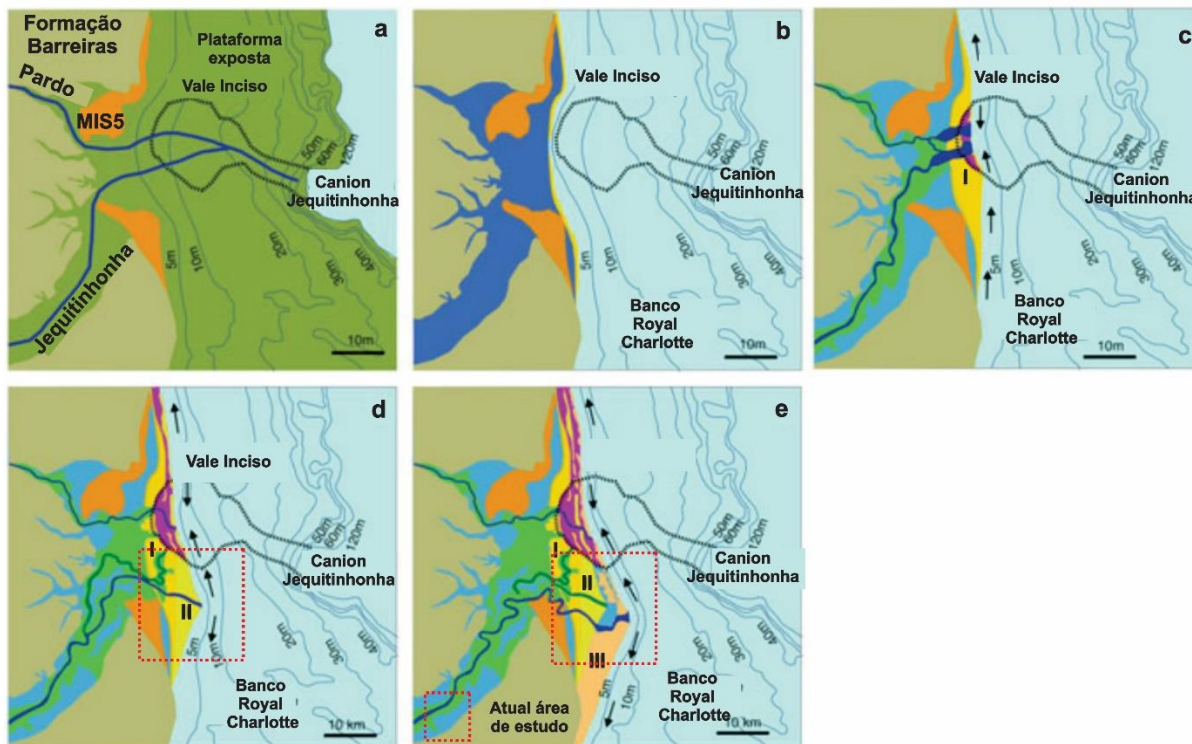
Fonte: Adaptado de Pianca et al. (2010) e DHN (2023).

Ao longo do Holoceno, entre 5.2 mil e 2.5 mil anos atrás, pequenas flutuações no nível do mar resultaram em três eventos de progradação deltaica no delta do Jequitinhonha, originando os cordões arenosos holocênicos. Essas variações no nível do mar levaram o Jequitinhonha a deslocar a posição de sua desembocadura para o sul pelo menos duas vezes. Da mesma forma que observado no Parnaíba, esses canais

abandonados, devido à avulsão do delta, contribuíram para a formação dos campos de manguezais na região, separando os cordões arenosos holocênicos.

O delta do Jequitinhonha possui um regime oceanográfico semelhante ao do São Francisco, com marés de micromaré semidiurna (fig. 3.6c) e ondas variando de 1.7 a 2.2 metros, com períodos de 5 a 10 segundos (fig. 3.6b). No entanto, nessa região, as ondas geralmente se propagam nos quadrantes ESE durante grande parte do ano (verão, inverno e primavera), com predominância para o quadrante S durante o outono (Santos, 2021; Pianca et al., 2010). Isso resulta em um padrão de corrente longitudinal que tende a ser bidirecional (N-S) quando as ondas se aproximam no sentido ESE e tem uma direção preferencial para N durante o outono. De acordo com Santos (2021), a corrente longitudinal durante o outono exerce uma influência significativa na dinâmica sedimentar da região, transportando aproximadamente 17623 m³/ano de sedimentos para o Norte, enquanto que nas outras estações os valores não ultrapassam 400 m³/ano.

Figura 3.7: Esquema evolutivo do delta do Jequitinhonha proposto por Dominguez (2023) e Dominguez et al (1987). Em (a) tem-se a exposição da plataforma continental e a conexão do Rio Jequitinhonha com o Cânion do Jequitinhonha. Em (b), tem-se o evento de transgressão máxima, que afogou parte dos corpos arenosos Pleistocênicos. Em (c), (d) e (e), têm-se as fases de progradação do delta vinculados às variações do nível do mar. Entre esses períodos, houve a formação de manguezais e corpos úmidos que separam os corpos sedimentares holocênicos.



Fonte: Dominguez (2023).

A análise das orientações dos cordões litorâneos holocênicos revelou que a descarga fluvial atuou de forma semelhante a um molhe contra a corrente longitudinal, especialmente durante pretéritos períodos de cheia. Isso resultou em uma progradação mais rápida da barlamar da desembocadura em comparação com a sotamar (Dominguez et al., 2006; Dominguez, 1990), indicando que assim como o São Francisco, as ondas e correntes também tiveram participação fundamental na evolução do delta ao longo do Holoceno (Dominguez, 1990). A alta energia das ondas combinadas com a falta de barreiras naturais (promontórios, recife) e artificiais e sedimentos de areia fina fazem com que as praias nas margens do delta do Jequitinhonha sejam classificadas como praias dissipativas. Já as areias mais grossas, de origem fluvial, fazem com que na desembocadura, a praia tenha uma característica intermediária (Dominguez et al., 2016a).

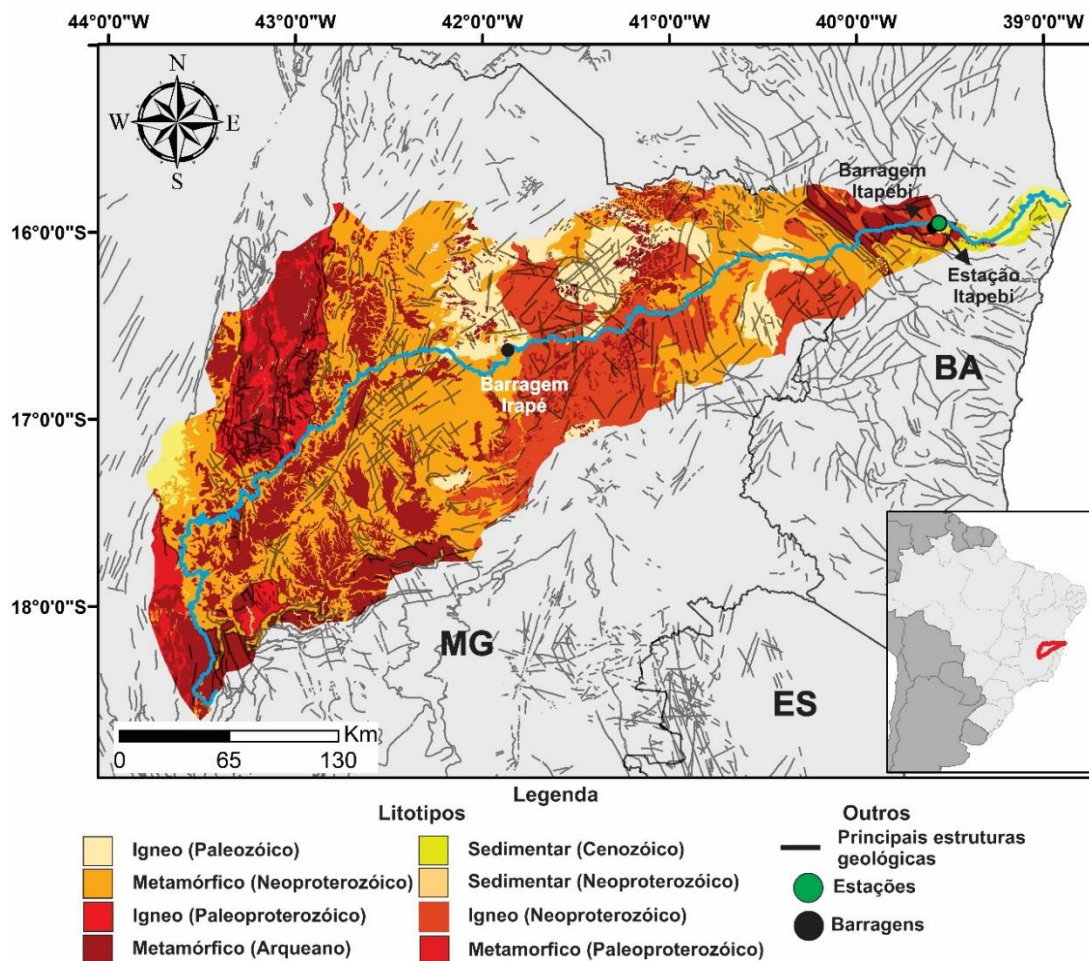
O Rio Jequitinhonha (fig. 3.8) possui uma extensão de 1.090 km, com uma bacia de drenagem de 70.315 km², no qual 93% da sua bacia está situada em MG e o restante na BA (IBGE, 2005). 95% do seu curso fluvial flui sobre rochas metamórficas e ígneas do Arqueano ao NeoProterozoico, pertencentes às provinciais do São Francisco e Mantiqueira, enquanto 5% flui sobre rochas e sedimentos do Cenozóico (Heineck et al., 2004 Leite et al. 2004). Conforme Nervino (2009), o rio tem uma descarga média de 320 m³/s no seu baixo curso fluvial, com um transporte sedimentar de 2.3×10^6 ton/ano para o oceano atlântico. Em seus trechos alto e médio, que respondem por aproximadamente 95% da extensão total do rio, o Jequitinhonha apresenta precipitações anuais abaixo de 900 mm, concentradas principalmente nos meses de novembro e dezembro (Nimer, 1989). Esta classificação climática corresponde ao semiárido. Por outro lado, o curso inferior recebe precipitações superiores a 1400 mm/ano, com níveis máximos observados entre dezembro e março. Entre 1999 e 2006, foram construídas duas barragens ao longo do Rio Jequitinhonha. A barragem de Irapé, localizada a 570 km da foz, tem capacidade de 399 MW, enquanto a barragem de Itapebi, posicionada a 80 km da foz, tem capacidade de gerar 450 MW.

Nos últimos anos, trabalhos significativos sobre a vulnerabilidade do delta do Jequitinhonha foram conduzidos por diversos autores (Dominguez, 2023; Santos, 2021; Nervino, 2023; Silva et al., 2021). Utilizando imagens multiespectrais e técnicas de GIS, Silva et al. (2021) mapearam a morfologia dos canais fluviais, padrões de drenagem e a migração dos canais no período de 1973 a 2007. Eles observaram que a morfologia deltaica passou por mudanças significativas em um curto espaço de tempo devido à construção da barragem do Itapebi e à retificação do canal, resultando na transformação

de uma configuração bifurcada para um único canal fluvial em direção à margem esquerda da desembocadura.

Os estudos de sensoriamento remoto conduzidos por Dominguez (2023), Nervino (2023) e Santos (2021) corroboram essas descobertas, destacando a mobilidade costeira ao longo de diferentes períodos temporais. Eles apontam que houve erosão costeira na desembocadura do delta desde a década de 1980 até o período atual, enquanto ambas as margens do delta apresentaram progradação. Além disso, as projeções futuras de Nervino (2023) indicam uma possível retração da linha de costa na desembocadura em mais de 1.4 km até 2041. Em suas análises prospectivas, ela sugere que uma elevação do nível do mar em cerca de 2 metros pode tornar a região norte do delta altamente suscetível a inundações, devido à sua baixa altitude e à presença de manguezais e inúmeras ilhas barreiras.

Figura 3.8: Geologia da bacia de drenagem do Rio Jequitinhonha base na idade geológica.



Fonte: Adaptado de Leite et al. (2014).

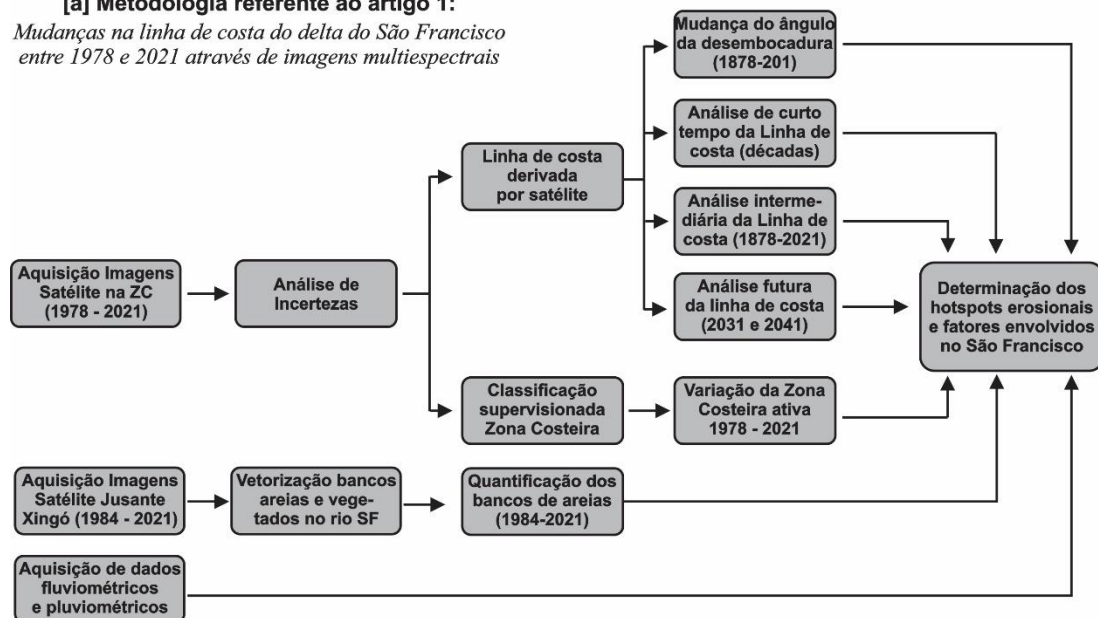
4. METODOLOGIA

Este capítulo detalhará a metodologia aplicada para obtenção dos dados dos dois artigos submetidos, juntamente com suas similaridades e diferenças. O primeiro artigo é intitulado “*Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 e 2021 através de imagens multiespectrais*”, enquanto o segundo artigo foi denominado “*Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco and Jequitinhonha River Deltas*”. A figura 4.1 ilustra as etapas de processamento utilizadas em cada um dos artigos.

Figura 4.1: Etapas de processamento no (a) Artigo 1 e (b) no Artigo 2. Nota-se que a principal diferença entre os dois artigos é que no Artigo 1 utilizou-se análise futura da linha de costa do São Francisco, além do mapeamento dos bancos de areia a jusante da Usina Hidroelétrica de Xingó.

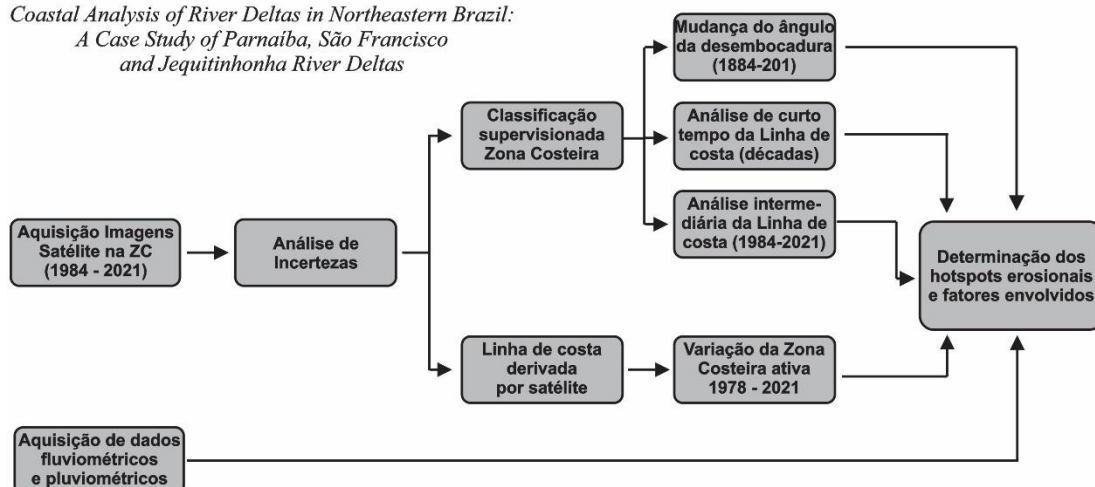
[a] Metodologia referente ao artigo 1:

Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 e 2021 através de imagens multiespectrais



[b] Metodologia referente ao artigo 2

Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco and Jequitinhonha River Deltas



Fonte: Próprio autor (2024).

Dados hidroclimáticos

Foram adquiridos dados pluviométricos e fluviométricos de estações de monitoramento operadas pela Agência Nacional de Águas - ANA, acessíveis em <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. As estações de monitoramento (fig. 1.1) selecionadas são Luzilândia, Itapebi, Propriá e Pão de Açúcar. As duas primeiras estações correspondem aos deltas do Parnaíba e Jequitinhonha, enquanto as duas últimas correspondem ao delta do São Francisco. A escolha destas estações específicas justifica-se pelos seguintes critérios:

1. Proximidade da Foz do Delta: Todas estas estações de monitoramento estão posicionadas a jusante das barragens e situadas a uma distância inferior a 100 quilômetros da foz de cada respectivo delta.
2. Disponibilidade de dados históricos: Estas estações de monitoramento possuem séries de dados históricos anteriores à construção das barragens. Este conjunto de dados históricos serve como uma base crucial para análises comparativas, permitindo-nos examinar minuciosamente as alterações no fluxo dos rios e nos padrões de precipitação subsequentes à implementação das barragens.

Seleção das imagens de satélite, pré-processamento, análise de incerteza e quantificação da linha de costa

No segundo artigo, intitulado “*Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil A Case Study of Parnaiba São Francisco, and Jequitinhonha River Delta*”, foram utilizadas imagens multiespectrais provenientes dos satélites Landsat (Sensores TM e ETM+), Sentinel-2 (A e B), SPOT-4, RapidEye-3 e Planet para a extração da linha de costa nos deltas mencionados. Estas imagens encontram-se disponíveis nos seguintes repositórios: <https://earthexplorer.usgs.gov/>, <https://scihub.copernicus.eu/>, <https://regards.cnes.fr/>, e <https://www.planet.com/education-and-research>.

Para o primeiro artigo, intitulado “*Mudanças na Linha de Costa do Delta do Rio São Francisco entre 1978 e 2021 através de Imagens Multiespectrais*”, foram utilizadas as mesmas imagens do São Francisco obtidas no segundo artigo, acrescidas de uma imagem Landsat-2 de 1978, também disponível no site do Earth Explorer.

Para assegurar uma análise temporal abrangente, torna-se imperativo aplicar correções atmosféricas às imagens de satélite, visando garantir a maior uniformidade possível nos valores de refletância de cada classe mapeada (Chander et al., 2009; Gaida et al., 2020). Com exceção das imagens Sentinel-2A e 2B, todas as imagens de satélite

foram adquiridas com suas respectivas correções atmosféricas. As imagens Sentinel-2A e 2B foram corrigidas mediante a utilização do algoritmo Sen2Cor. Ademais, destaca-se que todas as imagens adquiridas apresentaram uma precisão geométrica satisfatória, com um erro de posicionamento (RMSE) inferior a 12 metros.

A Tabela 4.1 exibe todas as informações pertinentes acerca das imagens de satélite empregadas, incluindo a data de aquisição e a quantificação das principais fontes de incerteza das imagens, tópico que será discutido posteriormente.

Tabela 4.1: Aquisição das imagens de satélite com as respectivas datas, horário de aquisição e erros. Ep: Erro do pixel, Eg: erro de georreferenciamento, Erun: Erro de run-up e Et: Erro total. Em *, tem-se a imagem de 1978, que acrescidas as demais imagens do São Francisco foram utilizadas no primeiro artigo dessa tese.

Data (yyyy/mm/dd)	Tipo da Imagem	Resolução Espacial (m)	RMSE (m)	Erros de nuvens e ondas (m)	Erro de NDWI Error (m)	Erro individual por linha de costa (m)	Área de estudo
1984/09/01	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.87	Delta do Parnaíba
1988/12/09	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.86	
1991/07/03	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.87	
1995/11/03	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.87	
1999/09/03	Landsat 7 ETM	30.0	4.3	15.0	0.0	33.82	
2005/09/11	Landsat 5 TM	30.0	4.4	15.0	0.0	33.83	
2008/07/20	SPOT 5	6.5	3.3	3.3	3.3	8.60	
2012/09/13	SPOT 5	6.5	3.2	3.3	3.3	8.59	
2017/08/03	Sentinel	10.0	4.5	5.0	5.0	13.06	
29/12/2021	Planet	3.2	2.6	1.6	1.6	4.64	
1978/12/17*	Landsat 2 TM	60	15	30	0	70	Delta do São Francisco
1984/12/19	Landsat 5 TM	30.0	5.3	15.0	0.0	33.96	
1987/06/19	Landsat 5 TM	30.0	6.3	15.0	0.0	34.13	
1991/08/01	Landsat 5 TM	30.0	8.2	15.0	0.0	34.53	
2000/11/21	Landsat 7 ETM	30.0	3.1	15.0	0.0	33.68	
2003/09/03	Landsat 5 TM	30.0	4.6	15.0	0.0	33.85	
2007/02/02	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.87	
2010/12/01	RapidEye	6.0	2.5	3.0	3.0	7.76	
2013/12/10	RapidEye	6.0	3.2	3.0	3.0	8.01	
2016/11/24	Sentinel	10.0	7.2	5.0	5.0	14.21	
2019/12/04	Sentinel	10.0	3.1	5.0	5.0	12.63	
2021/12/29	Planet	3.2	2.6	1.6	1.6	4.64	
1984/03/19	Landsat 5 TM	30.0	6.4	15.0	0.0	34.15	

1988/04/09	Landsat 5 TM	30.0	7.1	15.0	0.0	34.29	Delta do Jequitinhonha
1990/05/01	Landsat 5 TM	30.0	3.7	15.0	0.0	33.75	
1996/08/05	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.87	
2003/02/06	Landsat 7 ETM	30.0	4.9	15.0	0.0	33.90	
2006/05/29	Landsat 5 TM	30.0	4.7	15.0	0.0	33.87	
2008/03/03	SPOT 5	6.0	3.5	3.0	3.0	8.15	
2013/03/19	RapidEye	6.0	4.2	3.0	3.0	8.47	
2017/01/06	Sentinel	10.0	4.7	5.0	10.0	15.71	
2021/03/06	Sentinel	10.0	4.2	5.0	10.0	15.59	

Fonte: Próprio autor (2021).

A posição da linha de costa, seja visualizada em perfil (obtida por dados receptores GNSS, teodolitos, LiDAR) ou em plantas (obtidas por imagens aéreas e espaciais), apresenta variações em escalas curtas de tempo (dias) devido aos efeitos da maré, ondas, eventos de tempestade, entre outros (Hagenaars et al., 2018; Hapke et al., 2010; Pardo-Pascual et al., 2018; Vos et al., 2019). Por essa razão, foram aplicados critérios na seleção das imagens de satélite, a fim de reduzir e quantificar os erros no modelo estatístico, caso não tenha sido possível eliminar a incerteza.

Conforme destacado por Hagenaars et al. (2018), a presença de nuvens dificulta a identificação da linha de costa, resultando em erros que podem variar centenas de metros. Para minimizar esse erro, todas as imagens adquiridas foram selecionadas com menos de 20% de cobertura de nuvens em toda a cena e menos de 10% na zona costeira.

A quebra das ondas na zona de estirâncio, conhecida como wave runup, pode ser confundida com pixels de praia, gerando erros de interpretação em métodos manuais ou automáticos de detecção da linha de costa (Hagenaars et al., 2018; Vos et al., 2019). Assim como a presença de nuvens, essa feição não pode ser corrigida pelo processamento de imagens. Para compensar ambos os erros, foi atribuído um erro médio de meio pixel (metade da resolução espacial) ao nosso modelo estatístico (ver Tabela 4.1).

Em regiões de macro a mesomaré, e dependendo da declividade da praia, a diferença de amplitude entre a preamar e a baixa maré resulta em uma variação horizontal de dezenas a centenas de metros (Vos et al., 2019). Para evitar erros nessa escala, as imagens foram adquiridas apenas durante a preamar (maré alta), pois, segundo os autores acima, métodos computacionais têm maior capacidade de segregar a linha de costa durante este período. A tabela 4.2 relata os valores da maré das imagens de satélite adquiridas e os valores de maré mais alta no dia.

Tabela 4.2: Horário de aquisição das imagens de satélite (em GMT) e os valores de maré mais alta no dia e registrado durante a aquisição.

Data	Satélite	Horário da Aquisição da Imagem (GMT)	Valor Maré Mais Alta no dia (m)	Valor da Maré na hora da aquisição (m)	Área de estudo
01/09/1984	Landsat 5TM	12:28:00	2.94	2.92	Delta do Parnaíba
08/06/1988	Landsat 5TM	12:29:00	2.79	2.78	
03/07/1991	Landsat 5TM	12:21:00	2.91	2.89	
03/11/1995	Landsat 5TM	12:20:00	3.08	3.01	
03/09/1999	Landsat 7ETM	12:51:00	2.78	2.61	
11/09/2005	Landsat 7ETM	12:46:00	2.73	2.65	
20/07/2008	SPOT 5	13:01:00	2.56	2.56	
13/09/2012	SPOT 5	12:42:00	2.64	2.54	
03/08/2017	Sentinel-2	13:12:00	2.72	2.66	
29/12/2021	Sentinel-2	13:10:00	2.84	2.76	
1978/12/17	Landsat 2 TM	13:10:00	-	-	Delta do São Francisco
19/12/1984	Landsat 5 TM	12:00:00	1.76	1.64	
19/06/1987	Landsat 5 TM	12:00:00	1.6	1.47	
01/08/1991	Landsat 5 TM	11:54:00	1.75	1.62	
21/11/2000	Landsat 7 ETM	13:00:00	1.64	1.45	
03/09/2003	Landsat 5 TM	12:07:00	1.61	1.6	
02/02/2007	Landsat 5 TM	12:30:00	1.85	1.74	
09/02/2007	Landsat 5 TM	12:20:00	1.43	1.35	
01/12/2010	RapidEye	13:40:00	1.6	1.42	
27/09/2013	RapidEye	13:20:00	1.39	1.26	
24/11/2016	Sentinel 2ª	12:58:00	1.53	1.4	
04/12/2019	Sentinel 2 A	13:00:00	1.3	1.2	
29/12/2021	Sentinel 2 A	13:00:00	1.55	1.4	
19/03/1984	Landsat 5TM	12:06:00	1.56	1.53	Delta do Jequitinhonha
09/04/1988	Landsat 5TM	12:07:00	1.29	1.28	
01/05/1990	Landsat 5TM	11:57:00	1.4	1.4	
05/08/1996	Landsat 5TM	11:52:00	1.62	1.61	
06/02/2003	Landsat 5TM	12:13:00	1.58	1.32	
29/05/2006	Landsat 5TM	12:27:00	1.21	1.09	
03/03/2008	SPOT	12:27:00	1.31	1.19	
19/03/2013	RapidEye	12:30:00	1.7	1.65	
06/01/2017	Landsat 8OLI/TIRS	12:37:00	1.88	1.78	
06/03/2021	Sentinel-2	12:53:00	1.36	1.3	

Fonte: próprio autor (2024).

Diversos pesquisadores (e.g., Boak e Turner, 2005; Gens, 2010), destacam que a capacidade de identificação de proxies da linha de costa por satélites é diretamente proporcional à resolução espacial do sensor utilizado. Contudo, estudos recentes (e.g., Hagenaars et al., 2018; Pardo-Pascual et al., 2018; Vos et al., 2019), concluem que

imagens provenientes do Programa Landsat e do Sentinel demonstram um erro horizontal inferior a 6 metros em comparação à detecção da linha de costa obtida por receptores GNSS. Essa precisão é atribuída, segundo esses autores, à eficiente correção geométrica aplicada às imagens e à proximidade com dados de GNSS.

Para as imagens de satélite (Sentinel, RapidEye e Planet) nas quais as linhas de costa foram extraídas através do método NDWI (Normalized Difference Water Index), um erro correspondente à metade da resolução espacial, ou seja, meio pixel, foi adicionado. Essa abordagem foi adotada com base em trabalhos conduzidos nas proximidades do delta do São Francisco (Kelly e Gontz, 2018), os quais indicam que esse método apresenta menor precisão quando comparado ao MNDWI (Modified Normalized Difference Water Index), utilizado nas imagens Landsat e SPOT. Nos parágrafos subsequentes, serão detalhados de forma mais abrangente os métodos de extração da linha de costa.

Após essa breve exposição acerca das possíveis fontes de incerteza na determinação da linha de costa, optou-se por selecionar exclusivamente cenas pertencentes à maré alta e caracterizadas por uma ausência significativa ou mínima presença de nuvens na zona costeira. Adicionalmente, foram utilizados os metadados da imagem para determinar a resolução espacial do sensor e o RMSE de georreferenciamento. Por fim, os erros foram calculados com base nos parâmetros das Equações 1 e 2. Cumpre salientar que o erro máximo anual estabelecido para cada linha de costa é de 2.5 m/ano. Recomenda-se a consulta à Tabela 4.1 para a verificação dos erros específicos da linha costeira derivados da análise das imagens de satélite.

$$E_{ti} = \sqrt{E_r^2 + E_p^2 + E_{run}^2 + NDWI_e} \quad (\text{Eq. 1})$$

E_{ti} : Erro total de cada cena (m).

E_r : Erro de georreferenciamento da imagem de satélite.

E_p : Erro relacionado ao tamanho do pixel da Imagem de satélite.

E_{run} : Erro relacionado ao Run Up Wave Wave run-up error.

$NDWI_e$: Erro relacionado ao método NDWI.

$$E_t = \sqrt{\frac{\sum T_e}{T}} \quad (\text{Eq. 2})$$

E_t : Erro total anual (m/ano).

$\sum T_e$: Soma dos erros de cada linha de costa individualmente (m).

T : Período de análise.

Dentre os três principais grupos de proxies da linha de costa, identificados por alguns estudos (e.g., Boak e Turner, 2005; Gens, 2010; Toure et al., 2019), optou-se pela aplicação do processo automatizado de extração da linha de costa. Este método foi escolhido devido à sua mínima interferência humana e fácil reprodução. A metodologia em questão utiliza índices espectrais, normalmente situados entre bandas do visível e do infravermelho, sendo amplamente adotada nos trabalhos recentes de monitoramento costeiro (Ozturk e Sesli, 2015; Luijendijk et al., 2018; Aquino da Silva et al., 2019; Özpolat e Demir, 2019;).

Para destacar a interface entre a água e a terra, foi selecionado o índice espectral "Modified Normalized Difference Water Index" – MNDWI, proposto por Xu (2006) [Eq. 3], nas cenas Landsat e SPOT, devido à sua simplicidade e precisão (Kelly e Gontz, 2018; Özpolat e Demir, 2019; Vos et al., 2019).

Dado que as cenas dos satélites Sentinel, RapidEye e Planet não possuem a banda do infravermelho médio (SWIR-1), foi empregado o "Normalized Difference Water Index" (NDWI), desenvolvido por McFeeters (1996) [Eq. 4].

$$\text{Índice MNDWI} = \frac{\text{Banda espectral Verde} - \text{Banda espectral SWIR 1}}{\text{Banda Espectral Verde} + \text{Banda Espectral SWIR 1}} \quad (\text{Eq. 3})$$

$$\text{Índice NDWI} = \frac{\text{Banda espectral Verde} - \text{Banda espectral NIR}}{\text{Banda Espectral Verde} + \text{Banda espectral NIR}} \quad (\text{Eq. 4})$$

Banda verde: Comprimento de onda verde (0,52 - 0,60 μm).

Banda NIR: Comprimento de onda no infravermelho (0,76 – 1,5 μm).

Banda SWIR 1: Comprimento de onda do infravermelho médio (1,55 - 1,75 μm).

Como resultado desse índice espectral, uma nova imagem raster é gerada, com valores variando de +1 a -1, destacando pixels de água (com valores positivos), ao passo que suprime pixels de vegetação, sedimentos secos e solo (com valores negativos). O limite ótimo para separar pixels de praias de corpos d'água foi estabelecido em zero (McFeeters, 1996; Xu, 2006).

O Digital Shoreline Analysis System (DSAS) é um dos softwares mais empregados para quantificar variações nas linhas de costa em estudos costeiros ao redor do mundo (e.g., Luijendijk et al., 2018; Rahman et al., 2022) e em virtude disso, foi utilizado nesse trabalho. De forma simples, o software utiliza três arquivos vetoriais para realizar seus cálculos: a linha de costa (obtida de forma automatizada, conforme explicado anteriormente), a linha de base (gerada a partir de 2000 metros da linha de costa mais

antiga) e transectos (gerados a cada 50 metros). Informações detalhadas sobre a utilização do software estão disponíveis em (Thieler et al., 2017).

O método de Regressão Linear Ponderada (WLR) foi aplicado para análises em uma escala temporal intermediária (três décadas), uma vez que realiza seus cálculos levando em consideração as incertezas associadas a cada linha de costa individualmente (Thieler et al., 2017), conforme previamente discutido (fig. 4.2a). Adicionalmente, com base nas incertezas anuais, a linha de costa foi categorizada em classes específicas (Tabela 4.3). Para o primeiro artigo, utilizou-se o coeficiente de determinação (WLR^2) para avaliar a precisão do método de regressão linear, no qual valores acima de 0.6 indicam que a correlação é coerente.

Tabela 4.3: Categorização da linha de costa com base nos valores de WLR e do cálculo de incertezas.

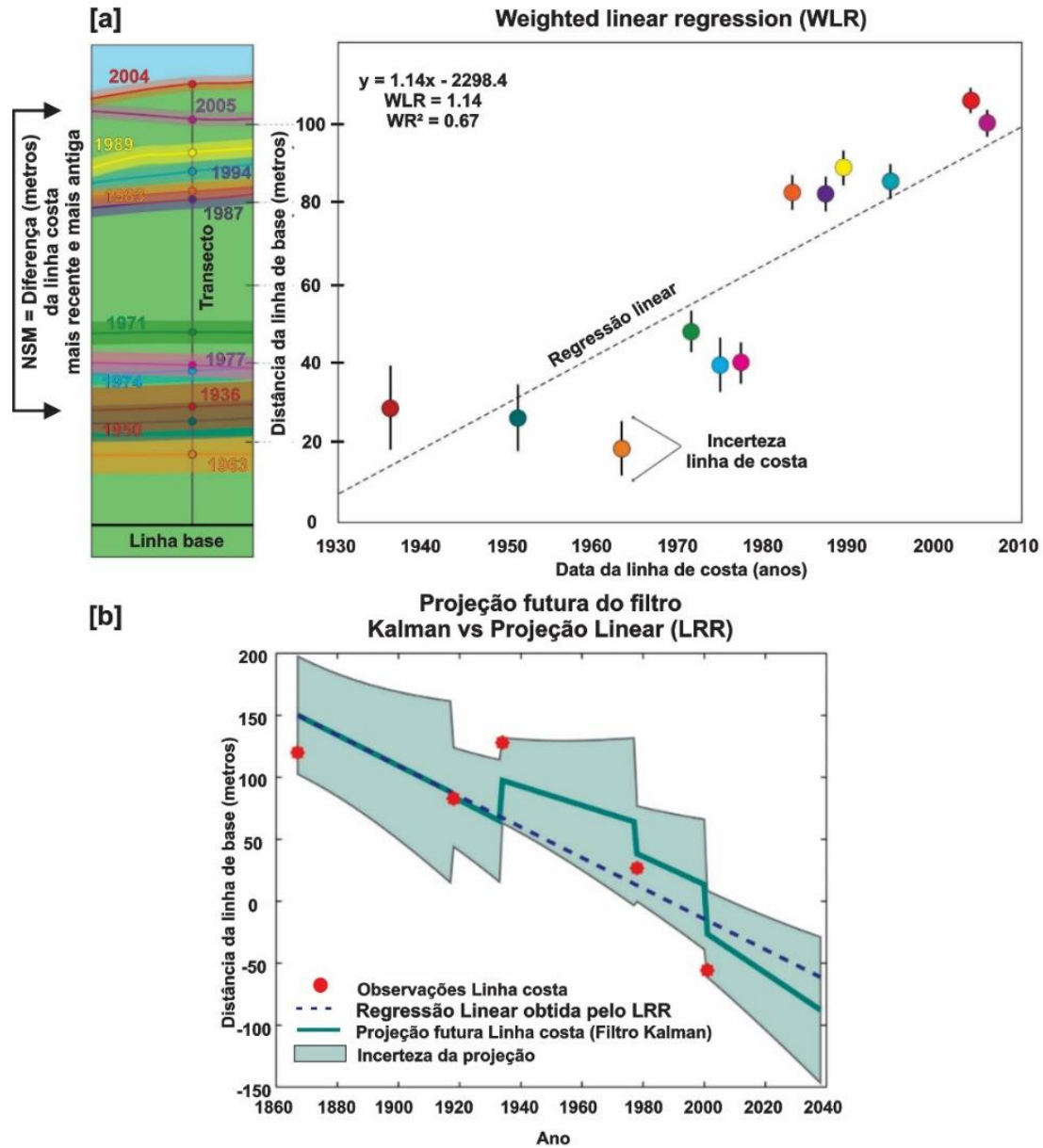
Categorização da linha costa	
Linha de costa erosiva	$WLR < -2.5 \text{ m/ano}$
Linha de costa estável	$-2.5 \text{ m/ano} \leq WLR \leq +2.5 \text{ m/ano}$
Linha de costa progradacional	$WLR > +2.5 \text{ m/ano}$

Fonte: próprio autor (2024).

Para a análise em uma escala temporal mais curta (no máximo uma década), optou-se pelo método Net Shoreline Movement (NSM), que calcula a diferença, em metros, entre a linha de costa mais antiga e a mais recente (fig. 4.2a). No segundo artigo, calculou-se 04 diferentes períodos de tempo para variações de curta escala nos três deltas, enquanto que primeiro artigo, calculou-se 06 diferentes períodos para o Delta do São Francisco.

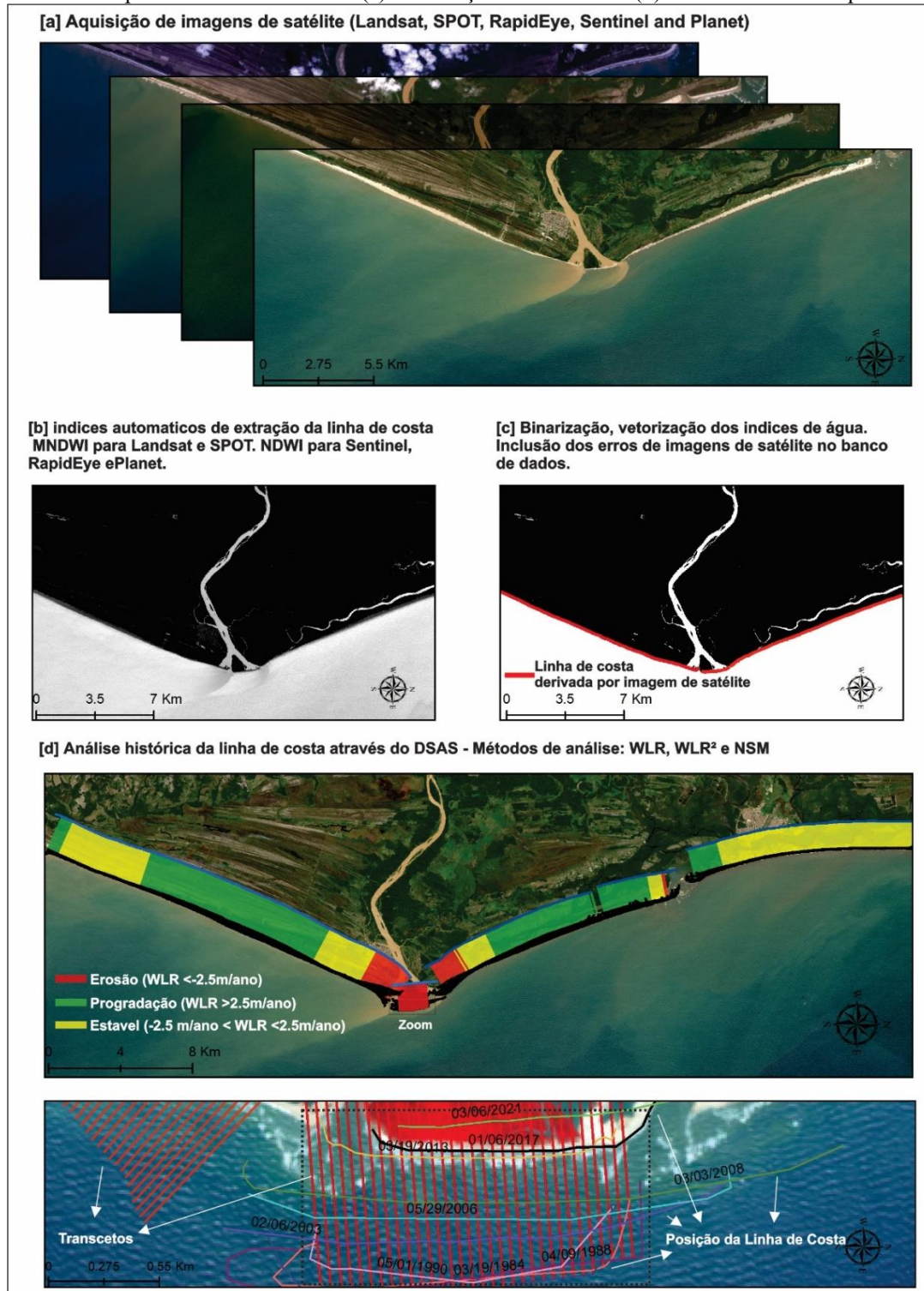
Tratando-se ainda do primeiro artigo, com base nos valores de regressão ponderada (WLR), linear (LRR) e coeficientes de determinação (WLR^2), determinou-se a posição prevista da linha de costa para os anos de 2031 e 2041 para o delta do São Francisco através dos filtros Kalman disponíveis no software DSAS (fig. 4.2b). Um resumo da metodologia para extração da linha de costa, em ambos os artigos, pode ser visualizado na figura 4.3.

Figura 4.2: Aplicação dos métodos (a) Net Shoreline Movement (NSM) e Weighted linear regression (WLR) para análises de curta e intermediária de tempo. (b) Projeção futura pelo filtro Kalman.



Fonte: Próprio autor (2024).

Figura 4.3: A metodologia para extração da linha costeira e análise estatística utilizando o Digital Shoreline Analysis System (DSAS), envolvendo (a) Aquisição de Imagens de Satélite e Controle de (b) Extração da Linha de costa por métodos automáticos (c) vetorização linha de costa (d) e análise estatística pelo DSAS.



Fonte: Próprio autor (2024)

Mudança de ângulo da desembocadura do delta

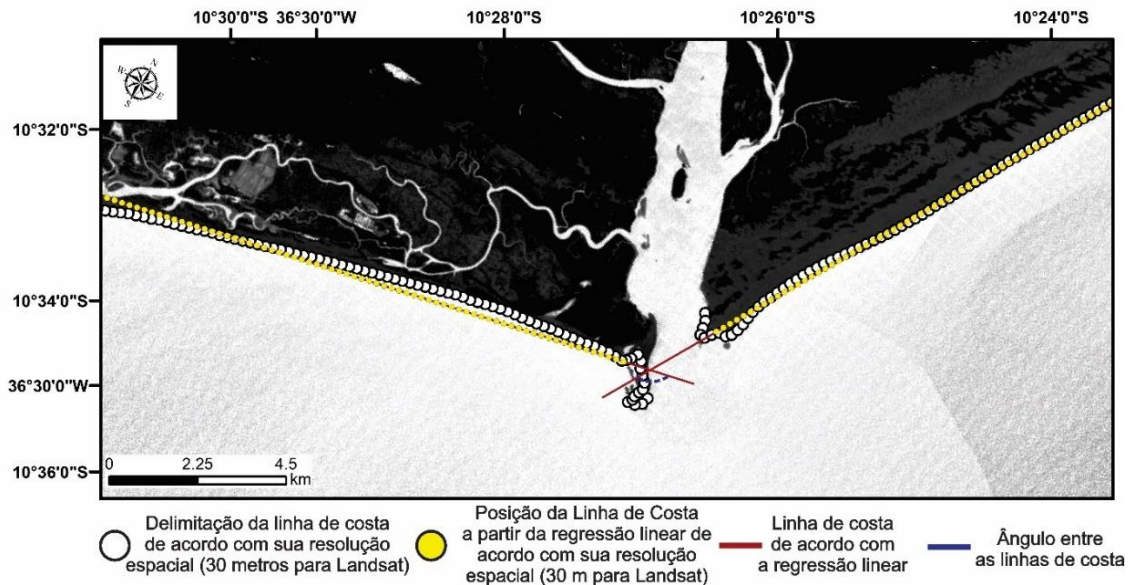
De acordo com alguns autores (e.g., Bhattacharya e Giosan, 2003; Bhattacharya et al., 2006; Anthony, 2015) o desenvolvimento e estabilidade da desembocadura em

deltas dominados por ondas se dá pelo ajustamento entre as ondas, correntes longitudinais e o aporte sedimentar (representado pelo fluxo fluvial). Segundo esses autores, à medida que o aporte sedimentar diminui, seja por motivos naturais ou induzidos antropicamente, a influência relativa das ondas e corrente aumenta, levando ao achatamento da desembocadura deltaica (Dominguez et al., 1983; Dominguez, 1990; Anthony, 2015). Caso as ondas e correntes longitudinais exerçam uma influência muito longa, a desembocadura deltaica irá se deflatar. O oposto ocorre quando o aporte sedimentar é muito maior do que as outras duas forçantes, e a desembocadura deltaica se tornará simétrica, como mostrado na figura 2.2 (página 9).

Para medir as mudanças nos ângulos de protusão deltaica, foi empregada a metodologia proposta por Besset et al. (2017). De acordo com esses autores, o ângulo médio da linha costeira em relação à desembocadura pode ser calculado por meio de uma regressão linear ao longo da linha de costa em cada lado da foz dos deltas em datas diferentes (por exemplo, 1984, 1991, 2000 etc.). Para realizar este procedimento, foi considerado que a desembocadura dos deltas tem aproximadamente 6 km de extensão em cada uma das suas margens.

Além disso, a linha da costa (polilinha) foi inicialmente transformada em pontos com intervalos regulares de acordo com a resolução espacial da imagem (por exemplo, pontos a cada 30 metros para imagens Landsat, 20 metros para Sentinel e 6 metros para imagens Rapid Eye). Em seguida, as coordenadas (X e Y) desses pontos foram extraídas e uma linha foi criada com base na regressão linear dessas coordenadas. Por fim, o ângulo entre as linhas de regressão linear em ambos os lados dos deltas foi medido. Caso o ângulo entre os lados da foz aumente com o tempo (aproximando-se de 180°), a desembocadura está se tornando assimétrica e/ou defletida. Por outro lado, caso o ângulo diminua, aproximando-se de 90° , a foz está se tornando simétrica. A figura 4.4 ilustra como é obtida a mudança do ângulo de desembocadura.

Figura 4.4: Metodologia para calcular a variação da desembocadura do delta. 1), extração das coordenadas X e Y das linhas extraídas automaticamente. 2) determinação da equação da reta e realização de uma regressão linear. 3) cálculo do ângulo entre essas duas linhas, geradas por regressão e 4) obtenção do ângulo na desembocadura.



Fonte: Próprio autor (2024)

Mudança da área costeira ativa ao longo do delta

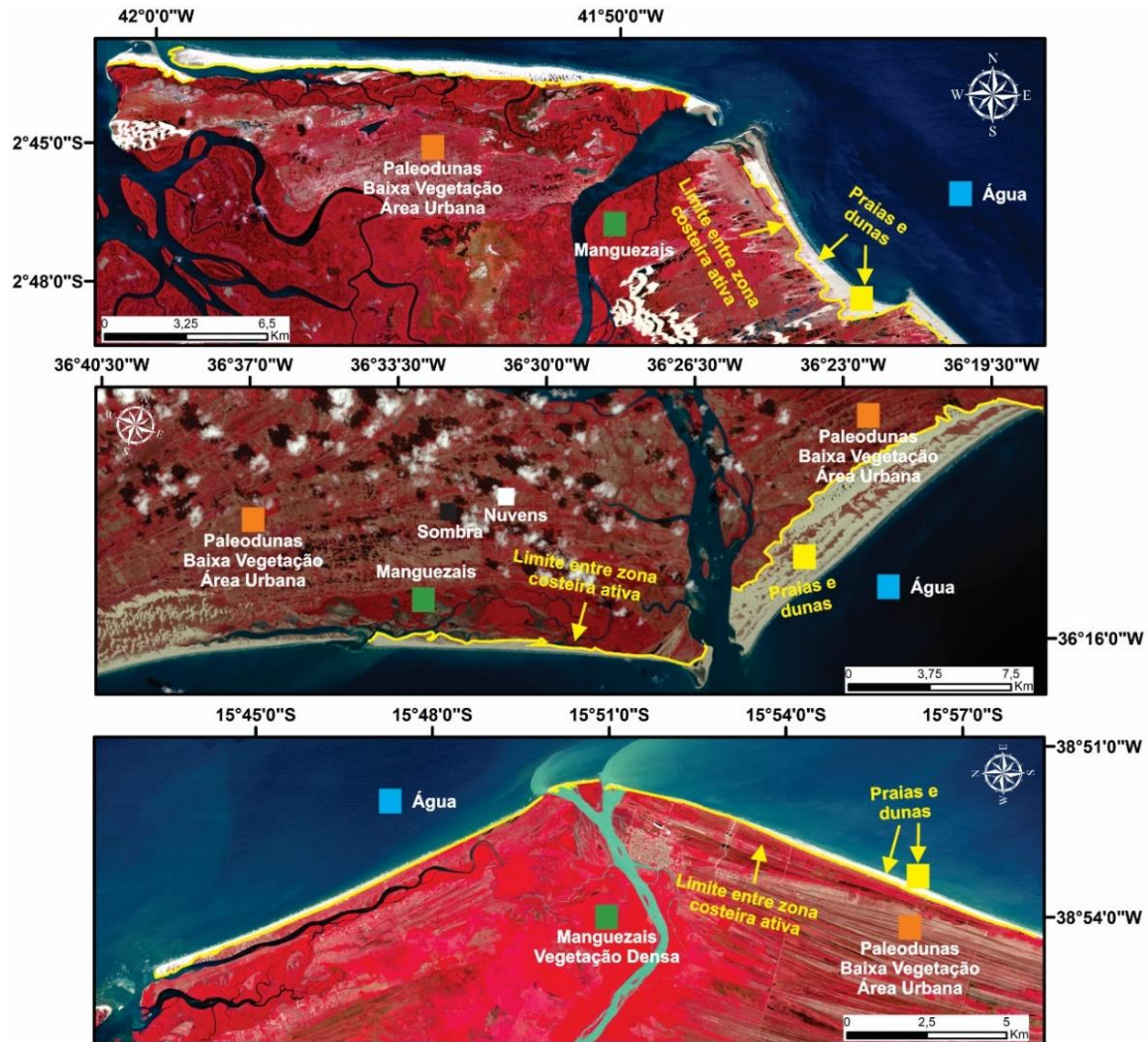
A erosão dos deltas é um processo complexo que não depende apenas de mudanças horizontais na linha costeira. Os sedimentos da foz do delta podem ser remobilizados, dando origem a diversas feições progradacionais ou agradáveis, como pontas, ilhas-barreira, cheniers, dunas eólicas e outras (Bhattacharya and Giosan, 2003; Ashton e Giosan, 2011; Anthony, 2015; Nienhuis et al., 2016).

Para melhor compreender estas mudanças costeiras dinâmicas, é crucial quantificar a área de sedimentos dentro da zona costeira ativa e considerar as variações na extensão horizontal da linha costeira. Esta quantificação ajuda a determinar se realmente houve perda ou ganho sedimentar no sistema e/ou se os sedimentos meramente redistribuídos ao longo do tempo.

No presente estudo, a área ativa do delta foi definida como a região entre corpos arenosos não consolidados (praias, dunas, restingas e ilhas barreira) e áreas vegetadas (fig.4.5). Áreas como as dunas ativas distantes no delta do Parnaíba foram propositalmente excluídas de nossa análise devido à sua considerável distância da costa. Sendo assim, inicialmente houve a identificação de diversas classes em cada imagem de satélite, tais como corpos d'água, corpos arenosos, áreas com vegetação densa, incluindo manguezais, regiões urbanizadas/solo/baixa densidade de vegetação, bem como nuvens/ondas, e áreas de sombra/ queimadas (quando identificadas) (fig. 4.5). Com base

na identificação dessas feições, houve classificações supervisionadas em todas as cenas através das bandas azul, verde, vermelho, infravermelho próximo (NIR) e infravermelho médio (MIR).

Figura 4.5: Delimitação da zona costeira ativa e exemplos de feições mapeadas em cada um dos deltas estudados.



Fonte: Próprio autor (2024).

Para avaliar a precisão da classificação supervisionada, gerou-se aproximadamente 200 pontos aleatórios de controle a partir a imagem classificada e um operador externo avaliou sua acurácia tendo como base a imagem de referência (Satélite). O índice Kappa, que utiliza a razão pixel classificados corretamente pelo número total de pixels da matriz, foi utilizado como parâmetro estatístico para medir a precisão da classificação (fig. 4.6).

Figura 4.6: Resumo da aplicação do índice Kappa tendo como exemplo uma cena do Delta do Parnaíba de 1984.

Classes	Total de pixels da classe Praia/Duna avaliadas corretamente pelo operador						Total de pixels da Classe Praia/Duna		AU = $\frac{\text{Pixels corretos}}{\text{Pixels totais}}$	
	Água	Praia/Duna	Mangue/VS	AU/Paleo dunas/BV	Ondas/ Nuvens	Sombras/ AQ	Total	AU	Kappa	
Água	33	0	0	0	0	0	33	1.0		
Praia/Duna	0	29	0	0	3	1	33	0.9		
Mangue/VS	0	2	27	1	1	2	33	0.8		
AU/Paleodunas/BV	0	0	2	31	0	0	33	0.9		
Ondas/Nuvens	0	1	0	2	30	0	33	0.9		
Sombras/AQs	2	2	1	0	2	26	33	0.8		
Total	35	34	30	34	36	29	198	0.0		
PA	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	0.0	0.9		
Kappa									0.9	

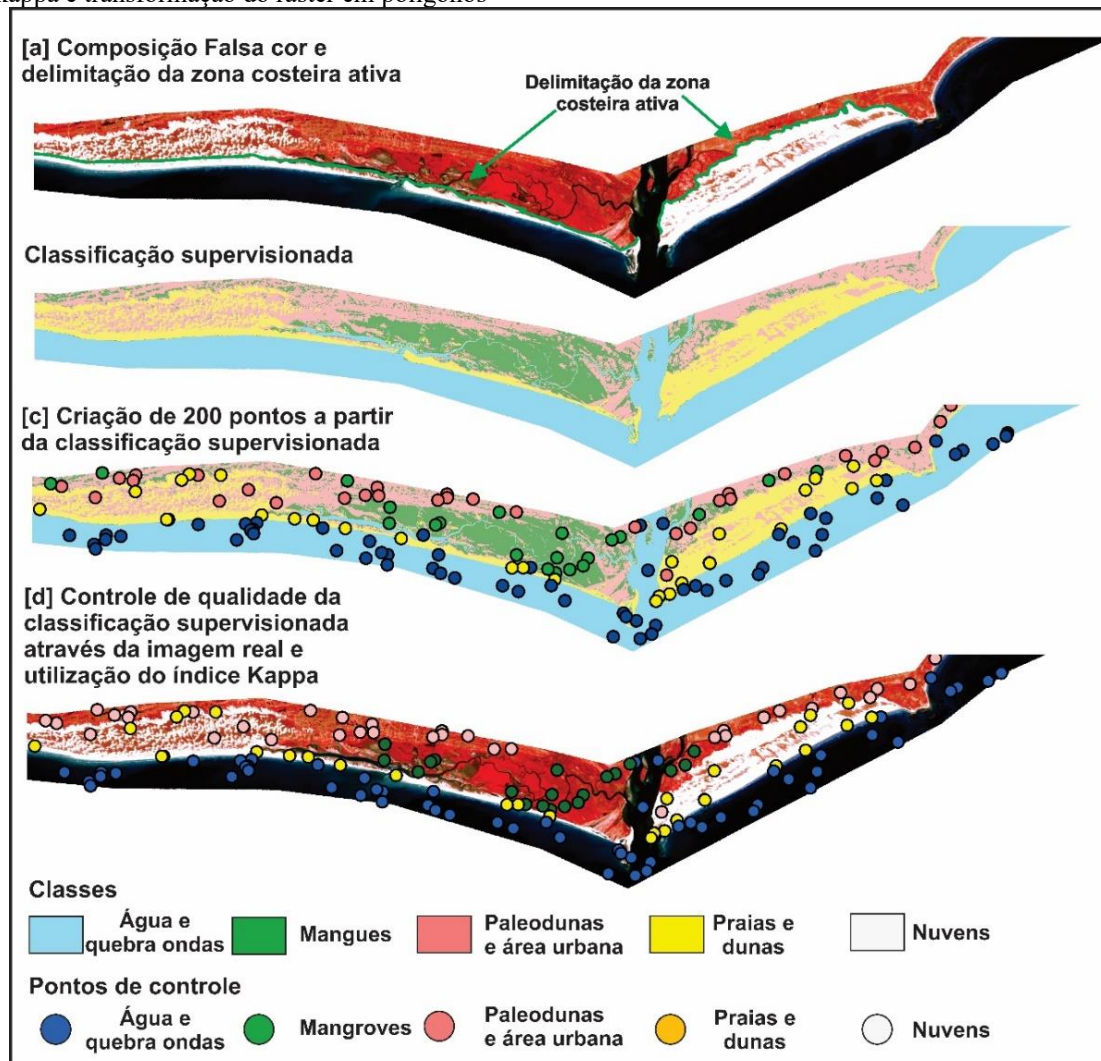
$\frac{\text{Pixels corretos de todas as classes}}{\text{Pixels totais de todas as classes}}$

Fonte: Próprio autor (2024).

As classificações com índice Kappa acima de 0,8 são consideradas satisfatórias, com base em diversas pesquisas em geociências (Lillesand et al 2004; Jensen 2007). Nos casos em que o índice Kappa ficou abaixo desse limite, houve a necessidade de reprocessando até que os dados atingissem a classificação ideal ou até o descarte da imagem de satélite.

Posteriormente, os pixels arenosos foram separados dos demais e convertidos em polígonos através de ferramentas do ArcGis . Com isso, foi possível calcular a variação de costa em todo o delta e também na própria foz do delta. A figura 4.7 ilustra um resumo da metodologia para calcular a mudança de área costeira ativa.

Figura 4.7: Metodologia para cálculo da área ativa ao longo do tempo no delta do São Francisco. (a) Delimitação da zona costeira ativa. (b). Classificação supervisionada. (c) Criação de pontos de controles a partir da classificação supervisionada. (d) Controle da classificação supervisionada, geração do índice kappa e transformação do raster em polígonos



Fonte: Próprio autor (2024)

Seleção das imagens de satélite para cálculo dos bancos de areia no baixo curso fluvial do Rio São Francisco

O tópico abaixo refere-se à metodologia utilizada exclusivamente no primeiro artigo, intitulado de “*Mudanças na Linha de Costa do Delta do Rio São Francisco entre 1978 e 2021 através de Imagens Multiespectrais*”.

Imagens de satélite, a jusante da barragem do Xingó, foram adquiridas nos períodos de menores vazões fluviais (entres os meses de maio a novembro), e selecionadas cenas com menos de 30% de cobertura de nuvens. Devido ao tamanho do comprimento do rio a jusante da barragem de Xingó, de aproximadamente 220 km, foi necessário adquirir mais de uma cena por ano para fazer análise dos bancos arenosos emersos, sendo divididos em parte superior e foz do delta (tabela 4.4). Pelo comprimento

do rio e devido a presença de nuvens, em alguns casos as cenas da parte superior e foz não puderam ser adquiridas na mesma data, possuindo assim, lapsos temporais de até 1 ano conforme indicado na tabela 4.4.

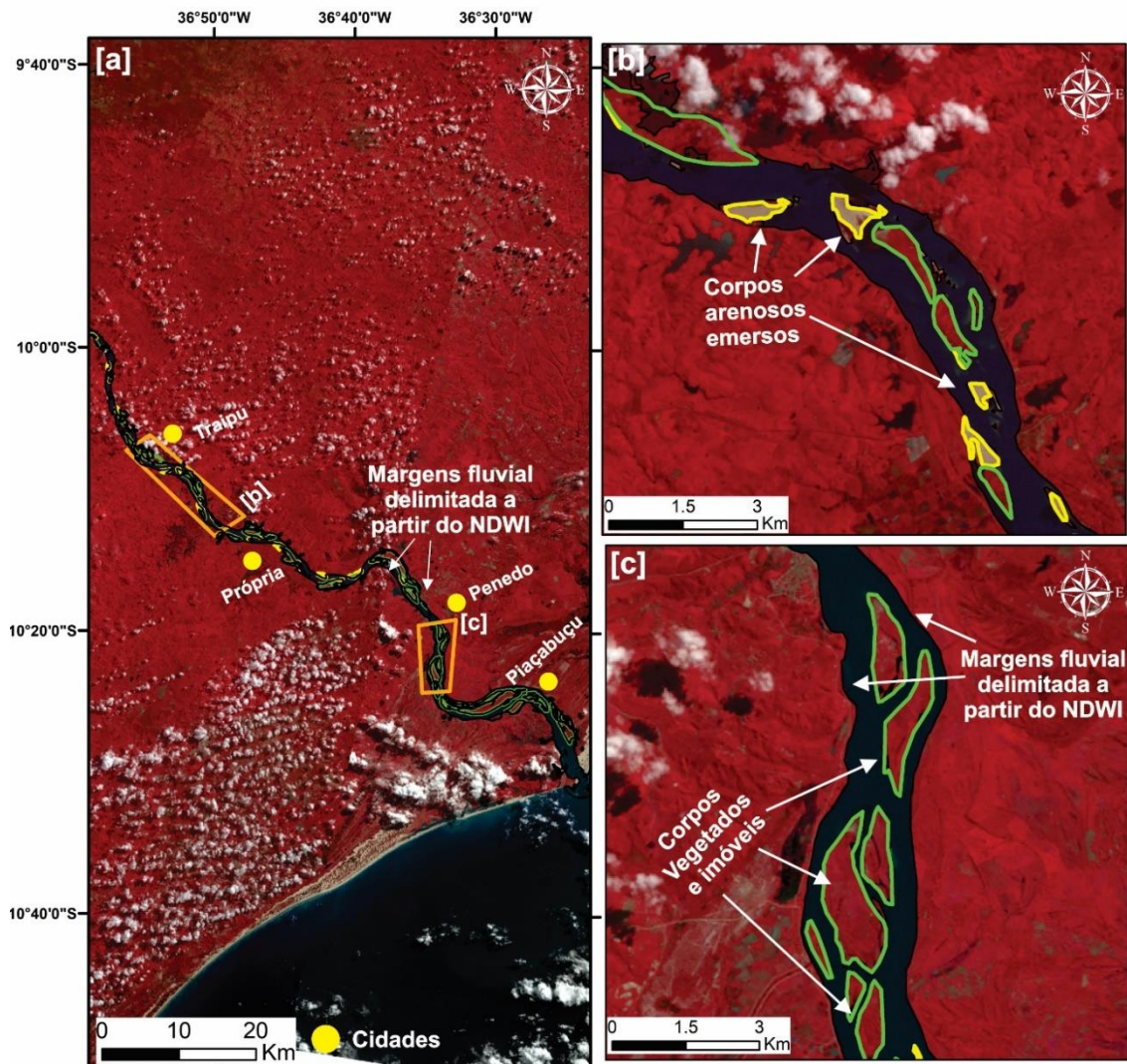
Tabela 4.4: Identificação das Imagens de satélite para mapeamento dos bancos arenosos emersos no baixo curso fluvial do Rio São Francisco.

Data (yyyy/mm/dd)	Tipo da Imagem	Resolução Espacial (m)	Localização
1984/09/25	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1985/11/27	Landsat 5 TM	30	Parte superior
1990/06/11	Landsat 5 TM	30	Parte superior
1991/08/08	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1994/05/28	Landsat 5 TM	30	Parte superior
1994/07/24	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1998/09/21	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1998/12/01	Landsat 5 TM	6	Parte superior
2010/09/25	RapidEye	6	Parte superior
2010/11/30	RapidEye	6	Foz do delta
2015/11/14	Landsat 8 OLI	30	Parte superior
2016/10/08	Landsat 8 OLI	30	Foz do delta
2021/11/13	Planet	3.2	Parte superior + Foz do delta

Fonte: próprio autor (2024).

Inicialmente, as margens dos canais fluviais foram delimitadas através de métodos automáticos, como NDWI, no qual valores positivos indicam os pixels de água e os negativos os demais pixels (terra, nuvem, areia). Posteriormente os bancos arenosos emersos e os bancos vegetados (fig.4.8), localizados dentro das margens fluviais, foram identificados a partir de composições verdadeiras e de falsas cores (envolvendo banda do infravermelho) e digitalizadas manualmente no software ArcGis em uma escala de 1:10.000. Diferentemente do cálculo de variação utilizado na área costeira, não foi possível realizar classificações supervisionadas devido a maior presença de nuvens próximos a margem fluvial, o que reduz a confiabilidade da classificação.

Figura 4.8: Vetorização dos corpos arenosos emersos e corpos vegetados a partir do uso de imagens multiespectrais



Fonte: Próprio autor (2024).

Inicialmente, as margens dos canais fluviais foram delimitadas através de métodos automáticos, como NDWI, no qual valores positivos indicam os pixels de água e os negativos os demais pixels (terra, nuvem, areia). Posteriormente os bancos arenosos emersos e os bancos vegetados, localizados dentro das margens fluviais, foram identificados a partir de composições verdadeiras e de falsas cores (envolvendo banda do infravermelho) e digitalizadas manualmente no software ArcGis em uma escala de 1:10.000 (fig. 4.8). Diferentemente do cálculo de variação da área costeira (ver tópico acima), não foi possível realizar classificações supervisionadas devido a maior presença de nuvens próximos a margem fluvial, o que reduz a confiabilidade da classificação. Salienta-se que essa metodologia foi aplicada exclusivamente para o primeiro artigo.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O presente capítulo aborda os dois manuscritos submetidos conforme proposto pelo programa de Pós-Graduação de Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). O primeiro manuscrito tem o título “*Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 a 2021 através de imagens multiespectrais*” e foi submetido à revista brasileira de geografia física em março de 2024, enquanto o segundo artigo é denominado “*Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba São Francisco and Jequitinhonha River Delta*” e foi submetido ao periódico Coastal and Ocean Management em fevereiro de 2024.

Artigo 1: Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 a 2021 através de imagens multiespectrais (submetido a revista brasileira de geografia física)

Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 a 2021 através de imagens multiespectrais

Thiago Augusto Bezerra Ferreira¹, João Paulo da Silva Ferreira², Vanessa Costa Fontes³, Helenice Vital⁴

¹Doutorando em Geologia pelo Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário - Lagoa Nova, Natal, Rio Grande Norte, CEP 59078-970. E-mail de correspondência: ferreira.augustus@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6488-5982>. ²Mestre pelo programa de Dinâmica dos Oceanos e da terra, Universidade Federal do Fluminense, Av. Gen. Milton Tavares de Souza, Niterói, Rio de Janeiro, CEP 24210-346. E-mail de correspondência: jpfsilva84@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5091-1492>. ³Mestre em Geologia pelo Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. E-mail de correspondência: vanotelie@gmail.com. ⁴Professora Doutora do programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, E-mail de correspondência: helenice@geologia.ufrn.br, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0462-9028>

RESUMO

Os deltas são fundamentais para o desenvolvimento global, contribuindo para a produção de alimentos, rotas comerciais e geração de energia. No entanto, intervenções humanas na bacia de drenagem e no litoral os tornaram suscetíveis a erosão costeira. O estudo examinou as mudanças na linha de costa do delta do São Francisco, nos bancos de areia a jusante da barragem do Xingó e nas variações de vazão do rio de 1978 a 2021, usando imagens multiespectrais e dados hidrológicos. Durante esse período, 54% da linha de costa permaneceu estável, 30% sofreu erosão costeira e 15% apresentou progradação. As maiores taxas erosivas foram observadas na desembocadura, enquanto a estabilidade predominou nas partes distais. Um total de 4,5 km² de sedimentos foi deslocado para áreas

adjacentes, sendo 2,2 km² na desembocadura. Na análise de curto prazo, o delta progrediu entre 1978 e 1987, mas a erosão costeira prevaleceu a partir de 1987, associada à influência da barragem do Xingó, que reduziu a vazão em 25% e 50% durante e após sua construção, a 250 km da foz. Apesar dos sedimentos disponíveis a jusante da barragem, a regulação da vazão limitou a capacidade do rio de erodir suas margens. Entre 1984 e 2021, houve uma redução de 7,54 km² nos bancos arenosos emersos no baixo curso fluvial. A seca prolongada na última década aumentou as taxas erosivas, e projeções futuras indicam persistência da erosão na desembocadura nos próximos 20 anos, afastando-se da foz, a menos que haja alterações na vazão do rio, por eventos naturais ou antropogênicos. Palavras Chave: Delta do São Francisco, sensoriamento remoto, erosão, barragem, influência antrópica.

Shoreline changes in São Francisco delta between 1978 and 2021 through multispectral images

ABSTRACT

Deltas have been regions of significant human settlement, primarily due to their inherent advantages. However, with the increasing demand for both natural and socioeconomic resources, the deltas face threats like coastal erosion. This paper scrutinized alterations in São Francisco delta' shoreline, sandbars downstream of the Xingó dams and river flows variations from 1978 to 2021 by multispectral satellite images and hydrological data. During this period, 54% of the coastline remained stable, 30% experienced coastal erosion and 15% showed progradation. The highest erosion rates were observed at the mouth, while stability predominated in the distal parts. A total of 4.5 km² of sediment was moved to adjacent areas, 2.2 km² at the mouth. In the short-term analysis, the delta exhibited progradation between 1978 and 1987; however, coastal erosion became prevalent from 1987 onward. This shift was linked to the impact of the Xingó dam, located 250 from the mouth, which reduced river flow by 25% and 50% during and post-construction, respectively. Despite the presence of sediment downstream of the dam, flow regulation constrained the river's capacity to erode its banks. Between 1984 and 2021, there was a reduction of 7.54 km² in the sandy banks emerging in the lower river course. Prolonged drought in the last decade amplified erosion rates, and future projections anticipate the persistence of erosion at the mouth over the next two decades, unless alterations in the river's flow occur due to either natural or anthropogenic events. Keywords: São Francisco Delta, Remote Sensing, erosion, dam, anthropic activity

Introdução

Os deltas têm historicamente desempenhado um papel crucial no surgimento e desenvolvimento das civilizações, destacando-se em atividades essenciais, como a produção de alimentos, o estabelecimento de rotas comerciais e a geração de energia. Estima-se que 16% da energia global e 70% de toda a energia renovável do planeta provenham das hidroelétricas construídas nas bacias de drenagem dos deltas (Gernaat et al., 2017). Além disso, aproximadamente 30% dos depósitos globais de gás, petróleo e carvão estão localizados em ambientes deltaicos (Bhattacharya et al., 2006). Esses fatores, aliados a outras atividades como pesca, agricultura, recreação e comércio, conferem aos deltas um Produto Interno Bruto (PIB) global estimado em 265×10^9 US\$, resultando em cerca de 500 milhões de pessoas residindo em suas proximidades (Best, 2015).

Devido à sua baixa elevação e à susceptibilidade aos processos de subsidência, variação do nível do mar e retrabalhamento marinho, como ondas e correntes de maré, os deltas dependem do contínuo aporte sedimentar proveniente das bacias hidrográficas para manter sua agradação e eventual progradação (Bhattacharya et al., 2006; Syvitski et al., 2009; Besset et al., 2019).

Entretanto, em decorrência da crescente demanda por recursos energéticos, industriais e agrícolas, intensas alterações induzidas por atividades antrópicas ocorreram nos ambientes deltaicos nas últimas cinco décadas, tornando-os suscetíveis a problemas como erosão costeira e subsidência (Syvitski et al., 2009; Nicholls et al., 2020). A construção de barragens nos cursos fluviais, aliada à canalização desses cursos, emerge como um dos fatores primordiais responsáveis pela erosão dos deltas, conforme indicam estudos recentes (Anthony, 2015; Ghoneim et al., 2015; Dada et al., 2018; Anthony et al., 2019). Segundo esses autores, as barragens retêm os sedimentos a montante, impedindo sua chegada à zona costeira e a redistribuição pelos agentes marinhos. Estima-se que nos últimos 50 anos, cerca de 100 bilhões de toneladas por metro cúbico de sedimentos estão acumulados a montante dos reservatórios construídos (Syvitski et al., 2005).

Além disso, processos localizados próximos à zona costeira, como a conversão de terrenos naturais (praias e mangues) em áreas urbanas, não apenas eliminam o estoque sedimentar local, mas também suprimem barreiras naturais contra a ação de ondas e eventos de tempestade e induzem a subsidência do terreno devido ao peso das estruturas construídas (Syvitski et al., 2005; Syvitski et al., 2009; Souza, 2009).

Até a década de 1990, o monitoramento costeiro era realizado por meio de cartas náuticas, imagens aero tripuladas, sistemas de videomonitoramento e perfis de praias.

Esses trabalhos eram escassos e limitados a pequenos trechos, devido aos elevados custos financeiros, dificuldades de acesso em determinadas áreas e a necessidade de mobilizar um grande número de pessoas. A partir da década de 2000, com a gratuidade do programa Landsat para o público e o surgimento de outros programas de satélites multiespectrais, tanto gratuitos (Sentinel e CBERS) quanto pagos (RapidEye, SPOT, WordView, Planet), o número de pesquisas de monitoramento em ambientes deltaicos cresceu exponencialmente (Kuenzer et al., 2019; Rahman et al., 2022).

As principais vantagens das imagens multiespectrais em relação aos métodos citados acima são o alto tempo de revisita (dados Sentinel são adquiridos a cada 3 dias), uma extensa coleção histórica de dados (o Landsat disponibiliza informações desde 1973) e a possibilidade de usar diferentes bandas espectrais, como o infravermelho, que possui excelente capacidade em detectar sedimentos arenosos e vegetação (Kuenzer et al., 2019; Nagel et al., 2023).

Estudos anteriores (e.g., Hagenaars et al., 2018; Pardo-Pascual et al., 2018; Vos et al., 2019) demonstraram que dados da linha de costa obtidos por imagens Landsat e Sentinel apresentam alta acurácia quando comparados a dados de alta resolução, como perfis de GNSS.

A criação de modelos espaço-temporais precisos, baseados em Sistemas de Informação Geográfica e plataformas de imagens multiespectrais, são fundamentais para a elaboração de estratégias de mitigação e prevenção das consequências costeiras em ambientes deltaicos (Kuenzer et al., 2014; Kuenzer et al., 2019).

O Rio São Francisco possui uma extensão total de 2.863 km², dos quais 60% fluem em território nordestino. O rio sempre foi um dos motores econômicos no nordeste brasileiro, sendo importante na produção agrícola, agropecuária, carcinicultura e energética da região (Soares et al., 2020; Dompieri et al., 2021). Estima-se que até 70% da energia elétrica da Região Nordeste seja oriunda das hidroelétricas construídas na bacia hidrográfica do São Francisco (de Jong et al., 2018) dos quais se destacam: a usina de Paulo Afonso, a primeira construída em 1955 e a hidroelétrica de Xingó, a mais próxima da foz do delta do São Francisco (DSF), construída entre 1987 a 1994 e com a maior capacidade de geração de energia da região (<https://www.chesf.com.br/SistemaChesf/Pages/SistemaGeracao/Xingo.aspx>). Por sua vez, diversos autores relataram mudanças no comportamento do rio após a construção dessas barragens (Medeiros et al., 2007; Medeiros et al., 2011; Medeiros et al., 2014).

Neste sentido, o objetivo do presente trabalho é analisar o comportamento da linha do delta do São Francisco – DSF (fig. 5.1), através da integração de imagens multiespectrais obtidas entre 1978 e 2021, com dados hidroclimáticos e técnicas de Sistema de Informação Geográfica para verificar se há alguma correlação com as mudanças no delta decorrentes da construção da barragem do Xingó.

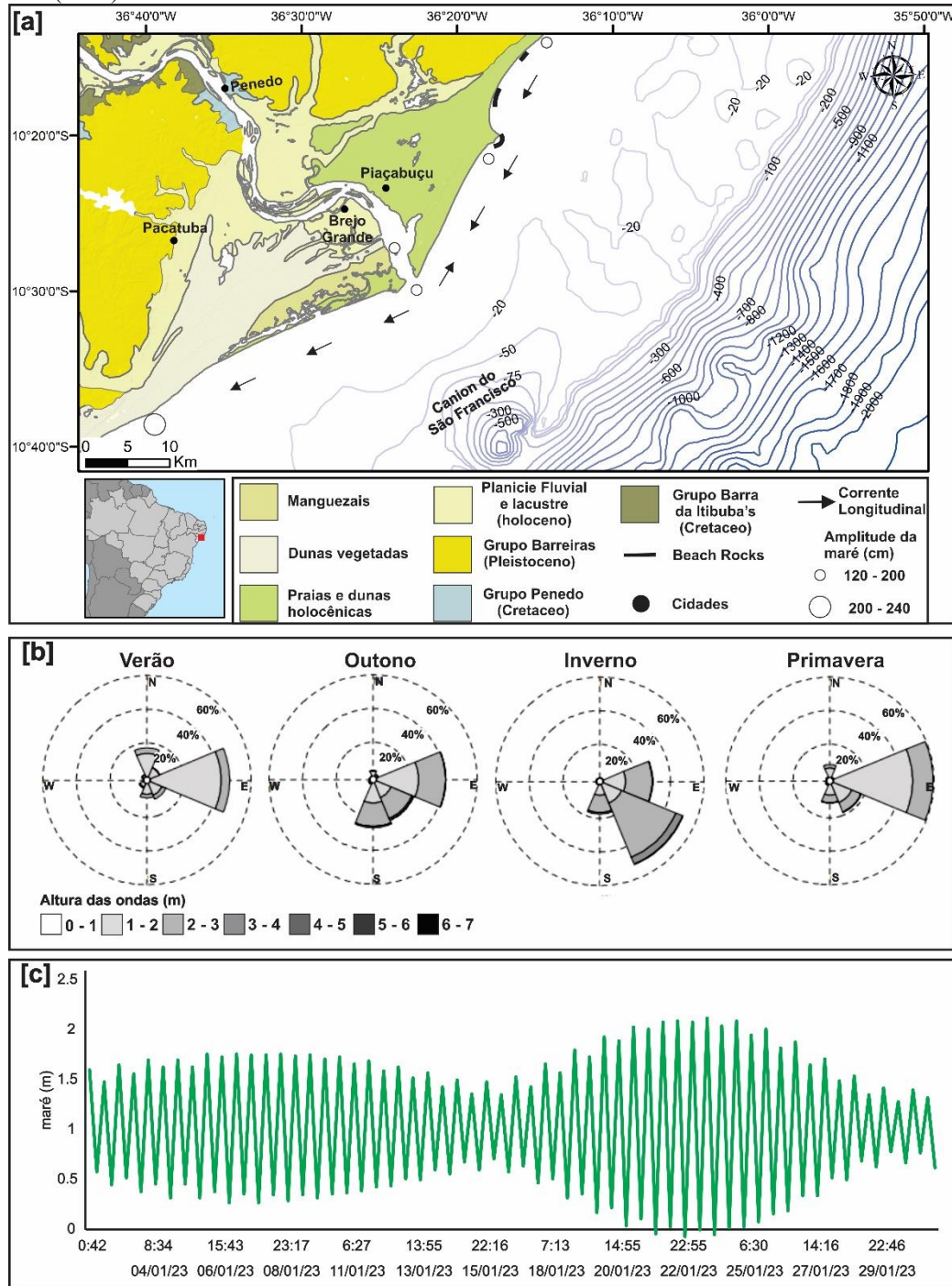
Área de estudo

O Delta do São Francisco (DSF) encontra-se na Região Nordeste do Brasil (fig. 5.1a) situado entre as coordenadas 10° - 10°50'S e 36°45' - 35°45' W. Sua planície deltaica abrange mais de 100 km de comprimento e 30 km de largura e é caracterizada pela presença de terraços de cordões litorâneos (Pleistocênicos e Holocênicos), depósitos eólicos (dunas ativas e inativas), depósitos lagunares, fluviais, manguezais e recifes (Dominguez et al., 1983; Barbosa e Dominguez, 2004; Guimarães e Dominguez, 2010).

A evolução da planície deltaica do DSF iniciou no último máximo glacial (20 ka), que expôs a plataforma e conectou a foz do rio ao Cânion do São Francisco, gerando vales incisos. Após isso, a transgressão máxima no Holoceno (10 ka) afogou os vales incisos. Posteriormente, houve 03 episódios de progradação deltaica (entre 5 ka a 1 ka), relacionados a pequenas variações do nível do mar, que possibilitaram a configuração atual do delta (Guimarães e Dominguez, 2010; Dominguez e Guimarães, 2021).

O DSF é classificado como um típico delta dominado por ondas (Bacoccoli, 1971; Galloway, 1975), sob regime de micromaré semidiurna, cujas amplitudes máximas são de 2,1 metros durante a sigizia e 1,1 metros na quadratura (fig. 5.1c) (Bittencourt et al., 2007). O clima de ondas na região tende a se direcionar predominantemente para o Leste-Sudeste, apresentando alturas médias entre 1 e 2 metros, com períodos de 6 a 8 segundos (Pianca et al., 2010). Durante o verão e a primavera, os ventos alísios são responsáveis pela direção das ondas provenientes do Leste. Em contrapartida, as ondas provenientes do Sul-Sudeste, que atingem as maiores alturas, são influenciadas pelas frentes frias durante o inverno (fig. 5.1 b) (Pianca et al., 2010). Quanto à corrente longitudinal, esta tende a seguir uma direção preferencial de NE-SW (Bittencourt et al., 2005).

Figura 5.1: (a) Localização da área de estudo e seus aspectos geomorfológicos, (b) intensidade e direção das ondas predominante com base nos estudos de Pianca et al., (2010) e (c) amplitude de maré com base no DHN (2023).



O Rio São Francisco abrange uma vasta bacia hidrográfica de 638.466 km² e possui uma extensão total de 2.863 km², o que o torna a maior bacia hidrográfica genuinamente brasileira (Medeiros et al., 2014). Sua bacia de drenagem está dividida em regiões distintas: superior (100 km²), médio (402 km²), subinferior (110 km²) e inferior (30 km²) (ANA, 2015). Os trechos superior, médio e subinferior fluem sobre rochas

metamórficas de alto grau do Cinturão de Dobras Sergipanas, que variam em idade desde o Arqueano até o Proterozoico enquanto o trecho inferior do rio flui sobre rochas sedimentares Mesozoicas da Bacia de Sergipe-Alagoas, além de rochas sedimentares Neogênicas da Formação Barreira e sedimentos Holocênicos.

A maior parte da bacia de drenagem, desde o curso superior até o subinferior, está situada em uma região semiárida, com uma média anual de precipitação entre 350 a 880 mm (Belda et al., 2014). No trecho inferior, o Rio São Francisco transita para uma região tropical úmida e seca (Aw), onde a precipitação varia de 1300 a 1750 mm/ano, concentrada principalmente entre os meses de abril a agosto (Belda et al., 2014).

O Rio São Francisco é um dos rios brasileiros mais impactados pela intervenção humana. Desde 1955, nove (9) barragens foram erguidas ao longo de sua bacia de drenagem, culminando em 1994 com a última delas. Em 2007, deu-se início à transposição do Rio São Francisco, um projeto destinado a redirecionar parte das águas do trecho médio e subinferior para abastecer regiões dos estados do nordeste brasileiro.

Materiais e métodos

Dados Hidroclimáticos

Os dados hidroclimáticos utilizados neste estudo consistiram de informações pluviométricas e fluviométricas, adquiridos nas estações Propriá e Pão de Açúcar, distantes 60 km e 100 km, respectivamente, da foz do Rio São Francisco. Tais dados encontram-se disponíveis na Agência Nacional de Águas (ANA). A seleção dessas estações pautou-se no fato de ambas apresentarem registros desde o ano de 1959, o que viabilizou a análise das variações do rio tanto antes, quanto durante e após a implementação da barragem de Xingó até os dias atuais.

Seleção das imagens de satélite para análise da linha de costa, cálculo da área e análise do ângulo da desembocadura.

A fim de realizar a extração da linha de costa, a análise do ângulo de desembocadura e o cálculo da área no delta do São Francisco no período compreendido entre os anos de 1978 e 2021 (Tabela 5.1), foram empregadas imagens multiespectrais provenientes dos programas Landsat, Sentinel, RapidEye-3 e Planet. Essas imagens encontram-se disponíveis nos seguintes repositórios online:

<https://earthexplorer.usgs.gov>, <https://scihub.copernicus.eu/> e <https://www.planet.com/education-and-research>.

Tabela 5.1: Identificação das imagens de satélite e seus erros associados a extração da linha de costa

Data (yy/mm/dd)	Tipo da Imagem	Resolução Espacial (m)	RMSE (m)	Erros de nuvens e ondas (m)	Erro de NDWI Error (m)	Erro individual por linha de costa (m)
1978/12/17	Landsat 2 TM	60	15	30	0	70
1984/12/19	Landsat 5 TM	30	5.3	15	0	33.96
1987/06/19	Landsat 5 TM	30	6.3	15	0	34.13
1991/08/01	Landsat 5 TM	30	8.2	15	0	34.53
2000/11/21	Landsat 7 ETM	30	3.1	15	0	33.68
2003/09/03	Landsat 5 TM	30	4.6	15	0	33.85
2007/02/02	Landsat 5 TM	30	4.7	15	0	33.87
2010/12/01	RapidEye	6	2.5	3	3	7.76
2013/12/10	RapidEye	6	3.2	3	3	8.01
2016/11/24	Sentinel	10	7.2	5	5	14.21
2019/12/04	Sentinel	10	3.1	5	5	12.63
2021/12/29	Planet	3.2	2.6	1.6	1.6	4.64

Com o propósito de integrar ao modelo estatístico e/ou mitigar as incertezas decorrentes da determinação da posição da linha de costa por meio de imagens multiespectrais, detalhadamente abordadas em estudos teóricos específicos (Hapke et al., 2010; García-Rubio et al., 2015; Hagenaars et al., 2018; Vos et al., 2019) foram selecionadas apenas imagens de satélite que apresentaram menos de 10% de cobertura de nuvem em sua cena, obtidas durante a maré cheia e com erro de georreferenciamento (RMSE) inferior a 20 metros. Dado que não foi viável eliminar completamente a presença de quebra de ondas (wave foam) na cena, foi incorporado ao modelo estatístico um erro equivalente à metade da resolução espacial do satélite utilizado (conforme indicado na Tabela 1), em consonância com diversos estudos (Manno et al., 2017; Vos et al., 2019).

Para as imagens de satélite (Sentinel, RapidEye e Planet) que tiveram suas linhas de costa extraídas pelo método NDWI (Normalized Difference Water Index) foi adicionado um erro da metade da resolução espacial meio pixel, visto que trabalhos realizados próximos a áreas de estudo (Kelly and Gontz, 2018) indicam que esse método apresenta uma acurácia menor do que o MNDWI (Modified Normalized Difference Water Index), presentes nas imagens Landsat. Nos parágrafos abaixo, será melhor detalhado os métodos de extração da linha de costa.

Posteriormente, os erros individuais associados a cada linha de costa, que não puderam ser completamente eliminados, foram incorporados ao banco de dados conforme a Equação 1 proposta por Hapke et al. (2010) e integrados aos cálculos da regressão linear ponderada, os quais serão detalhadamente explicados a seguir. Já o erro anual do sistema, aproximadamente 2.5 m/ano, pode ser visualizado na Equação 2, também proposta por (Hapke et al., 2010).

$$E_{ti} = \sqrt{E_r^2 + E_p^2 + E_{run}^2 + NDWI_e} \quad (\text{Equação. 1})$$

$$E_t = \sqrt{\frac{\sum T_e}{T}} \quad (\text{Eq. 2})$$

Sendo:

E_{ti} : Erro total de cada cena ou erro individual (m).

E_r : Erro de georreferenciamento da imagem de satélite.

E_p : Erro relacionado ao tamanho do pixel da imagem de satélite (resolução espacial).

E_{run} : Erro relacionado ao Run Up Wave Wave run-up error

$NDWI_e$: Erro relacionado ao método NDWI.

E_t : Erro total anual (m/ano)

E_{ti} : Soma dos erros de cada linha de costa individualmente (m)

T : Período de análise

As linhas de costa foram extraídas de maneira automatizada através dos índices espectrais. Do rol desses índices, destacaram-se o MNDWI (Modified Normalized Difference Water Index) (Xu, 2006) e o NDWI (Normalized Difference Water Index) (McFeeters, 1996). O MNDWI emprega a razão entre as bandas espectrais verde e infravermelho médio (SWIR-1), enquanto o NDWI utiliza a banda do infravermelho próximo (NIR) em vez do SWIR-1. Nestes índices, valores negativos indicam a presença de pixels correspondentes à areia, enquanto valores positivos indicam pixels de água. Posteriormente, as imagens raster desses índices foram convertidos em polígonos por meio do software ArcGis .

Para quantificar as variações na linha de costa foi utilizado o Digital Shoreline Analysis System (DSAS), por ser um dos softwares mais empregados mundialmente (Rahman et al., 2022). Basicamente, o software utiliza três arquivos vetoriais para realizar seus cálculos: a linha de costa (obtida de forma automatizada, conforme explicado anteriormente), a linha de base (gerada a partir de 2000 metros da linha de costa mais

antiga) e transectos (gerados a cada 50 metros). Informações detalhadas sobre a utilização do software estão disponíveis em (Thieler et al., 2017). O método de Regressão Linear Ponderada (WLR) foi implementado para análises na escala intermediária (1978-2021), visto que realiza seus cálculos considerando as incertezas associadas a cada linha de costa.

Além disso, com base nas incertezas anuais a linha de costa foi categorizada em classes específicas (Tabela 5.2). O coeficiente de determinação (WLR^2) foi empregado para avaliar a precisão do método de regressão linear, no qual valores acima de 0.6 indicam que a correlação é coerente.

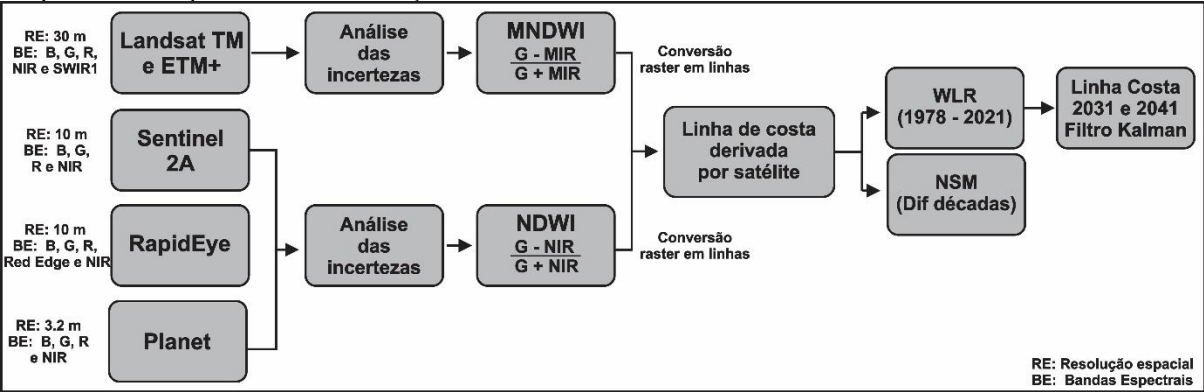
Para analisar as mudanças entre décadas diferentes, adotou-se o método Net Shoreline Movement (NSM), mensurando a diferença em metros entre a linha de costa mais antiga e a mais recente.

Com base nos valores de regressão ponderada (WLR) e no coeficiente de determinação obtido pela regressão (WLR^2), foi possível calcular a posição prevista da linha de costa para os próximos 10 e 20 anos (2031 e 2041) por meio dos filtros Kalman disponíveis no software DSAS. Um resumo da metodologia para extração da linha de costa e sua quantificação no tempo encontra-se na figura 5.2.

Tabela 5.2: Categorização da linha de costa com base nos valores de WLR e do cálculo de incertezas

Categorização da linha costa	
Linha de costa erosiva	$WLR < -2.5 \text{ m/ano}$
Linha de costa estável	$-2.5 \text{ m/ano} \leq WLR \leq +2.5 \text{ m/ano}$
Linha de costa progradacional	$WLR > +2.5 \text{ m/ano}$

Figura 5.2: Metodologia da aplicação do Digital Shoreline Analysis System para cálculos de variação temporal da SAS para cálculo de variação da linha de costa

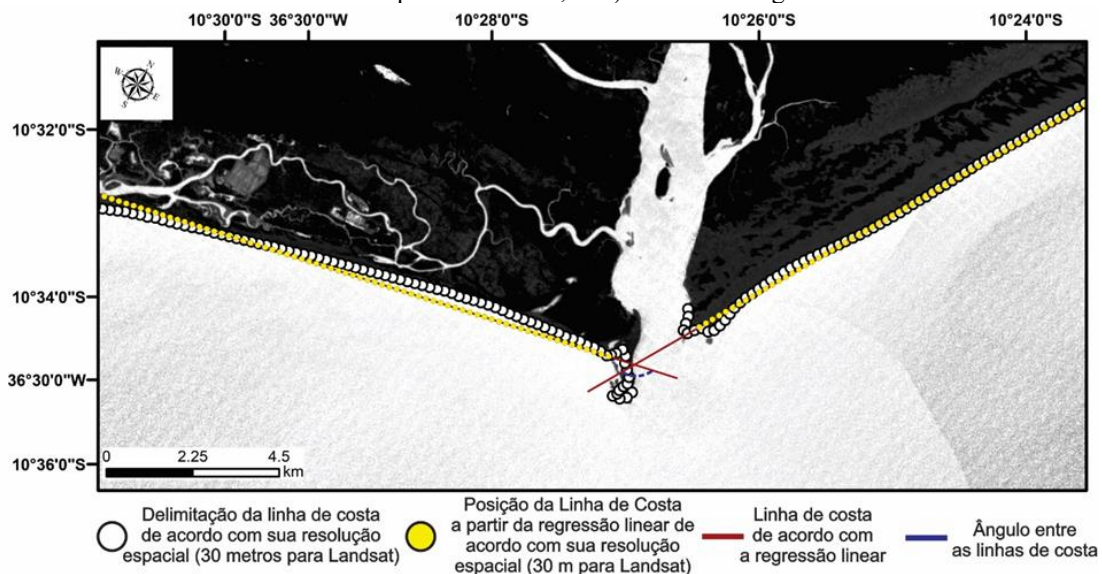


A estabilidade e o desenvolvimento da desembocadura em deltas dominados por ondas resultam do equilíbrio entre as ondas, as correntes longitudinais e o aporte de sedimentos fluviais (Ashton e Giosan, 2011; Nienhuis et al., 2016; Besset et al., 2017).

Quando a influência do aporte sedimentar diminui em comparação com a ação das ondas e correntes ao longo do tempo, o delta pode tornar-se mais assimétrico ou defletir. O oposto pode resultar na desembocadura tornando-se mais simétrica. Para avaliar essas mudanças na desembocadura, foi adotada a metodologia proposta por Besset et al. (2017) para calcular a protusão da desembocadura entre os anos de 1978 e 2041.

Essa metodologia envolveu a conversão de 6 km da linha de costa em ambos os lados da desembocadura em pontos, utilizando um shapefile, com um espaçamento equivalente à resolução espacial. Posteriormente, as coordenadas (X e Y) desses pontos foram extraídas e empregadas para criar uma linha com base na regressão linear dessas coordenadas. Em seguida, foi medido o ângulo na desembocadura (fig 5.3). Se o ângulo da desembocadura se aproximar de 180° , isso sugere que o delta está se tornando mais assimétrico. Por outro lado, se o ângulo se aproximar de 90° , indicaria que o delta tende a ser mais simétrico, sugerindo que o aporte fluvial exerce maior influência do que as ondas e as correntes longitudinais na morfologia da desembocadura.

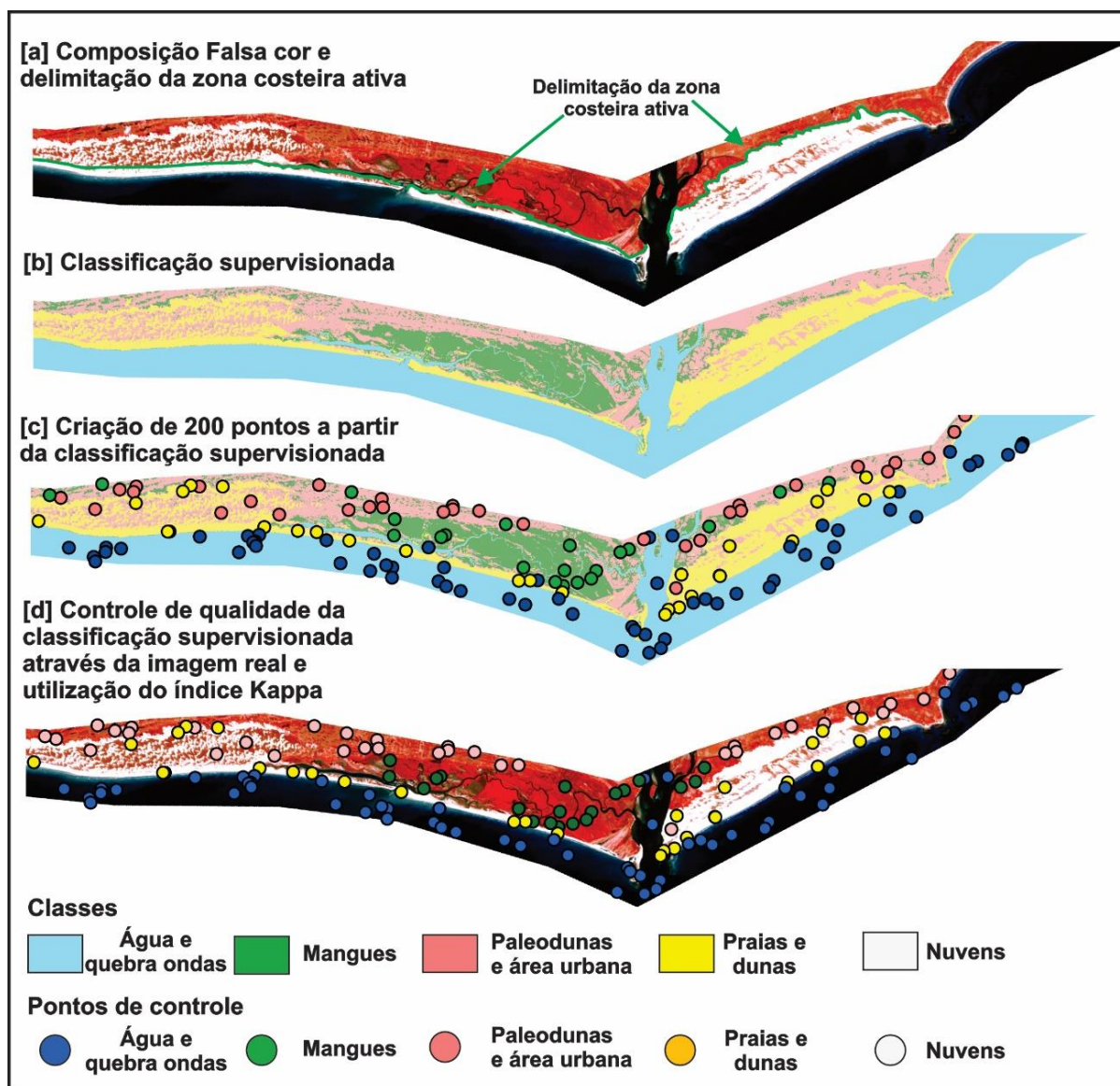
Figura 5.3: Resumo da Metodologia utilizada para calcular a variação da desembocadura do delta: i) Converter a linha de costa em shapefile de pontos com espaçamento referente a resolução espacial da imagem, ii) Extrair as coordenadas XY dos pontos e pela equação da reta, gerar uma regressão linear e converter suas coordenadas em um shapefile de linhas, e iii) Calcular o ângulo na desembocadura.



A erosão dos deltas constitui um processo complexo que não se restringe apenas a mudanças horizontais na linha costeira. Os sedimentos na foz do delta podem ser remobilizados, originando diversas feições progradacionais ou agradacionais, como pontais costeiros, ilhas-barreira, cheniers, dunas eólicas, entre outras (Bhattacharya e Giosan, 2003; Ashton e Giosan, 2011; Anthony, 2015). Com base nessa premissa, procedeu-se ao cálculo da variação da área costeira ativa no delta do São Francisco entre os anos de 1978 a 2021, com vista a determinar se ocorreu efetivamente uma perda

sedimentar (erosão costeira) ao longo do tempo ou se apenas houve uma reorganização do sistema deltaico. Para isso, foi estabelecido o limite da área costeira ativa entre regiões arenosas (praias, pontais arenosos, dunas e ilhas-barreira) e áreas vegetadas, excluindo dunas desconectadas das praias. No processo de análise, diferentes classes foram identificadas em imagens de satélite, incluindo corpos d'água, áreas arenosas, vegetação densa, áreas urbanas, nuvens, ondas e áreas de sombra ou queimadas (fig. 5.4). Essas feições foram discernidas por meio de classificações supervisionadas, utilizando composições de bandas visíveis e falsas cores.

Figura 5.4: Metodologia para cálculo da área ativa ao longo do tempo no delta do São Francisco. (a) Delimitação da zona costeira ativa. (b). Classificação supervisionada. (c) Criação de pontos de controles a partir da classificação supervisionada. (d) Controle da classificação supervisionada, geração do índice kappa e transformação do raster em polígonos.



A acurácia da classificação foi avaliada com 200 pontos de controle aleatórios, comparando a imagem classificada com uma imagem de referência de satélite, onde o índice Kappa foi utilizado como métrica estatística. Classificações com um índice Kappa superior a 0,8 foram consideradas satisfatórias; caso contrário, a imagem foi reprocessada ou descartada. Por fim, a classe "áreas arenosas" foi isolada das demais e convertida em shapefiles. Posteriormente, foi calculado a variação de áreas costeiras ao longo de todo o delta e na sua desembocadura.

Seleção das imagens de satélite para cálculo dos bancos de areia no baixo curso fluvial do Rio São Francisco.

Imagens de satélite, a jusante da barragem do Xingó, foram adquiridas nos períodos de menores vazões fluviais (entres os meses de maio a novembro), e selecionadas cenas com menos de 30% de cobertura de nuvens. Devido ao tamanho do comprimento do rio a jusante da barragem de Xingó, de aproximadamente 220 km, foi necessário adquirir mais de uma cena por ano para fazer análise dos bancos arenosos emersos, sendo divididos em parte superior e foz do delta (tabela 5.3). Pelo comprimento do rio e devido a presença de nuvens, em alguns casos as cenas da parte superior e foz não puderam ser adquiridas na mesma data, possuindo assim, lapsos temporais de até 1 ano conforme indicado na tabela 5.3.

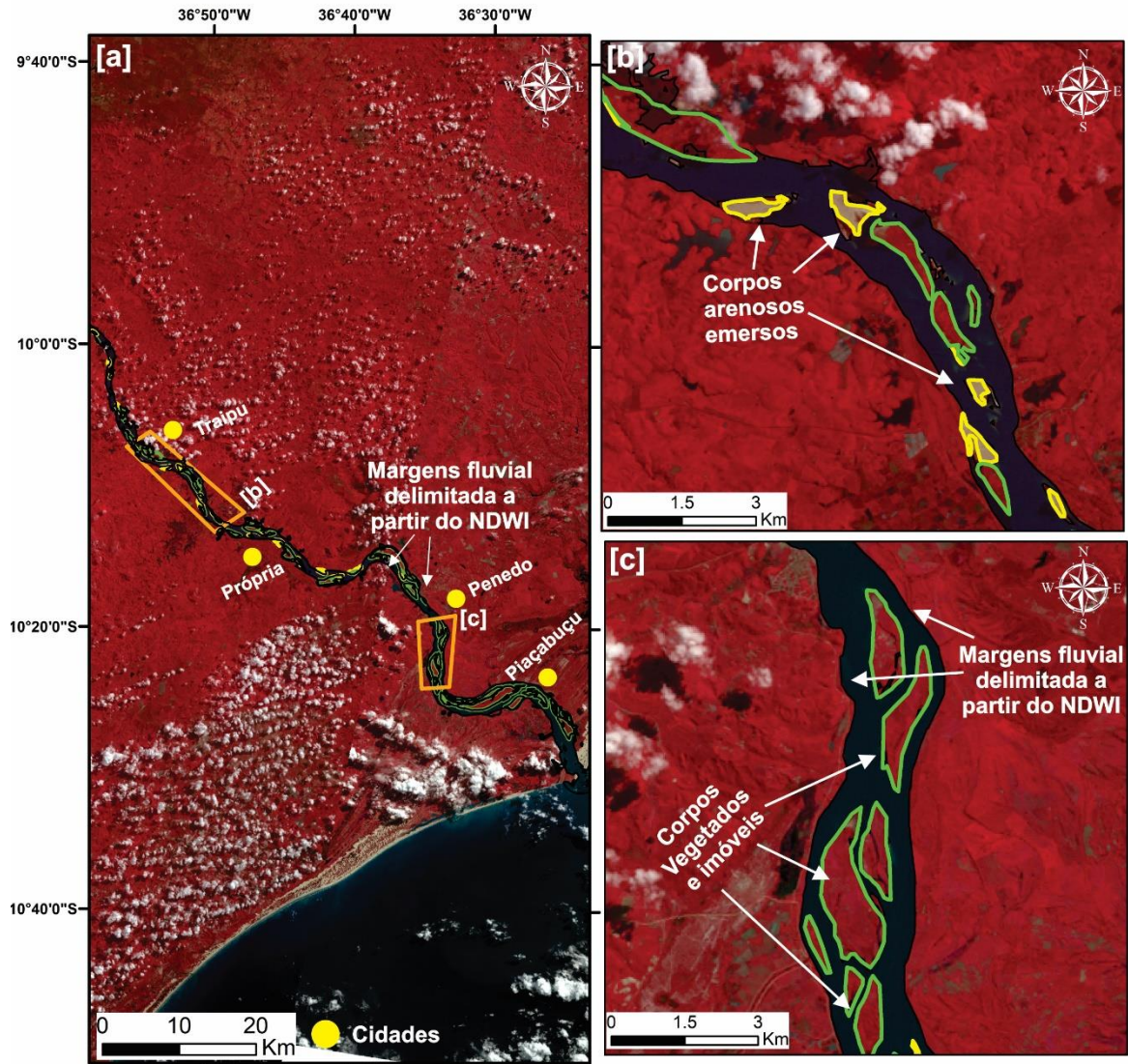
Inicialmente, as margens dos canais fluviais foram delimitadas através de métodos automáticos, como NDWI, no qual valores positivos indicam os pixels de água e os negativos os demais pixels (terra, nuvem, areia). Posteriormente os bancos arenosos emersos e os bancos vegetados (fig. 5.5), localizados dentro das margens fluviais, foram identificados a partir de composições verdadeiras e de falsas cores (envolvendo banda do infravermelho) e digitalizadas manualmente no software ArcGis em uma escala de 1:10.000. Diferentemente do cálculo de variação utilizado na área costeira, não foi possível realizar classificações supervisionadas devido a maior presença de nuvens próximo à margem fluvial, o que reduz a confiabilidade da classificação.

Tabela 5.3: Identificação das imagens de satélite para mapeamento dos bancos arenosos emersos a jusante da barragem do Xingó até o oceano atlântico.

Data (yyyy/mm/dd)	Tipo da Imagem	Resolução Espacial (m)	Localização
1984/09/25	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1985/11/27	Landsat 5 TM	30	Parte superior
1990/06/11	Landsat 5 TM	30	Parte superior

1991/08/08	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1994/05/28	Landsat 5 TM	30	Parte superior
1994/07/24	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1998/09/21	Landsat 5 TM	30	Foz do delta
1998/12/01	Landsat 5 TM	6	Parte superior
2010/09/25	RapidEye	6	Parte superior
2010/11/30	RapidEye	6	Foz do delta
2015/11/14	Landsat 8 OLI	30	Parte superior
2016/10/08	Landsat 8 OLI	30	Foz do delta
2021/11/13	Planet	3.2	Parte superior + Foz do delta

Figura 5.5: Vetorização dos corpos arenosos emersos e corpos vegetados a partir do uso de imagens multiespectrais



Resultados

Dados Hidroclimáticos

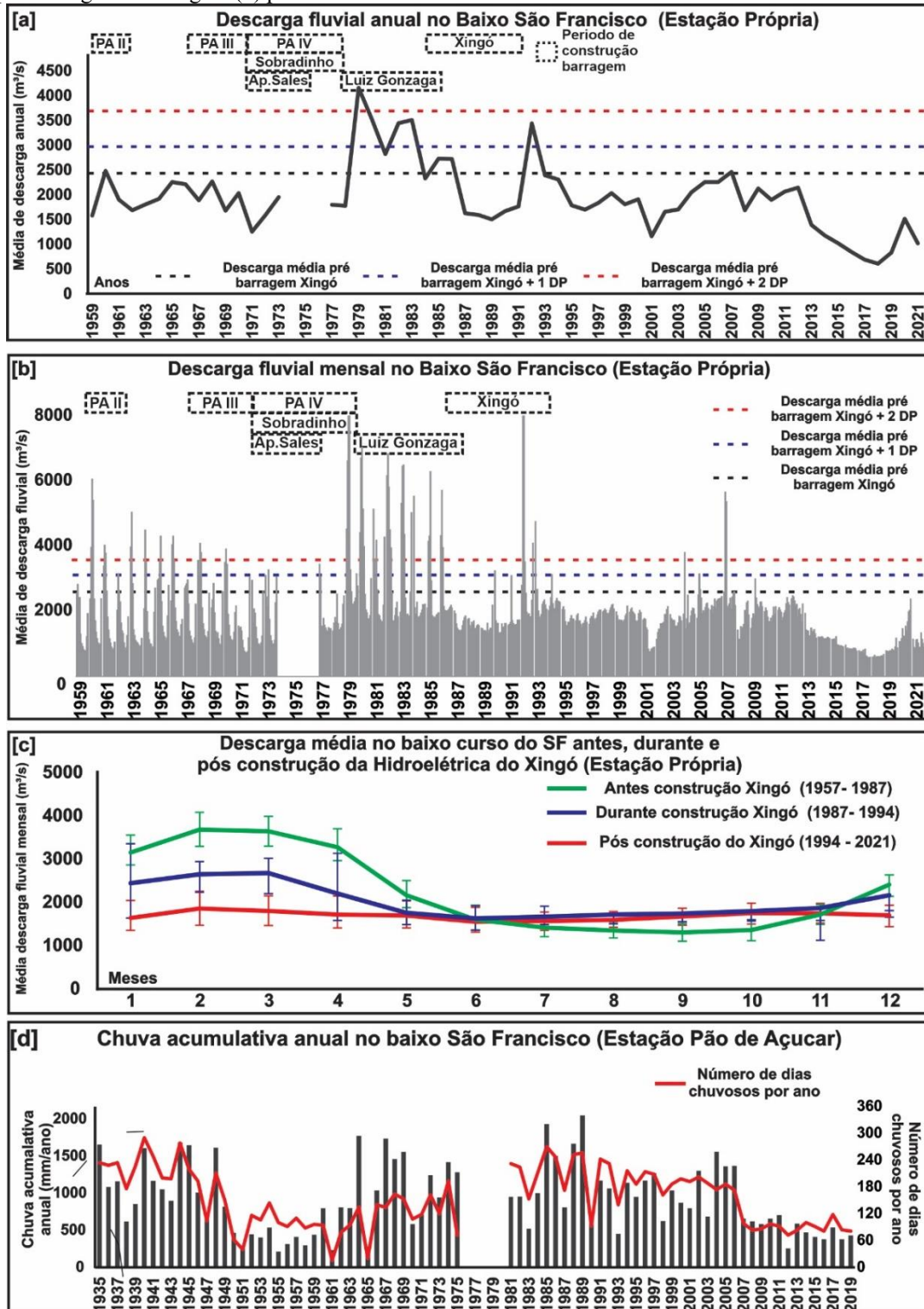
A construção de oito barragens ao longo do Rio São Francisco entre os anos de 1957 e 1986 teve impactos notáveis na dinâmica da descarga fluvial. Entretanto, os efeitos

mais acentuados no baixo curso fluvial do Rio São Francisco se manifestaram com o início da construção da hidrelétrica do Xingó, na metade da década de 1980 do século passado (fig. 5.6). Previamente a construção da barragem do Xingó, durante 43 meses foram registradas descargas superiores a $3700 \text{ m}^3/\text{s}$, valor que corresponde à média de descarga fluvial anterior a 1987 mais dois desvios padrões. Dentre esses 43 meses, 29 ocorreram entre 1977 a 1986 (fig. 5.6b). No entanto, durante e após a construção da barragem do Xingó, em apenas seis vezes os fluxos fluviais ultrapassaram o limiar (fig. 5.6b).

Em termos de média anual, as médias de descarga diminuíram de $2400 \text{ m}^3/\text{s}$, entre 1957 e 1987, com desvio padrão de aproximadamente $700 \text{ m}^3/\text{s}$, para $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ entre 1987 a 1994 e $1600 \text{ m}^3/\text{s}$ a partir de 1994 (fig. 5.6a). Já em termos de médias mensais entre esses três períodos, foi observado que antes de 1987, o rio tinha uma descarga média superior a $3300 \text{ m}^3/\text{s}$ em janeiro, alcançando $4600 \text{ m}^3/\text{s}$ entre fevereiro e abril. Esses 04 meses correspondiam ao período de cheia no baixo curso fluvial (fig. 5.6c). Durante a construção da barragem do Xingó, a vazão nesses meses passou a ser de $2500 \text{ m}^3/\text{s}$, com máximas de $3100 \text{ m}^3/\text{s}$. Posteriormente à construção, a vazão passou a ser uniforme em todos os meses do ano, com uma média aproximada de $1600 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 6c). Comparado com os períodos de cheia, foi observado uma queda de 50% da vazão em relação ao período pré-construção (fig. 5.6c).

Além dos impactos dessas barragens, mudanças na pluviometria alteraram a descarga fluvial ao longo do tempo. Houve uma correlação positiva entre a quantidade anual de chuvas e o número de dias de precipitação com os maiores fluxos fluviais anuais (fig. 5.6a e 5.6b). Devido a uma seca prolongada que afetou a área de estudo e a região nordestina entre os anos de 2013 a 2019, a vazão anual do rio diminuiu progressivamente, atingindo taxas anuais inferiores a $1000 \text{ m}^3/\text{s}$, representando as taxas mais baixas no último século (fig. 5.6d).

Figura 5.6: Representação dos dados hidroclimáticos no baixo curso fluvial do Rio São Francisco. (a) média descarga anual, (b) média descarga mensal, (c) intervareabilidade de descarga média mensal antes, durante e pós barragem do Xingó e (d) pluviometria anual.



Varição da linha de costa entre 1978 a 2021

A figura 5.7 apresenta os principais resultados obtidos pelos métodos WLR, WLR² e NSM no delta do São Francisco no período de 1978 a 2021. Conforme o método WLR, 54,1% da linha de costa permaneceu estável, enquanto 30,6% experimentou erosão

costeira e 15,3% progradação. As maiores taxas erosivas foram observadas nas proximidades da desembocadura do delta (transectos 300 ao 500), com valores superiores a 10 m/ano, podendo atingir até 50 m/ano (fig. 5.7b). Isso corresponde a uma erosão de mais de 700 metros ao longo de aproximadamente 11,5 km de linha de costa (fig. 5.7d). A região ao sul da desembocadura (transectos 500 a 630) também apresentou erosão costeira, porém com taxas entre 3 a 10 m/ano (fig. 5.7b). Os resultados do coeficiente de determinação (WLR^2) indicam a confiabilidade da regressão ponderada (WLR) (fig. 5.7c), indicando que a erosão prevaleceu em grande parte dos 43 anos de análise.

A maior progradação ocorreu a sudoeste do delta (transectos 700 a 880), com taxas entre 4 a 18 m/ano (fig. 5.7b), correspondendo a um avanço da linha de costa entre 80 a 300 metros entre 1978 a 2021 (fig. 5.7b). Entretanto, mais da metade dos transectos obteve um coeficiente de correlação inferior a 0,6 (fig. 5.7c), sugerindo que esse ganho sedimentar não foi constante ao longo do tempo, caracterizando essa área como um local de by-pass sedimentar. Por fim, as regiões mais distais do delta, como o promontório do Peba (transectos 1 a 200) e Pirambu (transectos 1200 a 1300), foram consideradas como áreas relativamente estáveis, tanto pela apresentação de baixas taxas de WLR^2 quanto WLR (fig. 5.7b e 5.7c).

O movimento líquido da zona costeira (NSM) faz uma análise do delta em diferentes épocas (fig. 5.7e e tabela 5.4). Entre 1978 e 1984, o delta apresentou progradação sedimentar tanto na desembocadura quanto nas regiões distais. Na desembocadura (transectos 300 a 500), o avanço sedimentar máximo foi de 250 metros a nordeste e 1400 metros a sudoeste. Nos anos de 1984 a 1987, o delta manteve progradação apenas a nordeste da sua desembocadura, cujos valores NSM foram de 100 a 250 metros.

O período de 1991 a 2000 corresponde às décadas de maior erosão na desembocadura do delta do São Francisco, cujas perdas sedimentares variaram entre 150 metros a nordeste até 1000 metros a sudoeste.

O período de 2000 a 2010, por sua vez, registrou uma diminuição da erosão em relação às décadas anteriores. Nessa década, a desembocadura apresentou uma erosão inferior a 100 metros a nordeste da sua desembocadura e 300 metros a sudoeste. Por fim, entre 2010 a 2021, ocorreu o maior período de erosão, maior do que a década anterior, principalmente a nordeste do delta, com perdas superiores a 500 metros. Na região sudoeste, foi observado um aumento da erosão em áreas mais afastadas da desembocadura em relação às décadas anteriores.

Figura 5.7: Variação da linha de costa no delta do São Francisco. (a, b) com base nos valores regressão linear ponderada (WLR) ao longo do delta do São Francisco entre 1978 a 2021, (c) Coeficiente de determinação da análise (WLR²) (d) Net Shoreline Moviment entre 1978 e 2021 e (e) entre diferentes décadas. Para fins de ilustração, a imagem de 2021 foi utilizada como referência.

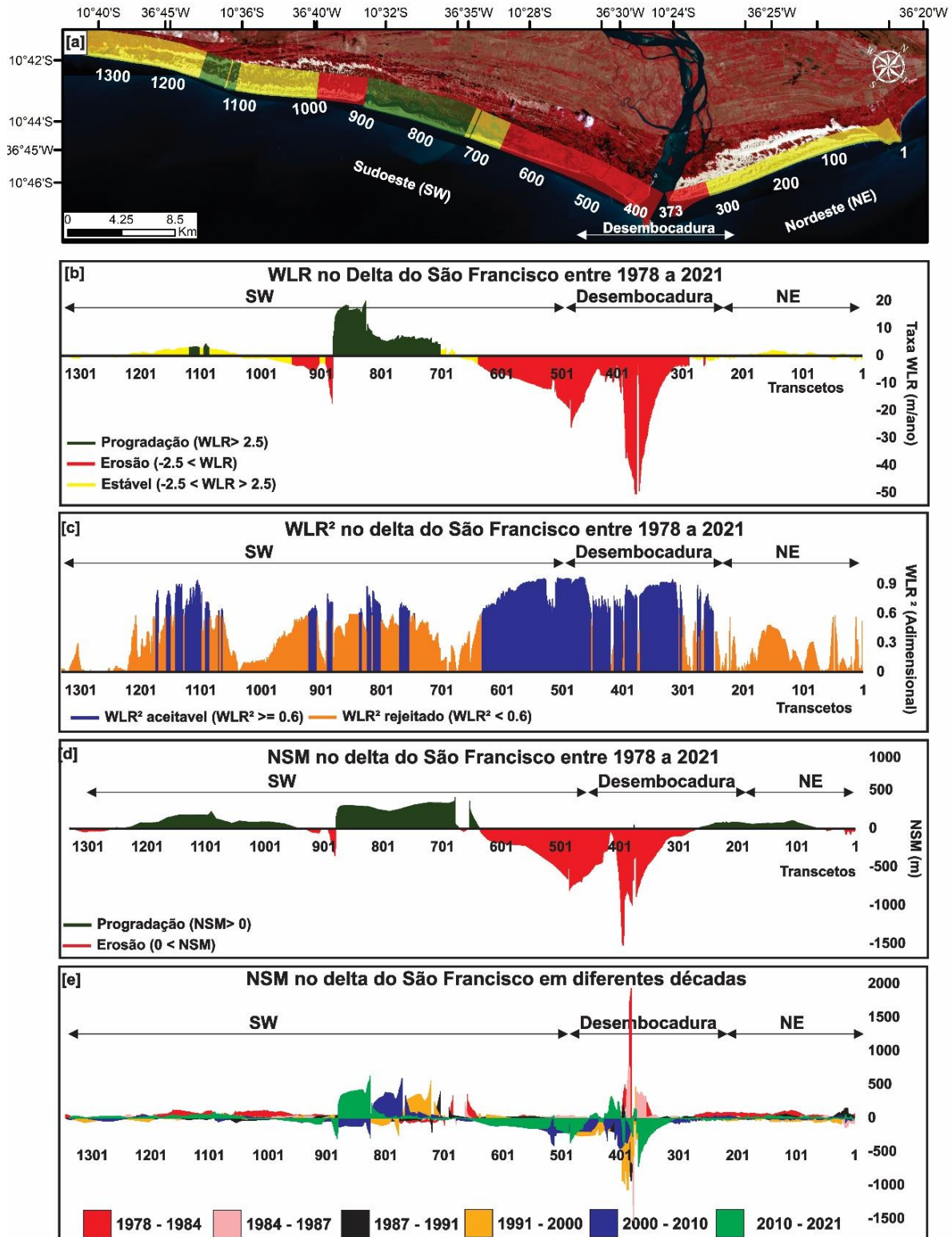


Tabela 5.4: Média dos valores NSM, em diferentes períodos temporais nas margens nordeste (transectos 250 - 376) e sudoeste (transectos 376 - 500) da desembocadura do delta do São Francisco

Ano	Nordeste (m)	Sudoeste (m)
1978-1984	33.20	53.36
1984-1987	54.29	-29.25
1987-1991	-37.35	-133.38
1991-2000	-77.46	-279.45
2000-2010	-58.16	-196.42
2010-2021	-114.25	-47.48
2021-2031	-47.74	-192.25
2031-2041	-99.30	-317.17

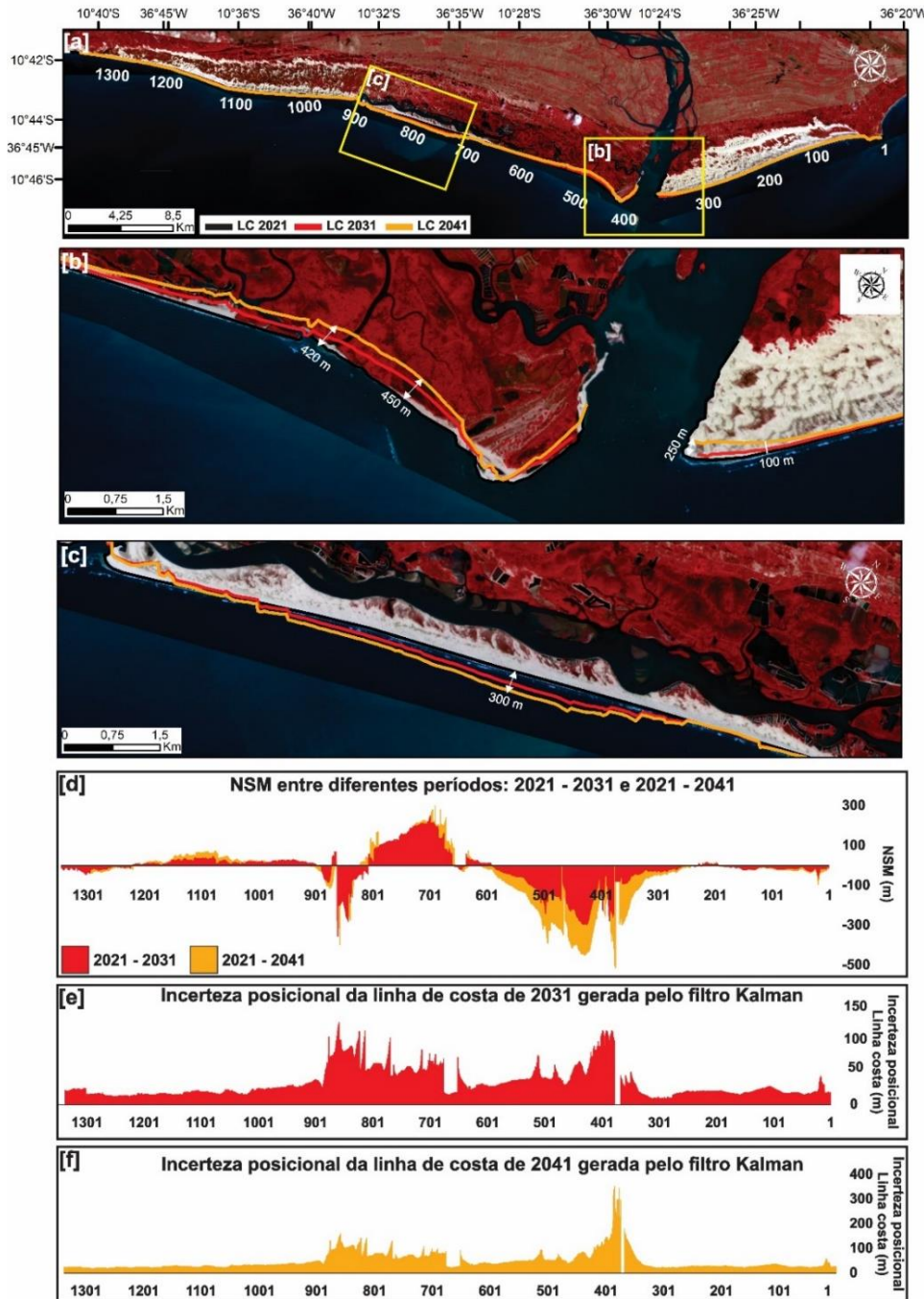
Projeção da linha de costa para 2031 e 2041

Com base no filtro Kalman, disponível no software DSAS, foi possível projetar a linha de costa para 2031 e 2041 (fig. 5.8a, b, c e d), juntamente com suas imprecisões posicionais (fig. 5.8e e 5.8f).

As incertezas posicionais geradas pelo filtro Kalman para a linha de costa de 2031 (fig. 5.8e) variaram de 15 a 20 metros nas regiões mais distais do delta (transectos 1 - 330 e 960 - 1300) até 100 metros na desembocadura do delta (transectos 378 - 400). Para o ano de 2041, os erros posicionais variaram de 25 metros para as regiões distais a 315 metros na desembocadura (fig. 5.8f). Entretanto, as incertezas posicionais, em ambos os anos, não foram superiores aos valores de NSM entre elas e a linha do ano de 2021 (fig. 5.8d).

Estima-se que em 2031 a linha de costa recue entre 15 a 30 metros nas regiões mais distais do delta (transectos 1-330 e 960-1300), enquanto que na desembocadura a erosão varie de 100 a 250 metros (transectos 350 - 450) em relação à posição da linha de costa em 2021 (fig. 5.8b, d). Já para 2041, a erosão a nordeste da desembocadura deverá ser entre 200 a 300 metros, enquanto a sudoeste a linha de costa recuará até 450 metros (fig. 8b, d). Por sua vez, os transectos 700 - 880 deverão progredir aproximadamente 200 metros nos próximos 20 anos (fig. 5.8b, 5.8c).

Figura 5.8: (a, b, c, d) Visualização da projeção da linha de costa para 2031 e 2041 no delta do São Francisco com base no filtro Kalman em diferentes setores Net shoreline Moviment entre 2021-2031 e 2021-2041, Incertezas posicionais da linha de costa de (e) 2031 e (f) 2041. Para fins de ilustração, foi utilizada a imagem de 2021 como referência.



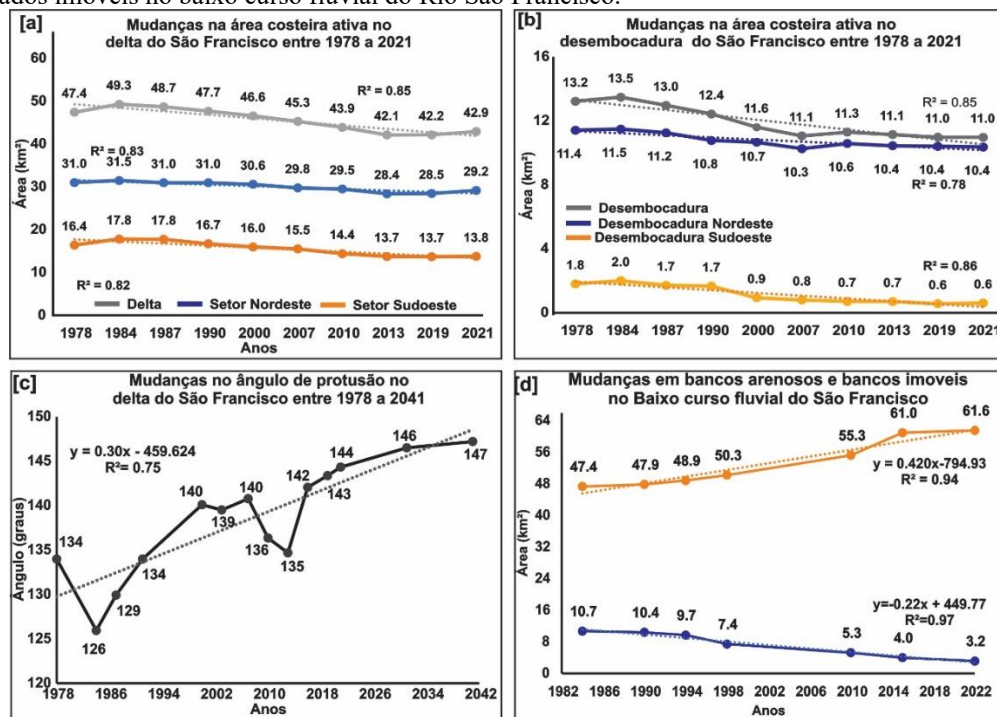
Mudança da área costeira ativa ao longo do tempo

Além da erosão horizontal, indicada pelo WLR, NSM, e do aumento do ângulo de protusão, o delta do São Francisco também registrou perdas progressivas em sua área costeira ativa entre 1978 e 2021 (fig. 5.9a). Durante esse período, 4.5 km² de sedimentos foram transportados para áreas costeiras adjacentes, para o interior do continente, ou

depositados na plataforma continental (fig. 5.9a). Ao segmentar o delta em áreas, nota-se que o setor sudoeste, sentido do qual deriva a corrente longitudinal, teve uma perda sedimentar de 2.6 km² entre 1978 e 2021, quase o dobro do setor nordeste (fig. 5.9a).

Aproximadamente metade desses sedimentos erodidos, cerca de 2.2 km², estavam localizados na desembocadura do delta (fig. 5.9b). O coeficiente de determinação (R^2) indica um grau de confiabilidade na tendência de erosão na desembocadura. Historicamente, as maiores taxas de perda sedimentar na desembocadura ocorreram entre 1984 e 1990, 1990 e 2000 (fig. 5.9b). A figura 5.10 ilustra a mudança da área costeira do delta em diferentes setores entre 1978 a 2021.

Figura 5.9: (a) Mudança na área costeira ativa no delta do São Francisco e (b) na sua desembocadura, (c) mudança no ângulo de protusão do delta do São Francisco e (d) mudanças em bancos arenosos e bancos vegetados imóveis no baixo curso fluvial do Rio São Francisco.



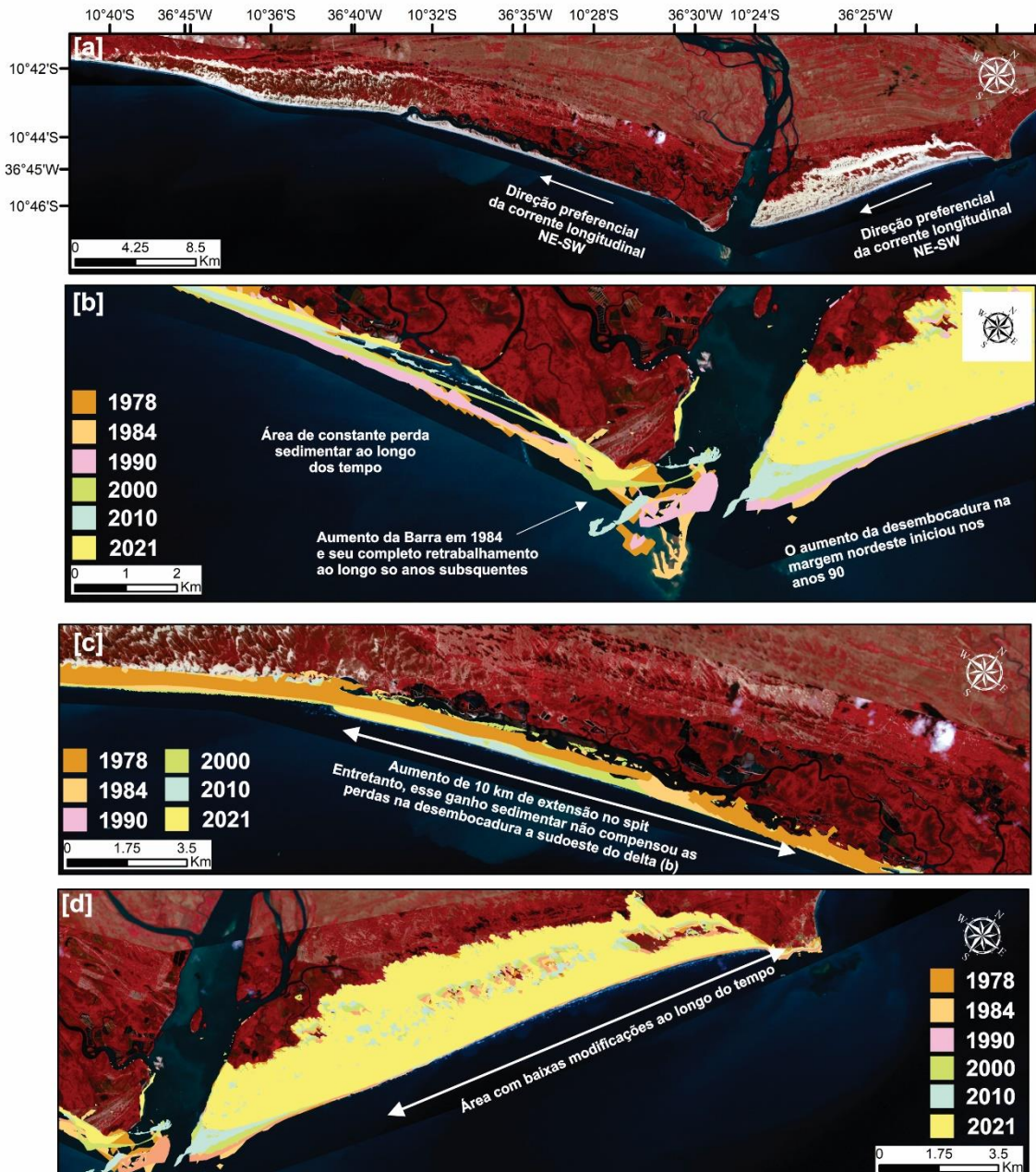
Variação do ângulo de protusão da linha de costa

O elevado coeficiente de correlação, $R^2 = 0.75$, evidencia um aumento gradativo e constante do ângulo de protusão do delta ao longo do tempo, indicando que as correntes longitudinais exerceram uma influência maior do que o aporte sedimentar (representado pela descarga) entre 1978 e 2021 (fig. 5.9c). Nesse período, o ângulo de protusão aumentou em 10°.

Apenas em dois momentos o delta registrou uma diminuição do seu ângulo de protusão: entre 1978 e 1984, período pré-construção da barragem do Xingó, e de 2010 a

2021 (fig. 9c). Por outro lado, 1991 a 2000 representaram os períodos em que houve o maior aumento do ângulo de protusão. (fig. 5.9c). Projeções para 2031 e 2041 indicam que a desembocadura tende a aumentar sua protusão em no máximo 3°.

Figura 5.10: Delta do São Francisco. (a) Imagem de localização com indicativo de direção da corrente longitudinal (setas brancas); mudança da área costeira ativa no delta do São Francisco entre 1978 a 2021 são apresentadas em (b) na desembocadura, (c) no setor nordeste e (d) no setor sudoeste. A imagem de satélite de 2021 foi utilizada para fins de referência.



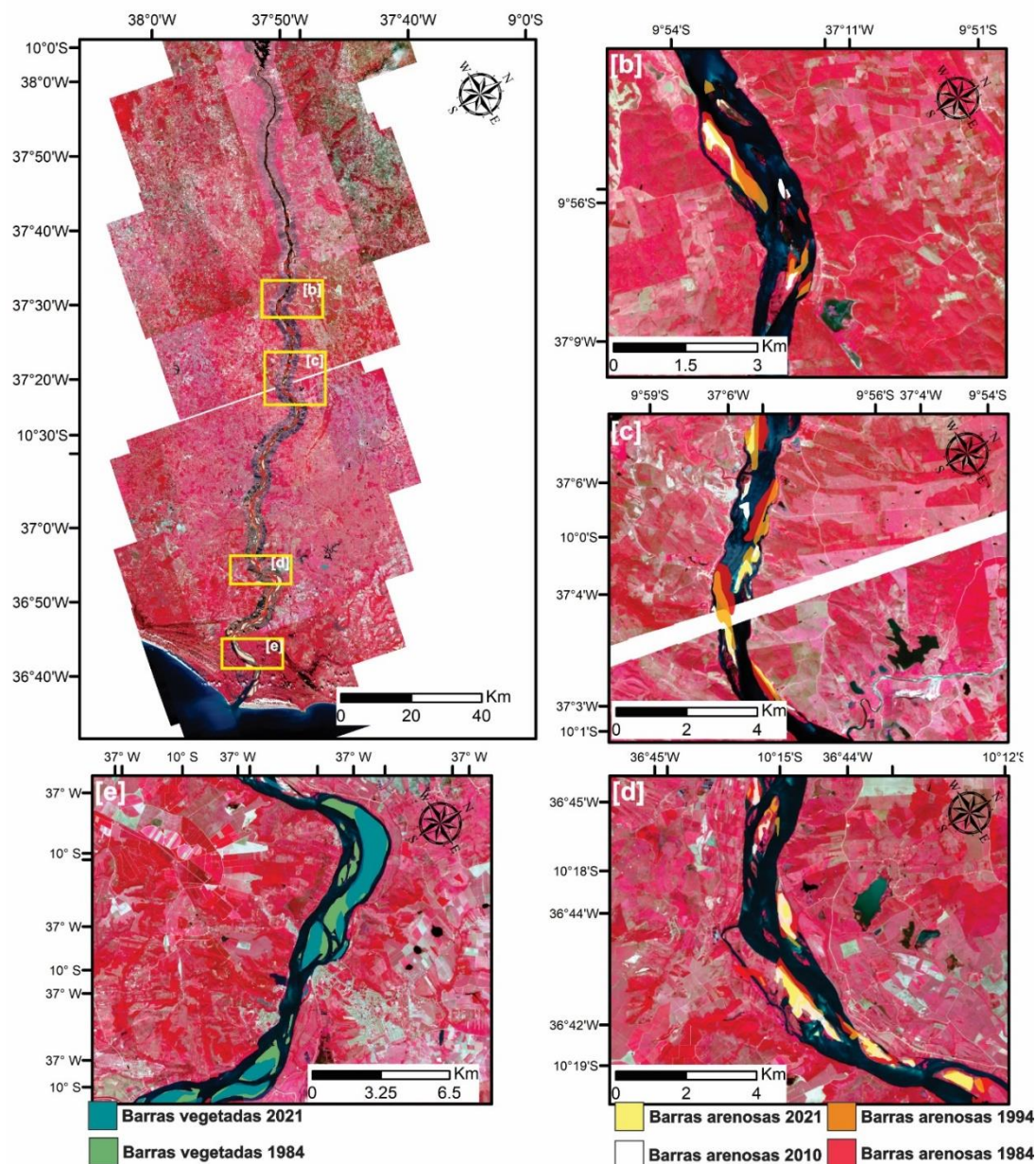
Mudança dos bancos arenosos e bancos vegetados ao longo do tempo

Entre 1984 e 2021 ocorreu a redução de 7.54 km² de bancos de areia emersas no baixo curso fluvial do Rio São Francisco (fig. 5.9d). As barras vegetadas imóveis, por sua vez, tiveram um ganho de 14.2 km² nesse período. O elevado coeficiente de correlação

indica que as tendências das barras arenosas (perda) e barras vegetadas imóveis (ganho de área) foram constantes ao longo do tempo (fig. 5.9d).

Ao analisar em diferentes períodos, nota-se que entre 1984 e 1994 não houve muitas alterações nas áreas dos bancos emersos (fig. 5.9d). Por sua vez, entre 1994 e 1998 registrou-se as maiores reduções do banco de areia, seguido por 1998 e 2010, com diminuições dos bancos de 2.28 km² e 2.17 km², respectivamente. Por outro lado, as épocas de 1998 a 2010 e 2010 a 2015 foram marcadas pelos maiores crescimentos das barras vegetadas (fig. 5.9d). A figura 5.11 ilustra a mudança de bancos de areia emersos e bancos vegetados imóveis ao longo do tempo.

Figura 5.11: Visualização do baixo curso fluvial do Rio São Francisco ao longo de diversos pontos no baixo curso fluvial do São Francisco.



Discussão

De acordo com modelos teóricos (e.g. Ashton e Giosan, 2011; Anthony, 2015; Nienhuis et al., 2016), as alterações na desembocadura do delta estão correlacionadas com as interações entre correntes longitudinais, assimetria e intensidade das ondas, bem como mudanças no aporte sedimentar.

O modelo de Nienhuis et al., (2016) estabelece uma correlação entre a evolução morfológica de um delta dominado por ondas ao longo de 80 anos, destacando a interação entre variações no aporte sedimentar, assimetria das ondas e frações de by-pass sedimentar (β). Em situações de elevado aporte sedimentar fluvial e alto by-pass sedimentar ($\beta = 1$), o delta apresenta uma tendência à progradação simétrica. Por outro lado, quando o aporte sedimentar fluvial é elevado, mas o by-pass sedimentar é reduzido ($\beta < 1$), nenhum sedimento consegue transpassar a foz devido ao efeito de molhe do rio, levando a desembocadura a direcionar-se para o barlamar, caso o fluxo fluvial persista por um período prolongado.

Em relação ao efeito de molhe, Dominguez (1990) e mais recentemente Anthony (2015) propõem que os sedimentos transportados pela corrente longitudinal preferencial se depositam a barlamar do delta, em uma taxa superior em comparação ao lado sotamar, que é alimentado por sedimentos fluviais. Por sua vez, Nienhuis et al., (2016) explicam que durante períodos de baixo aporte sedimentar, mesmo com um by-pass sedimentar reduzido, a desembocadura do delta tende a migrar para sotamar, aumentando sua assimetria.

Outros modelos, como os propostos por Anthony (2015), Ashton e Giosan (2011), afirmam que o aumento da assimetria do delta pode resultar na reorientação da linha de costa a sotamar da desembocadura e no desenvolvimento de feições costeiras instáveis, como esporões costeiros.

Os dados de δ^{18} , obtidos por meio de espeleotemas, e os eventos bonds, relatados por Dominguez e Guimarães (2021) indicam que a evolução do delta do São Francisco no Holoceno segue padrões semelhantes aos modelos mencionados. Durante os dois principais estágios de progradação da planície deltaica (estágios 02 e 03), as altas descargas fluviais e, conseqüentemente, o elevado aporte sedimentar foram responsáveis pela migração da desembocadura de sudoeste para noroeste. Além disso, as taxas de deposição a barlamar do delta, compostas por sedimentos retrabalhados por ondas, foram superiores às taxas sotamar, caracterizadas tipicamente por sedimentos fluviais (Dominguez, 1990; Dominguez, 1996). Nos dois períodos de baixa descarga (estágios 01

e 04), os sedimentos na desembocadura foram submersos e erodidos, levando-a a migrar para sudoeste, sua posição atual (Dominguez e Guimarães, 2021).

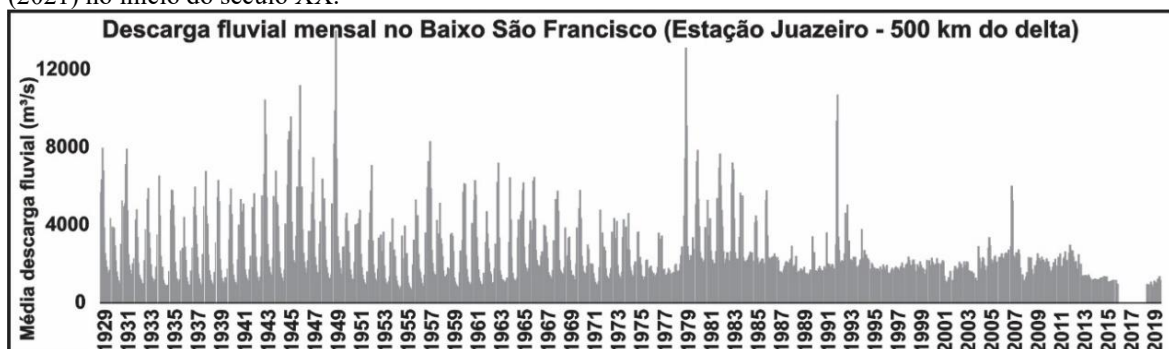
Embora os modelos mencionados descrevam as interações naturais na evolução do delta, estudos destacam os impactos antrópicos na alteração da morfologia dos deltas, especialmente na modificação do aporte sedimentar. A construção de barragens e hidroelétricas para a produção de energia elétrica, abastecimento de água para a população e atividades agrícolas, resulta na regulação do escoamento fluvial, principalmente durante os períodos de cheia, reduzindo assim a capacidade do rio de erodir suas margens e, conseqüentemente, diminuindo a carga sedimentar em suspensão e de fundo em direção ao oceano. Ademais, as barragens retêm os sedimentos transportados a montante do curso fluvial. De acordo com Syvitski et al. (2005) mais de 100 bilhões de toneladas métricas de sedimentos estão acumulados a montante de reservatórios construídos, em sua maioria, ao longo das últimas cinco décadas. Embora não haja literatura específica sobre a quantidade de sedimentos retidos pela barragem do Xingó, Lopes et al. (2015) por meio de diferenças entre cartas topográficas e levantamentos batimétricos, estimaram um acúmulo de 3.33 km³ de sedimentos na barragem hidroelétrica de Sobradinho entre 1978, ano de início de suas atividades, e 2009. Até o fim do século, estima-se que haja um aumento da carga de sedimentos trapeadas nas barragens ao longo dos principais deltas do mundo, no qual inclui-se o São Francisco, entre 50 a 100% (Besset et al., 2019).

A partir da análise de cartas náuticas e imagens aéreas digitalizadas e processadas por Dominguez e Guimarães (2021) na desembocadura do DSF, é possível observar que entre 1853 e 1960, um período sem barragens em todo o curso do Rio São Francisco, ocorreram poucas alterações na posição da linha de costa no delta. Apesar da ausência de dados fluviométricos para as estações Própria e Pão de Açúcar do início do século XX (fig. 6a), a estação de Juazeiro, localizada a 500 km da foz, indica que entre 1929 e 1959, a vazão foi superior a 3600 m³/s em 108 meses (fig. 5.12).

O único período de progradação do delta foi identificado entre 1978 e 1984. Época em que apenas a barragem de Xingó não estava em plena operação no baixo curso do São Francisco (Sobradinho e Paulo Afonso já se encontravam em operação). Isso foi representado pelos valores positivos de NSM em ambas as margens da desembocadura do delta (entre 250 a 1500 metros), aumento da área costeira ativa e diminuição do ângulo de desembocadura (fig. 5.7e, 5.9a, 5.9c e tabela 5.4). A análise de imagens de satélite durante esse período (fig. 5.10) revelou um significativo aporte sedimentar fluvial, que

resultou na formação de uma barra de desembocadura a sotamar da foz; característica essa indicativa de progradação de deltas em situações de alto fluxo fluvial (Bhattacharya et al., 2006; Anthony, 2015). Durante esse período, a descarga fluvial ultrapassou 3600 m³/s em 24 meses, comumente entre dezembro e maio, correspondendo à média anual pré-barragem Xingó mais dois desvios padrão (fig. 5.6b). Estima-se que, na década de 1970 e 1980, o Rio São Francisco transportava 6.9×10^6 tons/ano de sedimento em suspensão para o oceano (Milliman, 1975).

Figura 5.12: Descarga fluvial mensal no baixo São Francisco. Devido à falta de dados anteriores a 1959 na estação Própria, utilizou-se a estação Juazeiro, localizada a 500 km da foz, para comparar os dados de vazão com dados de estabilidade de linha de costa do Delta do São Francisco, propostas por Domingues e Barbosa (2021) no início do século XX.



Entre 1984 e 1987, antes da construção da barragem do Xingó, mas com a barragem de Sobradinho já em operação, o número de meses com vazão superior a 3600 m³/s diminuiu para 07, e essas descargas ainda foram inferiores à média do período anterior (fig. 5.6a e 5.6b). Knoppers et al. (2005) relatam que nesse período, a carga de sedimento em suspensão que chegava ao oceano Atlântico era de aproximadamente 2.4×10^6 tons/ano. Contudo, esses picos de vazão provavelmente foram suficientes para que o rio atuasse como um molhe, como explicado acima, promovendo a progradação a nordeste da sua desembocadura (barlamar) (fig. 5.7e e tabela 5.4).

Entre 1987 e 1991, período de início da construção da barragem do Xingó, mesmo com intensas chuvas no baixo curso do São Francisco (fig. 5.6b), a vazão não ultrapassou 3000 m³/s em nenhum mês de análise. Como resultado, a erosão na margem sudoeste foi intensificada (fig. 5.7e, 5.9b e 5.9c), e pela primeira vez, houve indícios de erosão na margem noroeste (fig. 5.7e). A comparação de imagens de satélite (fig. 5.10) e dados de mudanças de ângulo de protusão (fig. 5.9c) sugere um aumento da assimetria do delta nesse período. Isso, conforme discutido anteriormente, indica um déficit sedimentar e a ausência de barreira hidráulica para impedir que os sedimentos a barlamar sejam

redistribuídos na direção preferencial da corrente longitudinal (NE-SW), conforme debatido nos modelos de Dominguez (1990), Anthony (2015) e Nienhuis et al. (2016).

O período de 1991 a 2000 marca o início da operação da usina hidroelétrica de Xingó (1994). Similar ao seu antecessor, este período é caracterizado por baixas vazões no curso fluvial do Rio São Francisco. A baixa vazão resultou em perdas significativas de NSM (entre 200 a 1000 metros), redução da área costeira ativa (diminuição de 0.73 km² em relação à década anterior) e aumento do ângulo de protusão em 6°, indicando o período de maior erosão na margem sudoeste do delta (sotamar) (fig. 5.7e, 5.9b e 5.9c).

Ao comparar as imagens de satélite na figura 5.10, observa-se que a barra de desembocadura, formada em 1984 após períodos de cheia, foi completamente erodida e transportada para NE-SW pela ação das ondas e correntes. Isso resultou no início da progradação horizontal lateral dos spits nos transectos 701 a 901 (fig. 5.7e e fig. 5.11c). Essa década também testemunhou a completa destruição da Vila Cabeço e do farol, ambos construídos em 1856 e localizados a sotamar da desembocadura (Bittencourt et al., 2007).

Ao final dos anos 2000, a carga de sedimento em suspensão que alcançava os oceanos era de $2,28 \times 10^5$ toneladas/ano, representando uma redução de 94% em relação à década de 1970 (Medeiros et al., 2007).

Picos esporádicos de vazão ocorridos entre 2004 e 2007 (fig. 5.7c), influenciados pelo aumento das chuvas no baixo São Francisco (fig. 5.7b), transportaram em média $1,1 \times 10^6$ toneladas/ano (Medeiros et al., 2011) de sedimento em suspensão para o oceano Atlântico. Esses eventos foram suficientes para reduzir as taxas erosivas no delta do São Francisco.

Os anos de 2010 a 2021 representam as menores vazões já registradas no delta do São Francisco devido à intensa seca que ocorreu no nordeste brasileiro (de Jong et al., 2018). Neste período, a usina hidroelétrica de Xingó, responsável por 70% da geração de energia no nordeste brasileiro, operou com menos de 40% de sua capacidade (de Jong et al., 2018). Melo et al. (2020) estimaram que a carga de sedimento em suspensão na estação de Propriá em 2018 foi de $4,9 \times 10^5$ ton/ano. Como consequência, houve um aumento de quase 9° no ângulo de protusão e maiores perdas de áreas costeira ativa e NSM a barlar do delta (fig. 5.7e, 5.10 e tabela 5.4). Períodos de seca ocorridas no nordeste brasileiro também foram responsáveis pela erosão costeira no delta do Parnaíba entre 2009 a 2013 (Bezerra Ferreira et al., 2021).

Conforme estudos recentes, outros deltas localizados na margem leste brasileira, como o do Rio Jequitinhonha (Dominguez, 2023; Nervino, 2023) e o do Paraíba do Sul

(Rocha et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021), também experimentaram erosão costeira em suas desembocaduras nas últimas décadas, embora em menor magnitude se comparados ao Rio São Francisco. Modelos indicam uma redução de 40% na carga sedimentar no baixo curso do Paraíba do Sul entre 1970 a 2010 (Besset et al., 2019) resultado da construção de 17 barragens ao longo de seu curso fluvial. Apesar disso, alterações intensas no uso e cobertura vegetal geraram sedimentação suficiente para limitar a erosão costeira na margem sul (barlamar) a menos de 5 m/ano entre 1954 e 2019 (Rocha et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021).

No caso do Jequitinhonha, a perda de sedimentos em sua desembocadura foi de 1 km entre 1973 e 2021, representando uma taxa erosiva de 20 m/ano. Este fenômeno foi atribuído principalmente à redução da pluviometria e, conseqüentemente, à diminuição da descarga fluvial desde a década de 1990, com uma contribuição menor da construção da barragem do Itapebi em 2003 (Dominguez, 2023; Nervino, 2023).

Apesar de as barragens impedirem o transporte de sedimentos a jusante, e de o Rio São Francisco ter uma menor produção de partículas em suspensão em comparação com outros rios tropicais, como o Doce e Parnaíba, devido à sua bacia hidrográfica estar situada no semiárido com estrato rochoso com baixa erodibilidade (Oliveira et al., 2013; Medeiros et al., 2014; Aquino da Silva et al., 2015; Medeiros et al., 2018), as figuras 9d e 11 indicam presenças de barras arenosas a jusante da barragem do Xingó. Entretanto, com a diminuição dos picos de cheia, comumente de janeiro a abril (fig. 5.6c) durante e após a construção da barragem de Xingó, 7.5 km² de barras arenosas não conseguiram chegar à desembocadura do delta entre 1984 e 2022, sendo depositadas nas margens do rio ou aglutinadas em barras vegetadas imóveis. A deposição dessas barras arenosas entre 1984 e 2022 foi superior a toda perda sedimentar ao longo do delta (4.51 km²) e três vezes superior à perda na desembocadura (2.36 km²) no mesmo período de tempo.

A comparação entre os dados fluviométricos (fig. 5.6a e 5.6c) e as variações na linha de costa (fig. 5.7e e tabela 5.4) na desembocadura mostrou que as maiores perdas nas barras arenosas e, conseqüentemente, os maiores ganhos nas barras imóveis vegetadas ocorreram entre 1990 a 2000 e 2010 a 2021. Esses períodos coincidem com menores vazões no curso fluvial do São Francisco e maiores taxas erosivas na desembocadura.

Através de índices espectrais em imagens ópticas e de radar, Santos et al. (2020), concluíram que as mudanças de uso e ocupação do solo, induzidas por atividades agrícolas e agropecuárias, entre 2013 e 2018, aumentaram os processos de erosão nas margens fluviais do baixo São Francisco, resultando no aumento de bancos arenosos em

17.7 km². Torres et al. (2023) mapearam ilhas e bancos arenosos a menos de 40 km da foz do delta (próximo à fig. 5e) entre 1986 e 2020. Ao longo desses 34 anos de análise foi observado um aumento de 2.41 km² nas ilhas fluviais, acompanhado por uma diminuição territorial de 3.8 km² do rio. Os autores sugerem que a perda de território dos pixels de água, conforme o MNDWI, poderia indicar que o rio está ficando mais raso devido ao acúmulo de sedimentos em suas margens. É importante notar que nos dois estudos mencionados, os autores não distinguiram entre barras arenosas e vegetadas, considerando-as como uma única feição. Perfis batimétricos transversais a aproximadamente 80 km da foz indicam um aumento do assoreamento do rio entre 1992 e 1999 (Oliveira et al., 2003).

Por mais que o uso e ocupação do solo, induzido por atividades humanas próximas aos deltas, produzam sedimentos em quantidade equiparável aos trapeados pelas barragens, conforme debatido na literatura (e.g. Nienhuis et al., 2020; Qiao et al., 2018), os autores afirmam que é necessário que haja vazão suficiente para transportá-los aos oceanos. Caso contrário, os sedimentos tendem a se acumular nas margens e provocar um processo de assoreamento.

Dados de Sonar de Varredura Lateral e Sísmica Rasa, coletados em 2009 nas proximidades da foz do Rio São Francisco (próximos a fig. 5.5e), relatam a presença de formas de dunas subaquosas, com comprimento entre 2 e 50 metros, cuja assimetria se orienta em direção à maré de vazante (Traini et al., 2012; Beserra et al., 2017). A razão altura/comprimento das dunas superior a 0.06 e a ausência de dunas barcanas na área são indicativos de que não há déficit sedimentar próximo a foz do São Francisco. Entretanto, Traini et al. (2012) relataram taxas de migração das dunas próximas à foz de 25 a 5 cm/h, consideravelmente menores do que os valores médios encontrados em diversos estudos teóricos (63 cm/h), ressaltando a limitação do rio em transportar sedimentos para o oceano com a média da descarga fluvial atual.

Dados de ADCP em conjunto com modelagens numéricas entre 1986 e 2017, conduzidos por Paiva et al. (2024), revelaram que o alcance atual da intrusão salina, e consequentemente a maior influência da maré, é maior do que no período pré-barragem do Xingó, chegando a 17 km rio adentro. Isso resulta em dificuldades adicionais no transporte sedimentar para a zona costeira. Conclusões semelhantes são propostas por Medeiros (2007), Beserra et al. (2017) e Traini et al. (2012).

A deposição de barras arenosas em margens fluviais devido ao decréscimo de vazão é um fenômeno documentado no delta do Changjiang (Chen et al., 2020). No caso

do Rio Changjiang, a operação das barragens de três gargantas entre 2003 e 2016 resultou em uma redução significativa, aproximadamente 29 km², nas barras arenosas ao longo do rio, principalmente devido à menor capacidade de transporte de sedimentos controlada pela barragem.

A conversão de terrenos naturais, como dunas, pântanos e manguezais, em áreas urbanas não apenas intensifica a subsidência do terreno, mas também resulta na eliminação de estoques sedimentares disponíveis na praia e pós-praia (Souza, 2009). A implementação de estruturas costeiras, como espigões, destinados à construção de instalações portuárias ou à mitigação da erosão costeira, interfere na dinâmica sedimentar da região, alterando o transporte longitudinal a sotamar da estrutura (Williams et al., 2018).

Entretanto, dados do censo de 2022 realizado pelo IBGE (disponível em <https://cidades.ibge.gov.br/>), indicam que as populações somadas próximas à foz do delta (Piaçabuçu, Brejo Grande, Feliz Deserto, Pirambu) não ultrapassam 40 mil habitantes. Santos et al. (2014) relatam que, a sudoeste da desembocadura, a soma das áreas urbanas e das áreas de aquicultura e agricultura, principais atividades econômicas na região, é de aproximadamente 13,5 km², o que representa 7% da área total. Conforme estes autores, todo o restante da área é composto por praias, dunas, manguezais e planícies de maré. Por sua vez, o Terminal Marítimo Inácio Barbosa (TMIB), principal porto do estado de Sergipe, construído em 1999, está localizado a 13 km do transecto 1300 (fig. 5.7a). Assim, pode-se inferir que não houve nenhuma atividade antrópica de grande magnitude na zona costeira que tenha alterado a dinâmica sedimentar no delta do São Francisco entre 1978 e 2021.

No contexto do rio São Francisco, caso a vazão não aumente ao longo do tempo, prevê-se que nos próximos 20 anos, a faixa arenosa na margem sudoeste seja completamente erodida, sendo transportada para as partes mais distantes do delta (fig. 5.8a). Simultaneamente, na porção nordeste do delta, espera-se um aumento da erosão em relação aos períodos antecessores, atingindo uma perda de até 300 metros. Contudo, projeções de modelos climáticos (Tanajura et al., 2010; IPCC, 2023) indicam uma redução significativa na pluviometria e vazão dos rios do Nordeste até 2100, o que poderia resultar em uma erosão ainda mais acentuada no delta do São Francisco do que a estipulada pelo filtro Kalman (fig. 5.8a).

Diante desse cenário, estratégias como a construção de quebra-mares na frente da desembocadura e a instalação de espigões ortogonais à linha de costa, como realizadas

no delta do Nilo (Ghoneim et al., 2015), podem ser consideradas para reduzir a erosão costeira na desembocadura ao longo do tempo, caso não seja possível aumentar a vazão a jusante da barragem de Xingó. Conforme Ghoneim et al. (2015), entre 1971 a 1991 houve uma perda sedimentar de 10.8km², valores superiores ao do delta do São Francisco (fig. 5.7b e 5.9b). Após a implementação dos quebra-mares e de 15 espigões, a perda sedimentar entre 1991 a 2013 passou a ser de 1.2 km², mesmo com decréscimo contínuo da vazão. Projeções estimaram que se não fossem essas estruturas, a perda sedimentar durante esses anos seria de aproximadamente 7.2 km² (Ghoneim et al., 2015).

Outra preocupação relevante está relacionada às mudanças climáticas e ao aumento do nível do mar. Experimentos conduzidos por Dominguez (2023) indicam que um aumento de 2 metros no nível do mar afogaria toda a área a sudoeste da desembocadura. Por outro lado, a região nordeste, composta principalmente por dunas com alturas superiores a 10 metros, seria mais resiliente aos efeitos da subida do nível do mar. É importante ressaltar que esses experimentos consideram uma subida global do nível do mar superior às projeções do IPCC (2023) para o final do século XXI.

Conclusões

A erosão observada no delta do São Francisco, em uma escala intermediária de tempo (1978 - 2021), pode estar relacionada à construção e operação da Usina Hidroelétrica de Xingó, iniciada em 1987 e finalizada em 1994. Isso se deve à ausência de grandes obras e/ou alta densidade urbana próxima à foz que poderiam alterar o aporte e/ou a dinâmica sedimentar na região.

Antes da construção da barragem, altas vazões, superiores a 3600 m³/s nos meses de dezembro e abril, eram comuns. Esses picos provavelmente eram suficientes para transportar os sedimentos no baixo curso fluvial, a jusante da desembocadura, e impedir a remobilização dos sedimentos a montante.

Contudo, a partir dos anos 90, três anos após o início da construção da Usina Hidroelétrica de Xingó, foi observado uma redução da variabilidade anual e mensal em termos de descarga fluvial. Os meses de cheia passaram a ter uma vazão média de 2500 m³/s e 1600 m³/s, respectivamente, durante e após a construção da usina. Como consequência, houve uma redução no aporte sedimentar, representada pela diminuição de barras arenosas, ocasionando um processo contínuo de erosão na foz do delta, cujo ápice ocorreu entre 1991 e 2000. O aumento de barras vegetadas imóveis pode indicar que o rio se encontra em processo de assoreamento devido às baixas vazões.

De 2010 a 2021, a erosão, resultante da contínua diminuição da descarga, também poderia estar associada às intensas secas no nordeste brasileiro. Se não houver alterações na vazão do Rio São Francisco, provocadas por eventos naturais ou antrópicos, as projeções de linha de costa indicam que a erosão na desembocadura persistirá nos próximos 20 anos e tenderá a se afastar da desembocadura.

Agradecimentos

Agradecimentos são devidos: À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 pela bolsa de doutorado ao primeiro e segundo autores. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo grant PQ nº 315742/2020-8 a H Vital. Ao Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) pela disponibilização das imagens Landsat através do portal <https://earthexplorer.usgs.gov/>. À Agência Espacial Europeia (ESA) pela disponibilização das imagens Sentinel pelo portal <https://scihub.copernicus.eu/>. A Planet e o Programa Brasil MAIS por disponibilizarem as imagens Planet e RapidEye. À Agência Nacional de Águas do Brasil (ANA), pela disponibilização dos dados de vazão e pluviometria de diversas estações através de <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>. Ao Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pelo suporte dado durante o desenvolvimento da Tese.

Referências

- Anthony, E.J. (2015). Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar. Geol.* 361, 53–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.004>
- Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., Goichot, M., Loisel, H. (2019). Overview of the Monsoon influenced Ayeyarwady River delta , and delta shoreline mobility in response to changing fluvial sediment supply. *Mar. Geol.* 417, 106038. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106038>
- Aquino da Silva, A., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., Heise, B. (2015). The Influence of Climatic Variations on River Delta Hydrodynamics and Morphodynamics in the Parnaíba Delta, Brazil. *J. Coast. Res.* 314, 930–940. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00078.1>
- Ashton, A.D., Giosan, L. (2011). Wave-angle control of delta evolution. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047630>
- Bacoccoli, G. (1971). Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação. *Bol.Tecn. Petrobrás*, v.14, p. 5-38.

- Barbosa, L.M., Dominguez, J.M.L. (2004). Coastal dune fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: Morphology and environmental controls. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 443–456. <https://doi.org/10.1002/esp.1040>
- Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T., Kalvová, J. (2014). Climate classification revisited : from Köppen to Trewartha 59, 1–13. <https://doi.org/10.3354/cr01204>
- Beserra, D.D.A., Aquino Da Silva, A.G., Tabosa, W.F., Vital, H., Statteger, K. (2017). São Francisco River mouth: Bedforms characterization associated to flow conditions. 2017 IEEE/OES Acoust. Underw. Geosci. Symp. RIO Acoust. 2017 2018-Janua, 1–8. <https://doi.org/10.1109/RIOAcoustics.2017.8349728>
- Besset, M., Anthony, E.J., Bouchette, F. (2019). Multi-decadal variations in delta shorelines and their relationship to river sediment supply: An assessment and review. *Earth-Science Rev.* 193, 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.018>
- Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F. (2017). River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. *Elem Sci Anth* 5, 54. <https://doi.org/10.1525/elementa.139>
- Best, J. (2015). Anthropogenic Stresses on the World ’s Big Rivers. *Nat. Geosci.* 2015, 1–59. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0262-x>
- Bezerra Ferreira, T.A., Alain, Y., Perez, R., Statteger, K., Vital, H. (2021). Evaluation of decadal shoreline changes along the Parnaíba Delta (NE Brazil) using satellite images and statistical methods 202. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105513>
- Bhattacharya, J.P., Giosan, L. (2003). Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187–210. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x>
- Bhattacharya, J.P., Sheriff, R.E., Rm, S.R. (2006). DELTAS WHAT ARE DELTAS ,.
- Bittencourt, A.C.D.S., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Silva, I.R. (2005). Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. *Mar. Geol.* 219, 219–234. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.006>
- Bittencourt, A.C.D.S.P., Dominguez, J.M.L., Fontes, L.C.S., Sousa, D.L., Silva, I.R., Da Silva, F.R. (2007). Wave Refraction, River Damming, and Episodes of Severe Shoreline Erosion: The São Francisco River Mouth, Northeastern Brazil. *J. Coast. Res.* 234, 930–938. <https://doi.org/10.2112/05-0600.1>
- Chen, D., Li, X., Saito, Y., Liu, J.P., Duan, Y., Liu, S., Zhang, L. (2020). Recent evolution of the Irrawaddy (Ayeyarwady) Delta and the impacts of anthropogenic activities: A review and remote sensing survey. *Geomorphology* 365, 107231. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107231>
- Dada, O.A., Li, G., Qiao, L., Asiwaju-Bello, Y.A., Anifowose, A.Y.B. (2018). Recent Niger Delta shoreline response to Niger River hydrology: Conflict between forces of Nature and Humans. *J. African Earth Sci.* 139, 222–231. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.023>
- de Jong, P., Tanajura, C.A.S., Sánchez, A.S., Dargaville, R., Kiperstok, A., Torres, E.A. (2018). Hydroelectric production from Brazil’s São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability. *Sci. Total Environ.* 634, 1540–1553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.256>
- Dominguez, J.M.L. (1990). Deltas Dominados Por Ondas: Críticas Às Idéias Atuais Com Referencia Particular Ao Modelo De Coleman & Wright. *Rev. Bras. Geociências* 20, 352–361. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1990352361>
- Dominguez J. (1996). The São Francisco Strandplain: A Paradigm for wave-dominated deltas? 217–231.
- Dominguez, J.M.L. (2023). The Wave-Dominated Deltas of Brazil. p. 266.

- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C. da S.P., Martin, L. (1983). O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geociências* 13, 98–105. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.198313298105>
- Dominguez, J.M.L., Guimarães, J.K. (2021). Effects of Holocene climate changes and anthropogenic river regulation in the development of a wave-dominated delta: The São Francisco River (eastern Brazil). *Mar. Geol.* 435. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106456>
- Dompieri, M.H.G., Silva, J.R.S., Fujimoto, R.Y., Cunha, F. dos S. (2021). Análise Do Uso E Ocupação Das Terras No Baixo São Francisco, a Partir De Técnicas Estatísticas Multivariadas. *Rev. Econ. Nordeste* 51, 25–50. <https://doi.org/10.61673/ren.2020.1014>
- Galloway, W.E. (1975). Process framework for describing the morphologic & stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M.L. (ed.). *Deltas, models for exploration*. Houston, TX: Houston Geological Society. p.87-98.
- García-Rubio, G., Huntley, D., Russell, P. (2015). Evaluating shoreline identification using optical satellite images. *Mar. Geol.* 359, 96–105. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.11.002>
- Gernaat, D., Bogaart, P., Vuuren, D., Biemans, H., Niessink, R. (2017). High-resolution assessment of global technical and economic hydropower potential. *Nat. Energy* 2. <https://doi.org/10.1038/s41560-017-0006-y>
- Ghoneim, E., Mashaly, J., Gamble, D., Joanne, H., AbuBakr, M. (2015). Nile Delta exhibited a spatial reversal in the rates of shoreline retreat on the Rosetta promontory comparing pre- and post-beach protection. *Geomorphology* 228, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.021>
- Guimarães, J.K., Dominguez, J. (2010). Relação morfodinâmica entre orientação da Linha de Costa e Deriva Litorânea na Evolução do Delta do Rio São Francisco. *Japanese J. Radiol. Technol.* 46, 795. <https://doi.org/10.6009/jjrt.KJ00003532530>
- Hagenaars, G., de Vries, S., Luijendijk, A.P., de Boer, W.P., Reniers, A.J.H.M. (2018). On the accuracy of automated shoreline detection derived from satellite imagery: A case study of the sand motor mega-scale nourishment. *Coast. Eng.* 133, 113–125. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.12.011>
- Hapke, C.J., Himmelstoss, E.A., Kratzmann, M., List, J.H., Thieler, E.R. (2010). National assessment of shoreline change; historical shoreline change along the New England and Mid-Atlantic coasts: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1118. U.S. Geol. Surv. Open-File, 57 p.
- IPCC, 2023. Ocean, Cryosphere and Sea Level Change, Climate Change (2021) – The Physical Science Basis. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>
- Kelly, J.T., Gontz, A.M. (2018). Using GPS-surveyed intertidal zones to determine the validity of shorelines automatically mapped by Landsat water indices. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 65, 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.10.007>
- Knoppers, B., Medeiros, P.R.P., De Souza, W.F.L., Jennerjahn, T. (2005). The São Francisco estuary, Brazil. *Handb. Environ. Chem. Vol. 5 Water Pollut.* 5, 51–70. <https://doi.org/10.1007/698-5-026>
- Kuenzer, C., Heimhuber, V., Huth, J., Dech, S. (2019). Remote Sensing for the Quantification of Land Surface Dynamics in Large River Delta Regions — A Review 1–43.
- Kuenzer, C., Ottinger, M., Wegmann, M., Guo, H., Wang, C., Zhang, J., Dech, S., Wikelski, M., (2014). Earth observation satellite sensors for biodiversity monitoring: potentials and bottlenecks. *Int. J. Remote Sens.* 35, 6599–6647. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.964349>

- Lopes, H.L., Ribeiro Neto, A., Cirilo, J.A. (2015). Modelagem Batimétrica No Reservatório De Sobradinho: Ii - Avaliação Do Volume Atual E Da Taxa De Sedimentação No Espaço De Tempo Entre 1978 E 2009. *Rev. Bras. Cartogr.* 67, 1265–1277. <https://doi.org/10.14393/rbcv67n6-44641>
- Manno, G., Lo Re, C., Ciraolo, G. (2017). Uncertainties in shoreline position analysis: The role of run-up and tide in a gentle slope beach. *Ocean Sci.* 13, 661–671. <https://doi.org/10.5194/os-13-661-2017>
- McFeeters, S.K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *Int. J. Remote Sens.* 17, 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>
- Medeiros, P.R.P., Cavalcante, G.H., Melo, E.R., Brandini, N. (2018). The são Francisco river (NE): review on the interannual loading of particulate matter suspended to the ocean and impacts of dams. *Int. J. Hydrol.* 2. <https://doi.org/10.15406/ijh.2018.02.00067>
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B., Landim de Souza, W.F., Oliveira, E.N. (2011). Aporte de sedimentos em suspensão no baixo Rio São Francisco (SE/AL), em diferentes condições hidrológicas. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* 15, 42. <https://doi.org/10.14210/bjast.v15n1.p42-53>
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B.A., Júnior, R.C.D.S., Souza, W.F.L. d. (2007). Aporte Anual Do Material Em Suspensão E Sua Dispersão Na Zona Costeira Do Rio São Francisco (Se/Al). *Geochim. Bras.* 21, 212–231.
- Medeiros, P.R.P., Santos, M.M. dos, Cavalcante, G.H., Souza, W.F.L. De, Silva, W.F. da, (2014). Características ambientais do Baixo São Francisco (AL/SE): efeitos de barragens no transporte de materiais na interface continente-oceano. *Geochim. Bras.* 28, 65–78. <https://doi.org/10.5327/z0102-9800201400010007>
- Melo, C.S., Filho, A., Carvalho, R. (2020). Curvas-chave de descargas de sedimentos em suspensão no Baixo São Francisco. *Rev. Bras. Geogr. Fis.* 13, 1248–1262.
- Milliman, J. D. (1975) A Synthesis. In: *Upper continental Sedimentology*, Stuttgart, v. 4, p. 151-175.
- Nagel, G.W., Darby, S.E., Leyland, J. (2023). The use of satellite remote sensing for exploring river meander migration. *Earth-Science Rev.* 247, 104607. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104607>
- Nervino, M. (2023). Vulnerabilidade do Delta do Rio Jequitinhonha (Nordeste do Brasil) às Mudanças climáticas. Universidade Federal da Bahia.
- Nicholls, R.J., Adger, N., Hutton, C.W., Hanson, S.E., (2020). Deltas in the Anthropocene.
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Edmonds, D.A., Hoitink, A.J.F., Kettner, A.J., Rowland, J.C., Törnqvist, T.E. (2020). Global-scale human impact on delta morphology has led to net land area gain. *Nature* 577, 514–518. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1905-9>
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Giosan, L. (2016). Littoral steering of deltaic channels. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 204–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.018>
- Oliveira, A.M. De, Reis, A.S., Matos, A.E., Nunes, A.G., Hernandez, A. de O. (2003). Projeto de Gerenciamento Integrado das atividades desenvolvidas em terra na Bacia do São Francisco. Subprojeto 1.1.A - Estudo hidrodinâmico-sedimentológico do Baixo São Francisco, Estuário e zona costeira adjacente-AL/SE. Brasília.
- Oliveira, P.T.S., Wendland, E., Nearing, M.A. (2013). Rainfall erosivity in Brazil: A review. *Catena* 100, 139–147. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.08.006>
- Paiva, B.P., Schettini, C.A.F., Siegle, E. (2024). Effect of hydropower dam flow regulation on salt-water intrusion: São Francisco River, Brazil. *J. Mar. Syst.* 241. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2023.103904>
- Pardo-Pascual, J.E., Sánchez-García, E., Almonacid-Caballer, J., Palomar-Vázquez, J.M., de los Santos, E.P., Fernández-Sarriá, A., Balaguer-Beser, Á., (2018). Assessing the accuracy

- of automatically extracted shorelines on microtidal beaches from landsat 7, landsat 8 and sentinel-2 imagery. *Remote Sens.* 10, 1–20. <https://doi.org/10.3390/rs10020326>
- Pianca, C., Mazzini, P.L.F., Siegle, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian J. Oceanogr.* 58, 53–70. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592010000100006>
- Qiao, G., Mi, H., Wang, W., Tong, X., Li, Z., Li, T., Liu, S., Hong, Y. (2018). 55-year (1960–2015) spatiotemporal shoreline change analysis using historical DISP and Landsat time series data in Shanghai. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 68, 238–251. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.02.009>
- Rahman, M.K., Crawford, T.W., Islam, M.S. (2022). Shoreline Change Analysis along Rivers and Deltas: A Systematic Review and Bibliometric Analysis of the Shoreline Study Literature from 2000 to 2021. *Geosci.* 12, 1–11. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110410>
- Rocha, T.B., Vasconcelos, S.C., Costa, A.F., Machado, B., Figueiredo, M.S., Novak, L.P., Gonçalves, T.P., Fernandez, G.B. (2021). Deltas Dominados Por Ondas: Trajetória Conceitual, Dinâmica E Evolução a Partir De Exemplos Do Complexo Deltaico Do Rio Paraíba Do Sul. *referencia incompleta*
- Santos, A. dos, Oliveira Lopes, P.M., Silva, M.V. da, Manicoba da Rosa Ferraz Jardim, A., Barbosa de Albuquerque Moura, G., Siqueira Tavares Fernandes, G., Oliveira Silva, D.A. de, Bezerra da Silva, J.L., de Moraes Rodrigues, J.A., Araújo Silva, E., Oliveira-Júnior, J.F. de, (2020). Causes and consequences of seasonal changes in the water flow of the São Francisco River in the semiarid of Brazil. *Environ. Sustain. Indic.* 8. <https://doi.org/10.1016/j.indic.2020.100084>
- Santos, L.C.M., Matos, H.R., Schaeffer-Novelli, Y., Cunha-Lignon, M., Bitencourt, M.D., Koedam, N., Dahdouh-Guebas, F. (2014). Anthropogenic activities on mangrove areas (são francisco river estuary, brazil northeast): A gis-based analysis of cbers and spot images to aid in local management. *Ocean Coast. Manag.* 89, 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2013.12.010>
- Soares, E.C., Silva, C.A., Cruz, M.A.S., Santos, E.L., Oliveira, T.R., Silva, T. de J., Rial, E.P., Silva, R.N., Silva, J.V. (2020). Expedition on the Lower São Francisco: An X-ray of fisheries and agriculture, pollution, silting and saline intrusion. *Brazilian J. Dev.* 6, 3047–3064. <https://doi.org/10.34117/bjdv6n1-221>
- Souza, C.R. de G. (2009). A Erosão Costeira e os Desafios da Gestão Coastal Erosion and the Coastal Zone Management Challenges in Brazil. *Rev. da Gestão Costeira Integr.* 9, 17–37. <https://doi.org/10.5894/rgci147>
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J. (2009). Sinking deltas due to human activities. *Nat. Geosci.* 2, 681–686. <https://doi.org/10.1038/ngeo629>
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P. (2005). Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science.* 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Tanajura, C.A.S., Genz, F., Araújo, H.A. (2010). Mudanças climáticas e recursos hídricos na Bahia: validação da simulação do clima presente do HadRM3P e comparação com os cenários A2 e B2 para 2070-2100. *Rev. Bras. Meteorol.* 25, 345–358. <https://doi.org/10.1590/s0102-77862010000300006>
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J., Ergul, A. (2017). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGis extension for calculating shoreline change (ver.4.4, July 2017 (No. 4.4).
- Torres, M.F.O., Ferreira, R.A., do Vasco, A.N., Silva-Mann, R. (2023). Temporal geomorphic modifications and climate change impacts on the lower course of the São Francisco River,

- Brazil. *Remote Sens. Appl. Soc. Environ.* 32, 101063. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rsase.2023.101063>
- Traini, C., Schrottke, K., Stattegger, K., Dominguez, J.L., Guimarães, J.K., Vital, H., Beserra, D., da Silva, A.A. (2012). Morphology of Subaqueous Dunes at the Mouth of the Dammed River São Francisco (Brazil). *J. Coast. Res.* 285, 1580–1590. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-10-00195.1>
- Vasconcelos, S.C., Ramos, I.A., Nunes, R. da S., dos Santos, R.A., Figueiredo Jr, A.G. (2021). Dinâmica erosiva e progradacional das praias de atafona e grussaí (rj), 1954–2019 erosive and prograding beach dynamics of atafona and grussaí (RJ Sérgio Cadena de Vasconcelos | Isabelle. *ANGEPE* 1679–768. <https://doi.org/DOI 10.5418 / ra2021.v17i33.11946>
- Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L. (2019). Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coast. Eng.* 150, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>
- Williams, A.T., Rangel-Buitrago, N., Pranzini, E., Anfuso, G. (2018). The management of coastal erosion. *Ocean Coast. Manag.* 156, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.03.022>
- Xu, H. (2006). Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *Int. J. Remote Sens.* 27, 3025–3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>

Artigo 2: Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco, and Jequitinhonha River Delta (*submetido à revista Coastal and Ocean Management*)

Coastal Analysis of River Deltas in Northeastern Brazil: A Case Study of Parnaíba, São Francisco, and Jequitinhonha River Delta

Thiago Augusto Bezerra Ferreira ^{a*}, João Paulo da Silva Ferreira ^a, Vanessa Costa Fontes ^a, Karl Stattegger ^b, Helenice Vital ^{a,c}.

^a Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário, das Engenharias Street, Natal, 59078-970, Brazil

^b Institute of Geology, Adam Mickiewicz University, Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680, Poznań, Poland

^c Departamento de Geologia, CNPq Researcher, Brazil.

Corresponding author:

E-mail addresses: Thiago.ferreira.075@ufrn.edu.br, ferreira.augustus@gmail.com (T.A.B. Ferreira), jpfsilva84@gmail.com (Ferreira, J.P.S) vanotelie@hotmail.com (Fontes, V. C), karsta8@amu.edu.pl (K. Stattegger), helenice@geologia.ufrn.br (Vital, H.)

ABSTRACT

Deltas, serving as significant hubs for agriculture, industry and energy are susceptible to coastal erosion due to anthropogenic pressures in both the drainage basins and the coastal zone. This study examines alterations in the shoreline of 03 northeastern Brazilian deltas (São Francisco, Parnaíba, and Jequitinhonha) from 1984 to 2021, correlating them with both human-induced and natural impacts. Multispectral images were employed to assess horizontal changes in the shoreline through the DSAS software, offering insights into long-term and across different decades. Additionally, variations in the active coastal area were analyzed for the same periods. Hydro-climatic data from stations proximate to the coastal zone were also integrated into the study. The data indicates that the Parnaíba Delta exhibited a progradation rate at its mouth exceeding 20 m/year, with sedimentary gains of 6 km² throughout the delta, encompassing 2.2 km² at the mouth. The most substantial period of progradation occurred from 1991 to 2005, coinciding with elevated rainfall and fluviometric peaks in the lower river course. In the Jequitinhonha delta, erosion processes predominated at the mouth, characterized by rates below 10 m/year and an increased delta mouth protrusion angle of 12° from 2005 to 2021. The limited correlation of active coastal area ($R^2 = 0.49$) suggests that sediments eroded at the mouth are transported, via bidirectional currents, to the delta's margins. Among the three deltas, the São Francisco delta exhibited pronounced erosion at the mouth, with losses exceeding 20 m/year, reaching up to 50 m/year. The angle of the mouth increased by 18° during the analyzed

period, and there was a net loss of 6.2 km² of, with 2.6 km² attributed to the mouth alone. Owing to the sparse human habitation along the coast, the construction of dams within approximately 100 km of the coastal zone has emerged as a significant contributing factor to erosion processes in the Jequitinhonha and São Francisco deltas. The data indicates that prior to the construction of the Itapebi and Xingó dams, both deltas exhibited relative stability in their coastlines. However, post-dam construction, Net Shoreline Movement (NSM) data indicated a gradual increase in erosion at the mouths over time. In addition to the potential retention of sediments upstream of the dams, these structures played a role in reducing the annual and monthly variability of the lower river courses of the Jequitinhonha and São Francisco, resulting in a diminished capacity for riverbank erosion and sediment transport to the coastal area. This phenomenon did not occur in the Parnaíba delta, as the Boa Esperança dam is situated 600 km away from the coastal zone. Climate change, along with potential mining and dredging activities, may alter the stability of the Parnaíba Delta and exacerbate erosion processes in the Jequitinhonha and São Francisco Deltas. Over the last two decades, northeastern Brazil has experienced a reduction of more than 30% in rainfall. IPCC data suggests a projected 60 to 70% reduction in rainfall in this region by 2100. As a result, the capacity for river transport is expected to decrease significantly.

Keywords: Remote Sensing; Northeast Brazilian Deltas; Coastal erosion; Dams; Pristine Deltas; Anthropized deltas

INTRODUCTION

Deltas are formed when the volume of sediment transported by a river to the coastal zone surpasses the capacity of marine reworking processes to disperse it (Bhattacharya and Giosan, 2003). This dynamic environment exhibits pronounced temporal and spatial variability, influenced by a complex interplay of oceanographic and climatic forces, resulting in rapid variations occurring over short time intervals, ranging from seconds to years. In contrast, factors such as river discharge, sediment load, human activities, and the geological characteristics of the drainage basin contribute to changes over longer temporal scales, extending from decades to millennia (Anthony, 2015a; Ibáñez et al., 2018; Milliman and Farnsworth, 2011).

Historically, deltas have been regions of significant human settlement, primarily due to their inherent advantages. These advantages include fertile soils, maritime transportation routes, energetic resources (oil and gas), and water availability (Wong et al., 2014). However, with the increasing demand for both natural and socioeconomic

resources, the world's major deltas face threats like coastal erosion, subsidence, and local and regional sea-level rise (Anthony, 2015a; Luijendijk et al., 2018; Voudoukas et al., 2020).

One of the most effective methods for monitoring deltas is by using multispectral satellite imagery. This approach is favored for its cost-effectiveness in data acquisition, its ability to collect information from remote and challenging-to-access areas, its extensive historical image archives dating back to 1974, regular revisitation by satellites, and the potential to employ infrared bands. Over the past decade, numerous remote sensing studies have been published, dedicated to analyzing how deltas evolve over time in response to fluctuations in sea levels and human activities (Anthony et al., 2015; Besset et al., 2019, 2017; Bezerra Ferreira et al., 2021; Dominguez and Guimarães, 2021; Valderrama-Landeros and Flores-de-Santiago, 2019).

In recent years, various theories have emerged regarding human interference, particularly concerning the construction of dams and alterations in sediment supply, and their impact on coastal stability in deltaic environment. In Mexico, as argued by Valderrama-Landeros and Flores-de-Santiago (2019), despite the San Pedro and Santiago deltas being situated less than 30 km apart and sharing similar geomorphological, hydroclimatic, and oceanographic characteristics, they displayed divergent behaviors in different coastal areas between 1970 and 2015. This divergence is attributed to the presence of dams and human activities in the lower river course.

In the Ayeyarwady delta, approximately 49% of the coastline has experienced erosion since the 1970s. This erosion, primarily occurring along sandy beaches on the west coast, is linked to a reduction in sediment supply resulting from the construction of dams and large-scale sand mining in the upper reaches of the rivers. Simultaneously, the conversion of native vegetation for agricultural purposes contributes to the progradation of the delta's muddy coast (Anthony et al., 2019).

Rodriguez et al. (2020) provide insights into coastal sedimentation trends in North America throughout the 20th century. They observe a substantial increase in coastal sedimentation, notwithstanding the construction of numerous dams beginning in the 1950s. According to the authors, sediments generated downstream of the dams compensated for the sediments retained upstream, thereby maintaining a balance in relation to sea level. This heightened sediment production downstream was attributed to increased land use and occupancy in those regions. Additionally, the authors suggest that

the rise in sea levels played a more pivotal role than sediment retention in explaining erosion rates along the coast.

Besset et al. (2019) correlate shoreline stability with river sedimentary load in over 50 deltas over a span of 30 years. The diminishing fluvial sediment supply, the primary parameter in deltaic equilibrium, resulting from dam construction, did not clearly impact delta shoreline vulnerability, suggesting an overestimation of this anthropogenic influence on coastal erosion. Other studies conducted by Besset et al. (2017) in 10 deltas in the Mediterranean reinforce this idea.

Given the disparities in conceptual understanding, it becomes imperative to continue investigating human influences on deltas. Therefore, the objective of this research is to scrutinize the shoreline stability of three Brazilian deltas—São Francisco, Parnaíba, and Jequitinhonha—over the period from 1984 to 2021. This investigation will be conducted using a combination of satellite imagery and fluviometric data.

While these deltas share similar geological, evolutionary, climate, and oceanographic characteristics, they have experienced varying degrees of impact within their respective drainage basins, primarily attributable to anthropogenic processes. Through this research, we aim to gain deeper insights into the specific impacts of human activities on the stability of these deltaic environments and contribute to a more comprehensive understanding of delta dynamics in the face of anthropogenic change.

STUDY AREA

The Parnaíba River Delta (PRD), São Francisco River Delta (SFRD), and Jequitinhonha River Delta (JRD) are situated in northeastern Brazil and are located from N to S: PRD ($2^{\circ}51'S$ - $2^{\circ}42'S$ and $42^{\circ}10'W$ - $41^{\circ}40'W$); SFRD ($10^{\circ}20'S$ - $10^{\circ}40'S$ and $36^{\circ}26'W$ - $16^{\circ}12'W$); JRD ($15^{\circ}57'S$ - $15^{\circ}40'S$) (see fig.5.13). These deltas have undergone significant development during the late Pleistocene and Quaternary ages, strongly influenced by a series of relative sea level fluctuations riverine sediment supply, and longshore drift currents (Aquino da Silva et al., 2016; Dominguez, 1990; Dominguez et al., 1982; Suguio et al., 1985).

The PRD shows distinct characteristics within its coastal zone. The eastern zone is marked by extensive beaches, both active and inactive dunes, and fluvial deposits (fig. 5.13b). In contrast, the western zone is predominantly composed of fluvial lacustrine environments, mangroves, tidal flats, and chenier sandy features (Aquino da Silva et al., 2016; Bezerra Ferreira et al., 2021).

The JRD (fig. 5.131d) is characterized by Pleistocene and Holocene sand deposits, encompassing beaches, eolian deposits, and sandy barrier islands (Dominguez, 1990; Dominguez et al., 1982).

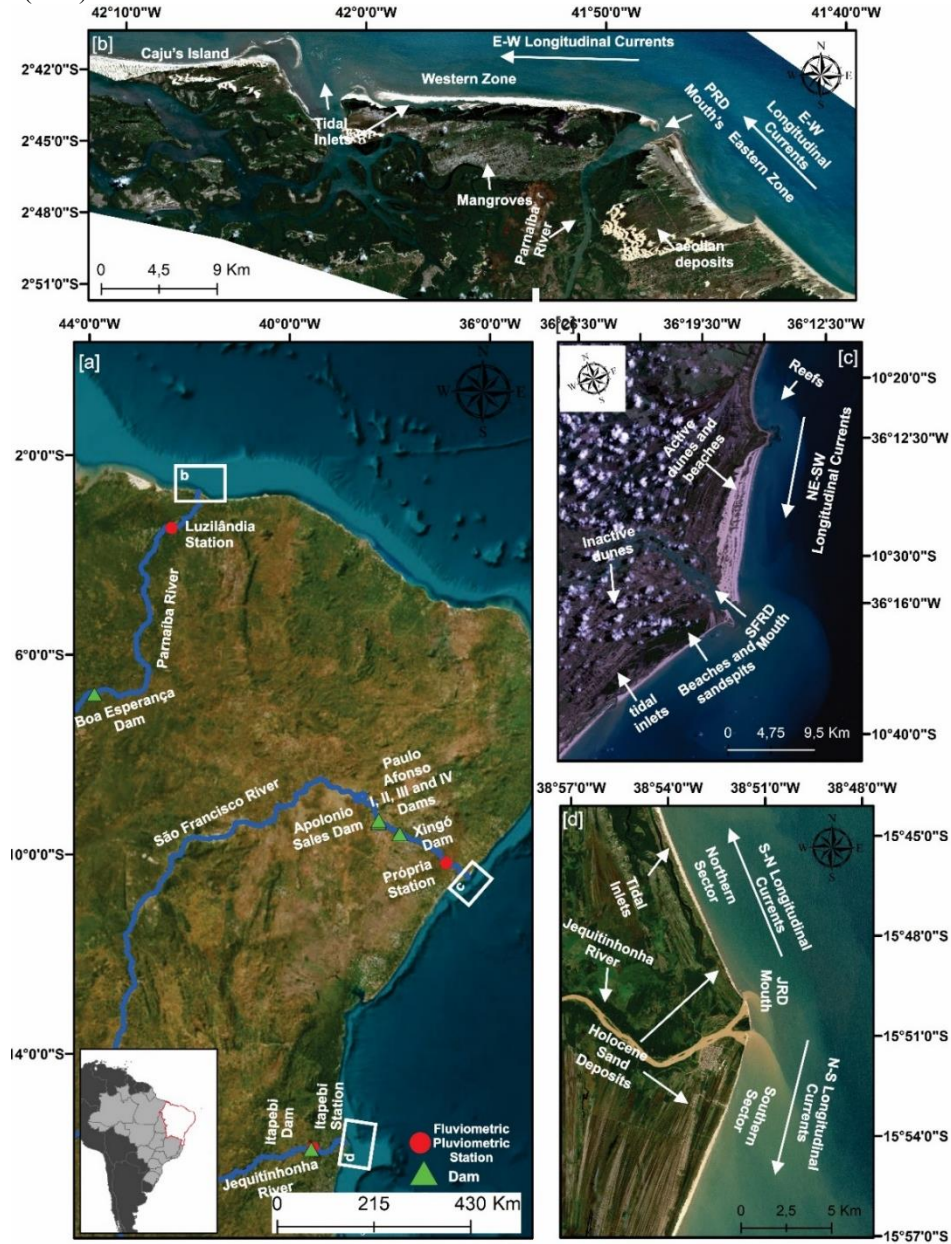
In the SFRD, the northern sector is marked by a predominance of fluvial, aeolian, and beach deposits, including beach rocks (Dominguez et al., 1983, 1982; Nervino, 2023). In contrast, the southern sector is characterized by fluvial lacustrine deposits and chenier sandy features (fig. 5.13c).

Shifting our focus to the hydrodynamics and oceanography, the PRD is subject to the predominant influence of both waves and tides. The prevailing wave climate is characterized by a dominant N and NE direction, with wave heights ranging from 1 to 1.8 meters (Paula et al., 2016; Pianca et al., 2010). The wave regime is controlled by the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and its meridional oscillation (Pianca et al., 2010). The alongshore current flows in an E-W direction (fig. 5.13b), reaching a maximum velocity of 1.0 m/s (Paula et al., 2016). Finally, the PRD experiences a macrotidal and semi-diurnal regime, with tidal ranges varying from 1.7 meters (neap tides) to 3.56 meters (spring tides), and the tidal currents exhibit a north-northeast (NNE) direction, with a velocity of 0.19 m/s (Aquino da Silva et al., 2015).

Conversely, the SFRD and JRD stand as examples of wave-dominated deltas, characterized by wave regimes with heights ranging from 1.2 to 2 meters (Pianca et al., 2010). Both regions are subject to the influences of the South Atlantic High (SAH) and the passage of synoptic cold fronts (Pianca et al., 2010).

However, significant disparities distinguish these two areas. In the SFRD, the predominant wave direction is E-SE, while in the JRD, waves follow a trajectory in the NNE-SSE direction. Furthermore, the SFRD features a longitudinal current oriented from the NE to SW (Bittencourt et al., 2005). In contrast, the JRD experiences a bidirectional coastal drift for most of the year, including during the summer, winter, and spring, with a south-north (S-N) direction for downdrift and north-south (N-S) for updrift. During autumn, the longitudinal current predominantly follows a south-north (S-N) direction throughout the delta, primarily due to the increased frequency of south-southeast (S-SE) waves. Both regions exhibit a micro-tidal, semi-diurnal tidal regime, with a maximum amplitude of 2.1 meters at syzygy and 1.2 meters at quadrature (DNH, 2021).

Figura 5.13 (a) Location of the northeastern Brazilian deltas and their main geomorphological characteristics. (b) Parnaíba River Delta (PRD). (c) São Francisco River Delta (SFRD). (d) Jequitinhonha River Delta (JRD).



The Parnaíba River (PR) stretches over a length of 1400 kilometers, traversing two sedimentary basins, Parnaíba and Barreirinhas basins, with lithology varying from conglomerates and sandstones to siltstones (Bezerra Ferreira et al., 2021). Downstream, the PR is situated between the semi-arid and pre-Amazon wet climatic zones and is characterized by a hot summer and a rainy season spanning from January to April, with precipitation exceeding 140 mm/month, followed by a dry winter extending from June to December (Belda et al., 2014; Bezerra Ferreira et al., 2021). Throughout its entire course, the PR is influenced by a single dam, known as the Boa Esperança Dam, which has been

operational since 1970 and is situated 600 kilometers from the coastal zone (fig.5.13a). This dam regulates the flow in the upper course, with an average discharge of 352 m³/s (Aquino da Silva et al., 2015).

In contrast to the Parnaíba River, both the Jequitinhonha and São Francisco rivers follow courses over Proterozoic crystalline terrain, consisting of igneous and metamorphic rocks in their upper and middle sections. Only in their lower reaches do these rivers traverse sedimentary terrains characterized by rocks from the Barreiras group and Pleistocene/Holocene sediments. The São Francisco River (SFR) represents one of the most extensively modified rivers in South America. Between 1955 and 1994, a total of nine dams were constructed along its course (fig.1a). Additionally, in 2007, the project to interlink the São Francisco River in its mid-course was initiated, primarily aimed at alleviating drought in adjacent regions. Consequently, the average flow in the lower course experienced a substantial decrease from 3,010 m³/s in 1973 to less than 1,200 m³/s in 2017, accompanied by a reduction in interannual variability (de Jong et al., 2018; Medeiros et al., 2011).

The Jequitinhonha River (JR) spans a length of 1090 kilometers, with an average discharge of 320 m³/s in its lower course (Nervino, 2023). In its upper and middle sections, which account for approximately 95% of the river's total length, the Jequitinhonha experiences annual rainfall below 1200 mm, primarily concentrated in the months of November and December (Nimer, 1989). This climate classification corresponds to semi-arid. Conversely, the lower course receives precipitation exceeding 1400 mm/year, with peak levels observed between December and March. Between 1999 and 2006, two dams were constructed along the Jequitinhonha River. The Irapé dam, located 570 km from the river mouth, boasts a capacity of 399 MW, while the Itapebi dam, positioned 80 km from the mouth, has the capacity to generate 450 MW.

In contrast to the Parnaíba River, both the Jequitinhonha and São Francisco rivers follow courses over Proterozoic crystalline terrain, consisting of igneous and metamorphic rocks in their upper and middle sections. Only in their lower reaches do these rivers traverse sedimentary terrains characterized by rocks from the Barreiras group and Pleistocene/Holocene sediments. The São Francisco River (SFR) represents one of the most extensively modified rivers in South America. Between 1955 and 1994, a total of nine dams were constructed along its course (fig.1a). Additionally, in 2007, the project to interlink the São Francisco River in its mid-course was initiated, primarily aimed at alleviating drought in adjacent regions. Consequently, the average flow in the lower

course experienced a substantial decrease from 3,010 m³/s in 1973 to less than 1,200 m³/s in 2017, accompanied by a reduction in interannual variability (de Jong et al., 2018; Medeiros et al., 2011).

The Jequitinhonha River (JR) spans a length of 1090 kilometers, with an average discharge of 320 m³/s in its lower course (Nervino, 2023). In its upper and middle sections, which account for approximately 95% of the river's total length, the Jequitinhonha experiences annual rainfall below 1200 mm, primarily concentrated in the months of November and December (Nimer, 1989). This climate classification corresponds to semi-arid. Conversely, the lower course receives precipitation exceeding 1400 mm/year, with peak levels observed between December and March. Between 1999 and 2006, two dams were constructed along the Jequitinhonha River. The Irapé dam, located 570 km from the river mouth, boasts a capacity of 399 MW, while the Itapebi dam, positioned 80 km from the mouth, has the capacity to generate 450 MW.

METHODS

Fluviometric Data

We have acquired fluviometric data from monitoring stations operated by the Brazilian National Water Agency - ANA, accessible at <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. These data have been collected for each of the deltas under study. The selected monitoring stations are Luzilândia, Própria, and Itapebi (as indicated in fig. 5.14), corresponding to the PRD, SFRD, and JRD, respectively. The choice of these specific stations is justified by the following criteria:

1. Proximity to the Delta Mouth: All of these monitoring stations are positioned downstream of the dams and are situated within a distance of less than 100 kilometers from the mouth of each respective delta.
2. Historical Data Availability: These monitoring stations boast historical data series that predate the construction of the dams. This historical dataset serves as a crucial baseline for comparative analysis, allowing us to scrutinize alterations in river flow and precipitation patterns subsequent to the implementation of the dams

Selection of satellite images and shoreline extraction

We utilized a range of multispectral satellite images, including Landsat ETM+, TM+, Sentinel 2A and 2B, RapidEye, SPOT 4 and 5, and PLANET, to collect data from the coastal zones of PRD, SFRD, and JRD spanning from 1984 to 2021. Landsat satellite images were obtained through the US Geological Survey and can be accessed at

<https://earthexplorer.usgs.gov/>. Sentinel images were acquired from the European Space Agency and can be found at <https://scihub.copernicus.eu/dhus/>. SPOT images were sourced from the Centre National d'Études Spatiales and are available at <https://regards.cnes.fr/>. RapidEye and Planet data were made accessible through Planet's Education and Research Program and can be retrieved from <https://www.planet.com>.

For a comprehensive temporal analysis, it is crucial to apply atmospheric corrections to the satellite images to ensure uniformity in the reflectance values of each mapped class (Gaida et al., 2020). With the exception of Sentinel 2A and 2B, all satellite images were acquired with their respective atmospheric corrections. For Sentinel 2A and 2B images, we employed the Sen2Cor algorithm for correction.

When examining temporal variations in the shoreline, minimizing potential sources of uncertainty is of utmost importance. If mitigation is not possible, it is imperative to identify and incorporate these sources of uncertainty into the statistical model (Anders and Byrnes, 1991). Some of the major sources of errors, as noted by various authors (Del Río and Gracia, 2013; Hagenaars et al., 2018; Vos et al., 2019), include spatial resolution, tidal variations, cloud presence, and the methodology chosen for shoreline extraction.

To address these challenges, we carefully selected satellite images with minimal cloud cover in coastal zones. In our statistical model, we introduced a half-pixel error factor to account for potential inaccuracies and variations in run-up.

In specific areas, particularly evident during low tide, like meso-tide beaches, intertidal sandbars, and shoals, identifying the shoreline can be quite challenging, leading to errors that may span hundreds of meters, contingent on the coastal slope (Vos et al., 2019). So, we adopted the use of Wtides, a freely available software accessible at <https://wtides.com/>, to acquire satellite images exclusively during high tide.

Given the discrepancies in spatial resolutions and georeferencing levels among the different satellites we utilized, we incorporated this information into our statistical model.

Some satellites, such as Sentinel, RapidEye, and Planet, lacked the mid-infrared (MIR) spectral band necessary for applying the MNDWI method, which is one of the most effective techniques for distinguishing water from land (shoreline) pixels. As an alternative, we employed the NDWI method, utilizing the near-infrared (NIR) spectral band, and factored in an uncertainty of one pixel for each image using the NDWI. For a

more in-depth explanation of our extraction methods, we encourage the reader to refer to the subsequent paragraphs.

Equation 1 outlines the formula we employed to calculate the total shoreline positional error for each year, while Equation 2 illustrates the cumulative error over the study period. In Supplementary Material 1, you'll find essential information regarding the satellite images and their associated errors. The maximum annualized uncertainty applied in this study is 2.5 meters per year.

$$X_e = \sqrt{R_e^2 + SRe^2 + W_e^2 + NDWI_e} \quad (\text{Eq. 1})$$

X_e : Total shoreline positional error for each year

R_e : Georeferencing RMSE error.

SRe : Sensor Spatial Resolution error.

W_e : Wave run-up error.

$NDWI_e$: NDWI error.

$$T_e = \sqrt{\frac{\Sigma X_e}{T}} \quad (\text{Eq. 1})$$

E_t : is the annualized error.

ΣX_e : Total shoreline position error for the number of n years.

T : Period of analysis.

We employed automated shoreline extraction methods, specifically the Modified Normalized Difference Water Index (MNDWI) developed by (Xu, 2006) and the Normalized Difference Water Index (NDWI) introduced by (McFeeters, 1996). They involve calculating spectral ratios using the green, mid-infrared, and near-infrared spectral bands, as described in equations 3 and 4.

$$\text{MNDWI (Xu, 2006)} = \sqrt{\frac{\text{Green Band} - \text{SWIR 1 Band}}{\text{Green Band} + \text{SWIR 1 Band}}} \quad (\text{Eq. 3})$$

Green Band: wavelength 0.5 – 0.6 μm .

SWIR 1 Band: wavelength 1.55 - 1.75 μm .

$$\text{NDWI (McFeeters, 1996)} = \sqrt{\frac{\text{Green Band} - \text{NIR Band}}{\text{Green Band} + \text{NIR 1 Band}}} \quad (\text{Eq. 4})$$

Green Band: wavelength 0.5 – 0.6 μm .

NIR Band: wavelength 0.76 - 0.90 μm .

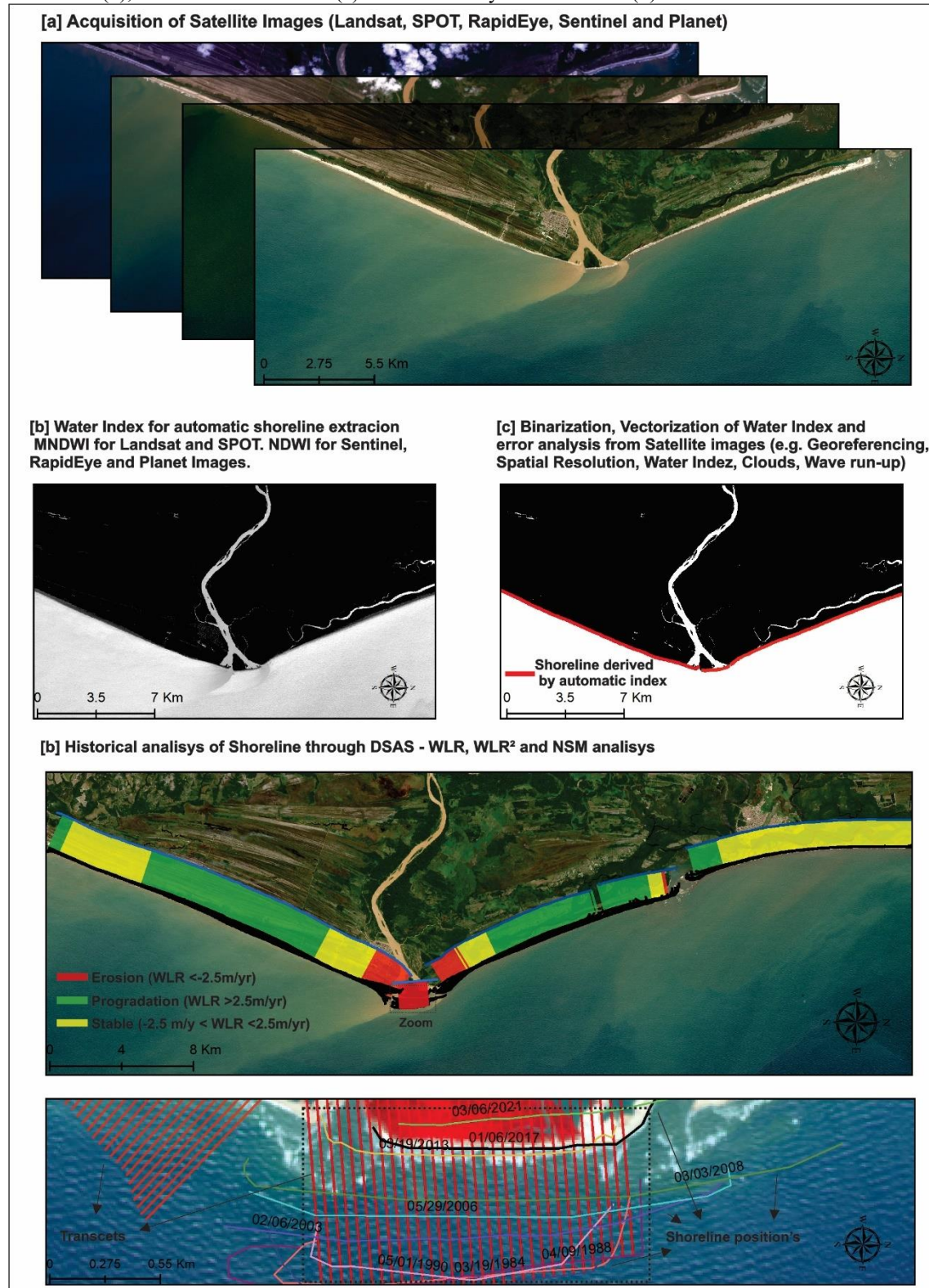
It's worth noting that we introduced errors into our statistical model for the multispectral images that utilized the NDWI method due to its comparatively lower

accuracy compared to the MNDWI (Kelly and Gontz, 2018). Consequently, a raster image with values ranging from -1 to +1 was generated, where negative values corresponded to pixels representing beaches, vegetation, and urban areas, while positive values indicated water bodies and wave run-up. The optimal threshold for distinguishing beach pixels from water bodies was set at zero. Subsequently, each binary image was automatically converted into polylines using the ArcGis toolbox.

For the analysis of statistical shoreline changes, we employed the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) software, a freely available ArcGis plugin. This software operates on three vector files: a baseline, the shoreline and transects (Thieler et al., 2017). As previously mentioned, the shoreline was derived and positioned at a baseline of 2000 meters from the oldest shoreline data, dating back to 1984. We also established transects at regular intervals of 50 meters.

To conduct a comprehensive statistical analysis, we opted for the Weighted Linear Regression (WLR) method. The WLR method is particularly suitable for our investigation due to its ability to consider shoreline uncertainty, as presented in Eq. 1 and 2. This method enabled us to categorize the coastline into three distinct classes: Stable coastline ($-2.5\text{m/yr} < \text{WLR} < +2.5\text{ m/yr}$), Erosive ($\text{WLR} < -2.5\text{ m/yr}$), and Progradational ($\text{WLR} > +2.5\text{ m/yr}$). In addition to the WLR method, we also utilized the Net Shoreline Movement (NSM) method to quantitatively measure total shoreline variations at different periods. For a visual overview of the methodology used to calculate shoreline variations, please refer to figure 5.14.

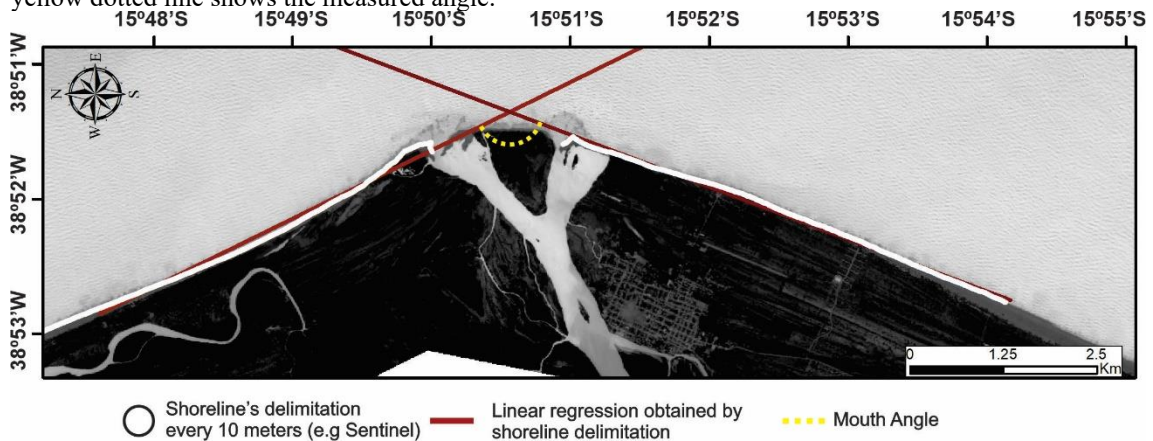
Figura 5.14: The methodology for shoreline extraction and statistical analysis using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS), involving Acquisition of Satellite Images and Quality Control (a); shoreline extraction (b), vector conversion and (c) statistical analysis from DSAS(d).



Changes of the delta mouth protrusion angle

Spatial and temporal changes in a delta's mouth over time result from the dynamic interplay among waves, longitudinal currents, and riverine sediment supply (Anthony, 2015a; Ashton and Giosan, 2011). When sediment supply diminishes relative to the influence of waves and longitudinal currents, the delta's mouth tends to assume an asymmetrical shape, with the mouth angle approaching 180 degrees, shifting in the direction of the longitudinal current. Conversely, when sediment supply is more substantial, the delta's mouth tends to adopt a symmetrical configuration, approximately 90 degrees. To comprehensively analyze the morphological changes in delta mouths over time, we followed the methodology proposed by (Besset et al., 2019). Initially, we transformed a 6 km stretch of shoreline on both sides of the delta mouths into shapefile points, utilizing spatial resolution data obtained from satellite imagery. Subsequently, we conducted linear regression analyses on these data points, considering their respective coordinates (X and Y), and measured the angles between the linear regressions (fig. 5.15). This approach allows us to quantify and understand the changing morphology of delta mouths over time in response to the complex interactions of the various driving forces.

Figura 5.15: Change of deltas mounh protrusion angle over time. White dots show shoreline points derived from their spatial resolution, while red lines show the regression lines of the generated linear model and yellow dotted line shows the measured angle.



Changes of the subaerial delta area

Understanding changes in subaerial delta areas involves more than just horizontal alterations in the coastline. Deltas are dynamic environments where sediments can be redistributed, leading to various progradational or aggradational features, including spits, barrier islands, cheniers, and aeolian dunes (Anthony, 2015; Ashton and Giosan, 2011; Bhattacharya and Giosan, 2003). To gain a comprehensive understanding of these coastal

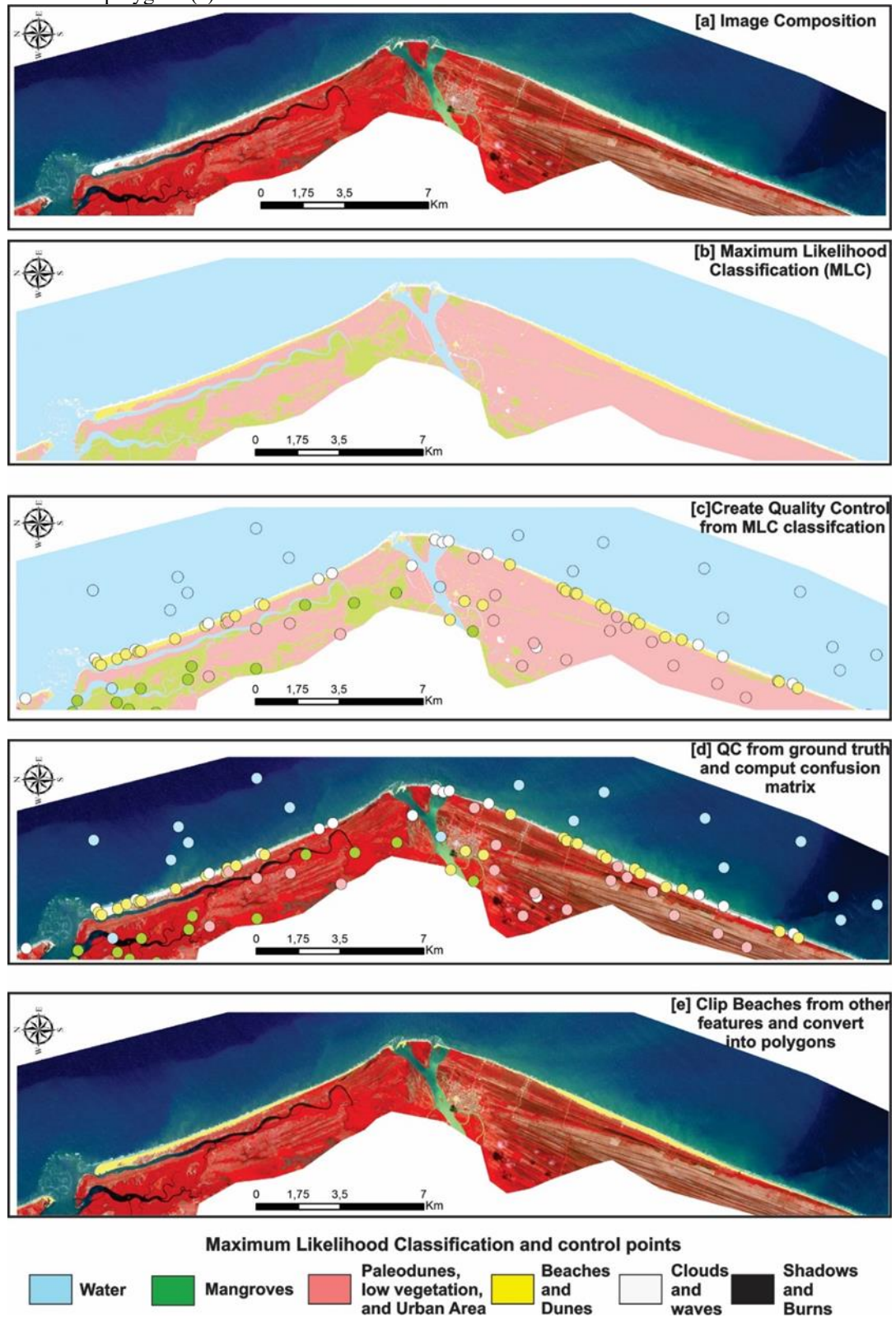
changes, quantifying the sediment area within the active coastal zone and considering variations in the shoreline's horizontal extent is crucial (Anthony et al., 2021). This quantification helps determine whether the sediment balance has been disrupted (erosion), enhanced (progradation), or remains stable over time.

In our study, the active delta area was clearly defined as the region between unconsolidated sandy bodies, such as beaches, dunes, sand-spits, and barrier islands, and vegetated areas. Distant active dunes, like those in the Parnaíba delta, were intentionally excluded due to their significant distance from the coastline.

Our analysis involved identifying different classes within each satellite image, which encompassed water bodies, sandy features (beaches and dunes), densely vegetated areas (including mangroves), urbanized regions, bare soil, areas with low vegetation density, as well as cloud/wave run-up areas, and shadow or burned areas (if applicable). The Maximum Likelihood Classification (MLC) method was employed for supervised classification based on spectral compositions from multiple bands, including blue, green, red, near-infrared (NIR), and mid-infrared (MIR) (fig. 5.16).

To evaluate the accuracy of the supervised classification, we generated 200 random control points from the classified image and had an external operator analyze them using satellite images as a reference. The Kappa index served as a statistical parameter to measure classification accuracy, with classifications above 0.8 considered satisfactory, in line with established geosciences studies (Lillesand et al 2004; Jensen 2007). For cases where the Kappa index fell below this threshold, we reprocessed and reclassified the data until achieving an acceptable level of accuracy or discarded unsatisfactory results.

Figura 5.16: Methods involved in the reconstruction of changes in the subaerial delta area. Processing digital satellite images (a); maximum likelihood classification (MLC) of morphological coastal features (b); quality control in MLC and ground truth images (c and d); clipping beaches from other features and conversion into polygons (e).



RESULTS

Hydroclimatic Data

During the construction period of the Boa Esperança dam (1966-1970), the Parnaíba River displayed an average flow of 633 m³/s (with a standard deviation of ± 99) (fig. 5.17a). Subsequent to the dam's completion, there were 19 years during which the annual flows exceeded 733 m³/s, resulting in a post-dam completion average flow of 693 m³/s (with a standard deviation of ± 239). Regarding the seasonal intervariability, no significant alterations were observed in the monthly flows during and after the construction of the Boa Esperança dam. In both periods, the highest flows continued to occur from February to June, with averages exceeding 980 m³/s, while between June and December, flows decreased to levels below 500 m³/s, as depicted in figure 5.18a. The patterns of maximum and minimum monthly flows also exhibited similarities in both timeframes.

Between 1943 and 2016, the Jequitinhonha River downstream recorded an average flow of 371 m³/s with a standard deviation of ± 179 . An analysis of data for the period between 2016 and 2021 was not possible due to a lack of information. Prior to the construction of the Itapebi dam (1943-1999), the river maintained an average flow of 415 m³/s with a standard deviation of ± 181 and displayed significant annual variability, as shown in figure 5b. In the twelve different periods before the dam's construction, the flow exceeded 600 m³/s, as indicated in figure 5.17b. However, after the dam's completion, the average discharge plummeted to 249 m³/s with a standard deviation of ± 75 , and in none of the subsequent years did the river reach flows close to the pre-construction average.

During the period of dam construction (1999-2003) and the post-construction phase (2003-2016), a reduction in flow was observed in all months of the year when compared to the pre-construction period (1943-1999), as indicated in figure 5.18b. This reduction was particularly notable in the months of December and January, which historically registered the highest annual discharges. Averages in these months decreased from 927 and 915 m³/s to 571 and 444 m³/s, respectively. In the pre-construction era, the flow in these months reached a maximum value of 2500 m³/s, whereas the current maximums are at 1100 m³/s.

In the context of the analyzed deltas, the São Francisco River has undergone significant alterations in its fluvial course. It is noteworthy that the construction of the Xingó Dam has had a considerable impact on the river's hydrodynamics. Prior to the construction of this dam, the average annual flow stood at 2360 m³/s with a standard

deviation of ± 730 . However, following its completion over a decade (1994-2004), the average flow decreased to 1800 m³/s, and in the last fifteen years (2006-2021), the flow has consistently averaged 1400 m³/s with a standard deviation of ± 580 . Furthermore, the annual flow exceeded the pre-Xingó historical average only in 1992 and 2007, as depicted in figure 5.17c.

Figura 5.17: Downstream River discharge and annual cumulative rainfall at Parnaíba (a), Jequitinhonha (b) and São Francisco (c) river downstream.

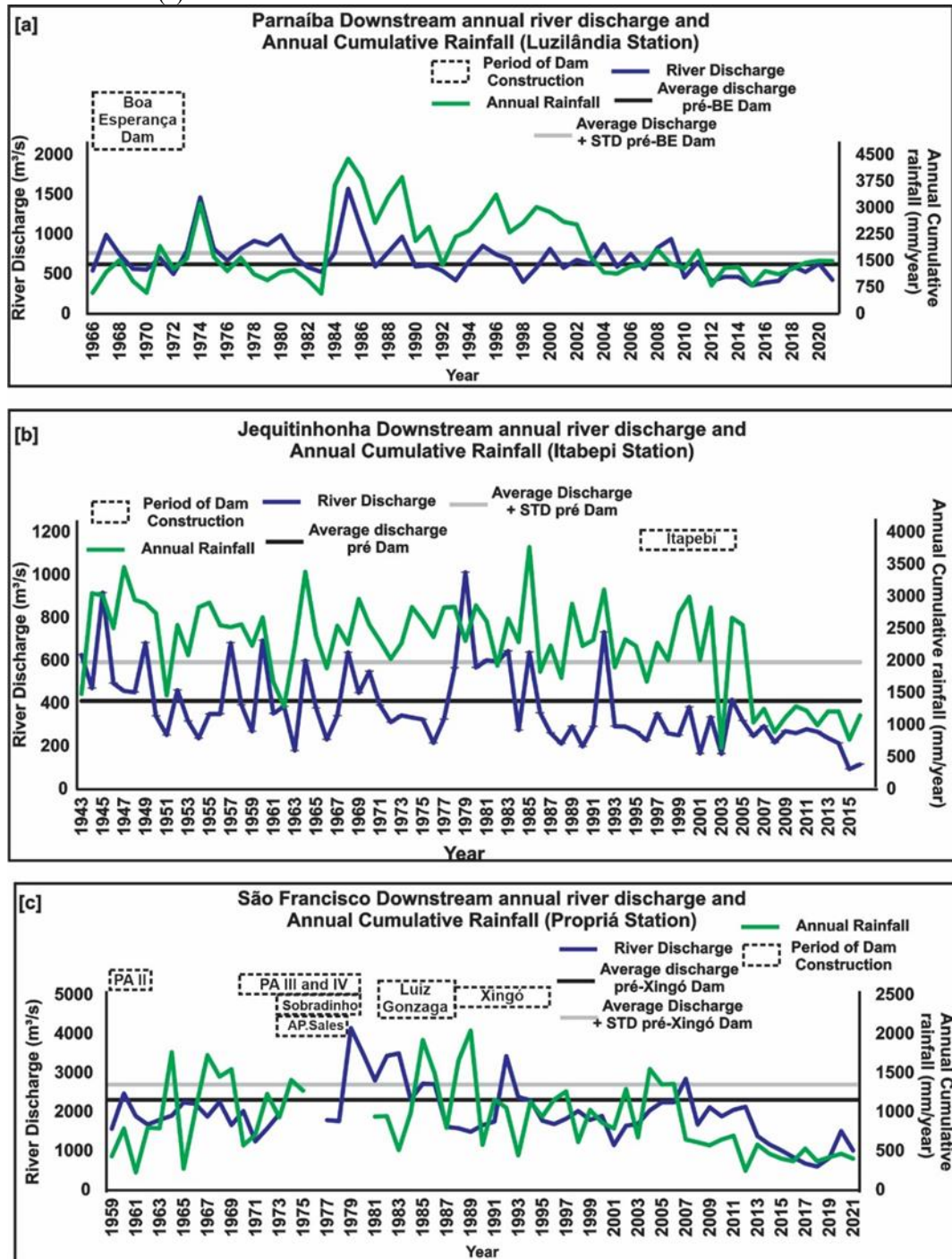
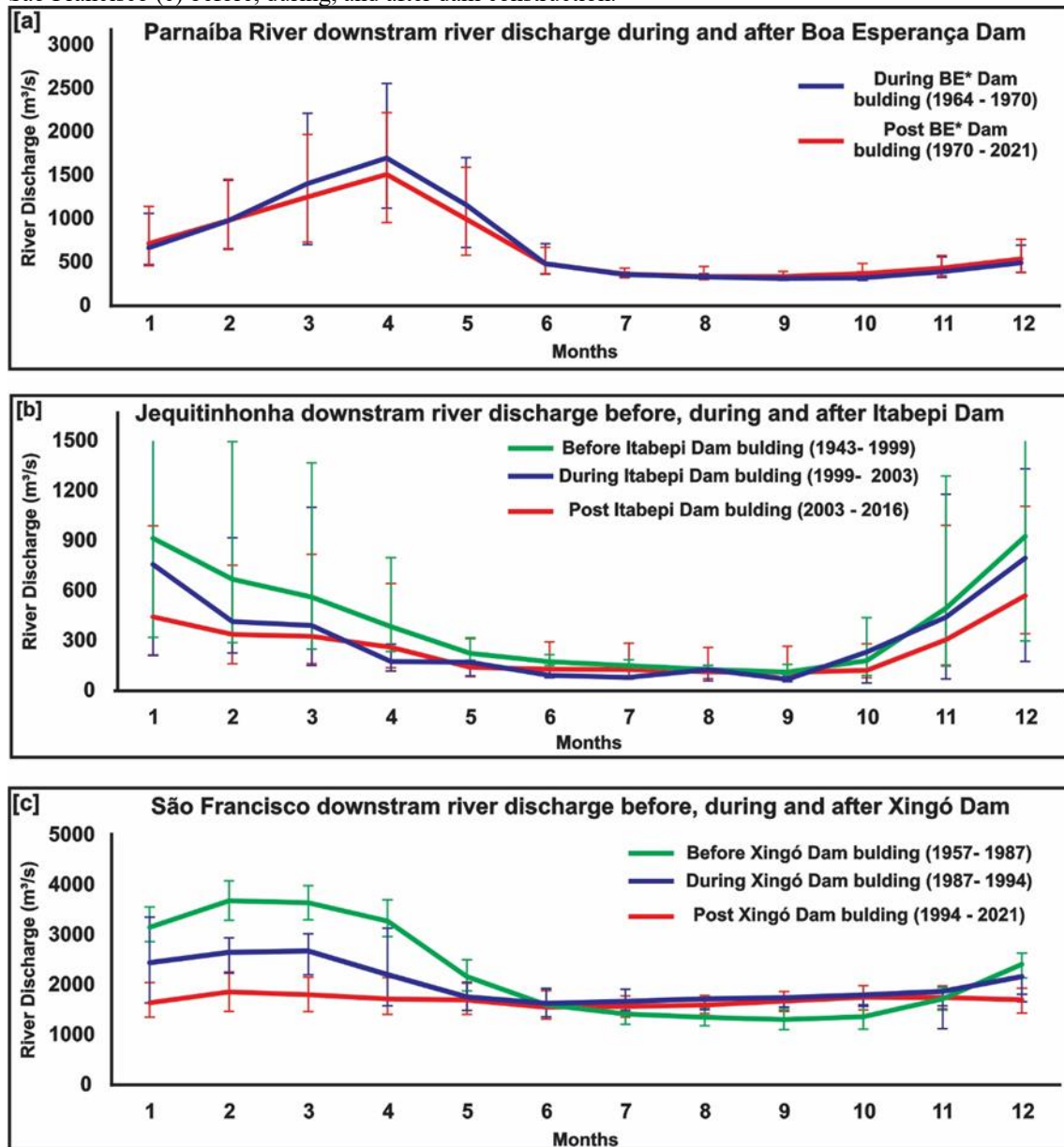


Figura 5.18: Inter-seasonal variability in the downstream rivers of the Parnaíba (a), Jequitinhonha (b), and São Francisco (c) before, during, and after dam construction.



Similar to the Jequitinhonha River, the São Francisco River also experienced alterations in the inter-seasonal variability of its flows after the construction of the Xingó dam, which is situated closest to the coastal zone. Prior to the construction of this dam, the highest flow peaks, occurring from January to April, averaged more than 3200 m^3/s and could reach up to 4500 m^3/s , as illustrated in figure 5.18c. During construction, these averages declined to values below 2700 m^3/s , and after completion, the averages and maximums respectively dropped to below 1900 m^3/s and 2500 m^3/s . When compared to the period before the construction of the Xingó Dam, the months from August to

November, traditionally considered to have lower flows, exhibited an average increase of 400 m³/s.

Shorelines changes

Parnaíba River Delta

In the Parnaíba River Delta (PRD), over the period from 1984 to 2021, it was observed that 42.7% of the coastline remained stable, while 23% experienced erosion, and 34.3% exhibited land gain.

Conversely, the most pronounced erosion rates, also exceeding 15 meters per year, were recorded at the western mouth of the PRD (transects 448-481). Stability was noted in the areas furthest from the PRD. The areas situated to the east (transects 361-442) and west (transects 701-822) of the delta displayed the most significant progradation rates, exceeding 15 meters per year, resulting in a sedimentary gain of more than 500 meters along a 9 km stretch of the coastline (refer to fig. 5.19a, b and c).

Periods of noteworthy progradation at the PRD mouth were observed between 1991-2005 and 2012-2021 (fig. 5.19c). In contrast, in the western sector, landward gain was concentrated between 2012-2021 and 2005-2012 (fig. 5.19c). Additionally, the period from 1991 to 2005 witnessed the highest erosion rates at the western mouth of the PRD.

Due to the considerable variability in changes in the protrusion angle of the PRD, it is challenging to determine whether the PRD mouth is becoming more asymmetrical or symmetrical over time (fig. 5.20a). Nevertheless, the MLC analysis indicated a gain in subaerial coastal sediments at the PRD mouth exceeding 2 km² between 1984 and 2021, equivalent to an area the size of 242 soccer fields (see fig. 5.20b). When considering the entire delta, there was also a subaerial increase on both the eastern and western sides, totaling 6 km² (fig. 5.20c). Both analyses demonstrated a coefficient of determination (R²) exceeding 0.8, indicating a high level of reliability in the findings.

Figura 5.19: The Weighted Linear Regression (WLR) rates (c) and Net Shoreline Movement (NSM) values (c) in Parnaíba River Delta between 1984 to 2021.

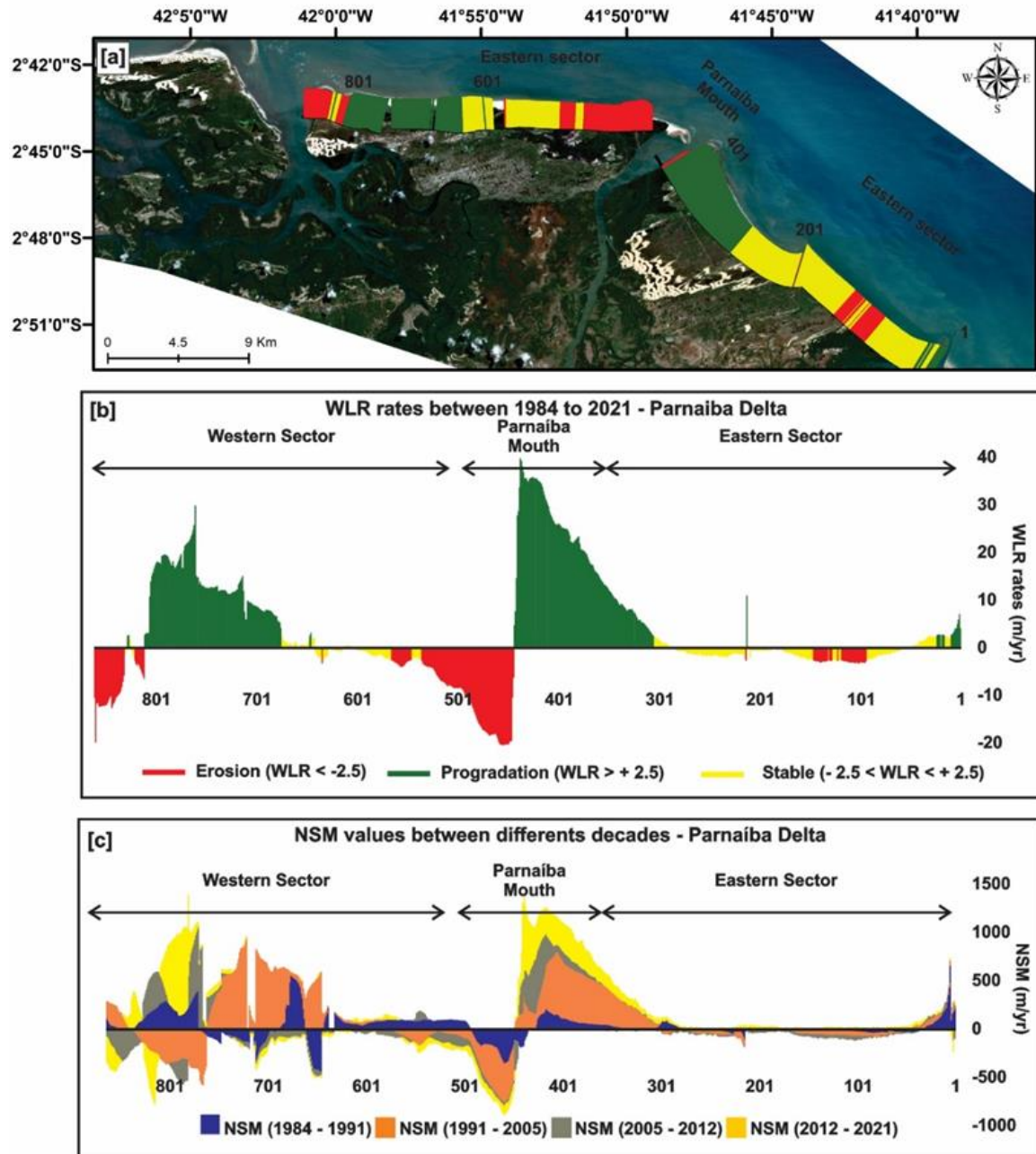
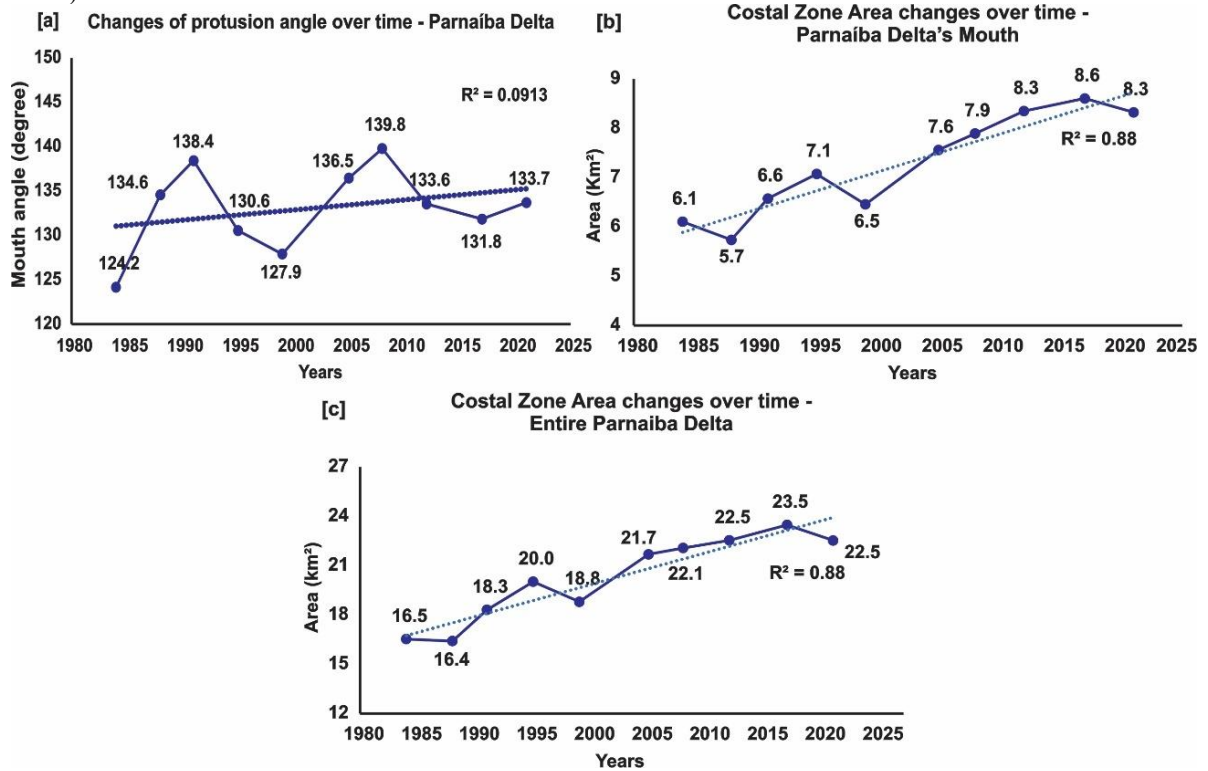


Figura 5.20: The changes in the protrusion angle over time (a), Subaerial coastal area changes over time (b and c) at Parnaíba River Delta's.

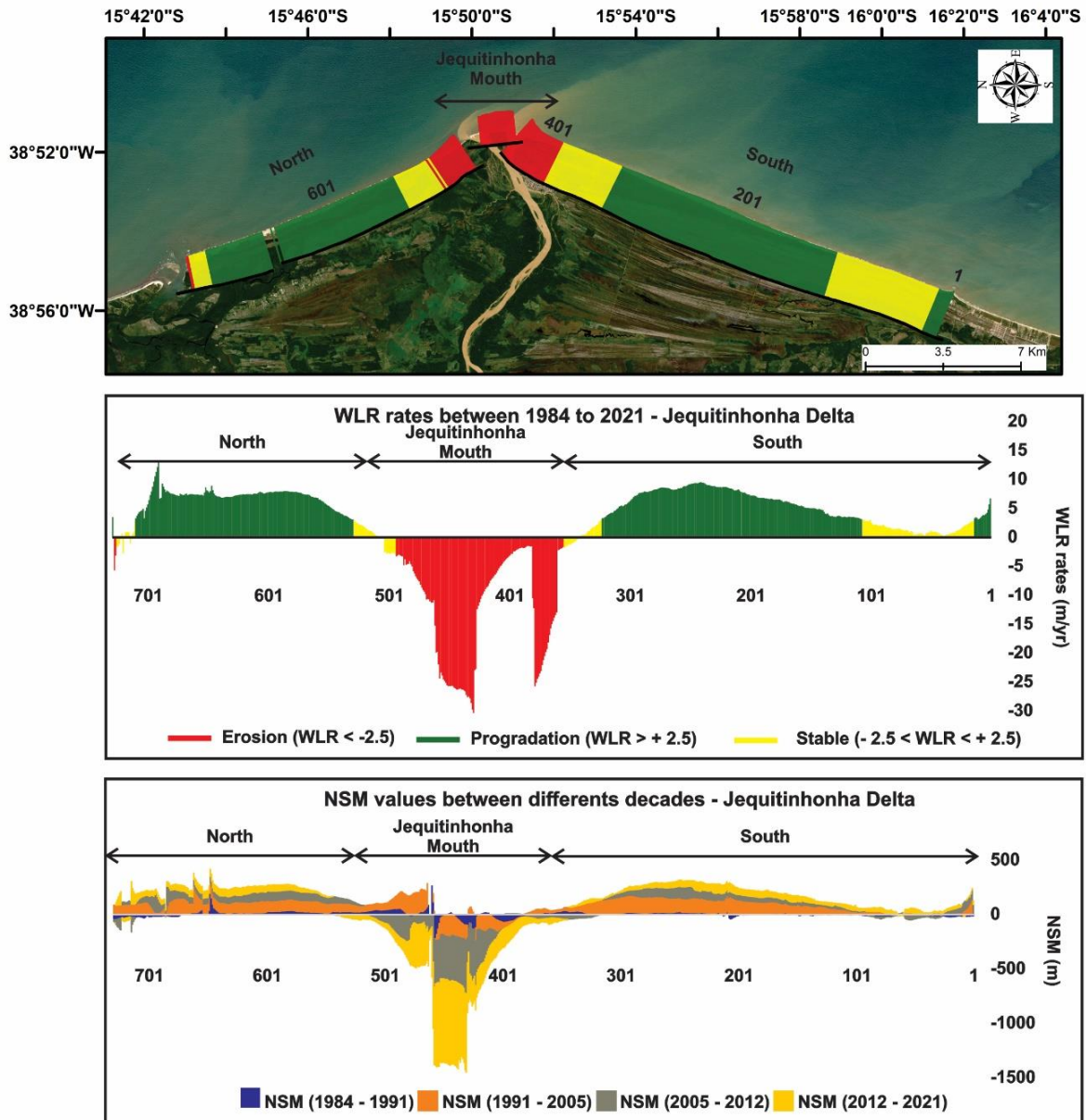


Jequitinhonha Delta (JRD)

In the Jequitinhonha Delta (JRD), data from WLR spanning the years 1984 to 2021 reveal significant insights. Specifically, 56.6% of the transects in this period exhibited progradation, while 27.5% remained stable, and 15.9% experienced erosion (fig. 5.21a and 5.21b). Notably, erosion was predominantly observed at the delta's mouth, specifically within transects 362-472, with sediment losses exceeding 10 m/yr, culminating in an erosion extent of up to 990 meters within the 5.5 kilometers from the mouth over the past 37 years (fig. 5.21c). Conversely, progradation was observed on both flanks of the delta; however, the rates of progradation were less than 10 meters per year. Stability, was primarily concentrated in the vicinity of the delta's mouth.

The most substantial erosion events at the mouth occurred in two intervals, specifically between 2013-2021 and 2003-2013, resulting in sediment losses ranging from 200 meters to 600 meters per decade (fig. 5.21c). In contrast, the most pronounced progradation episodes on either side of the mouth were observed between 1990-2003, followed by a gradual decline in progradation rates over the subsequent two decades.

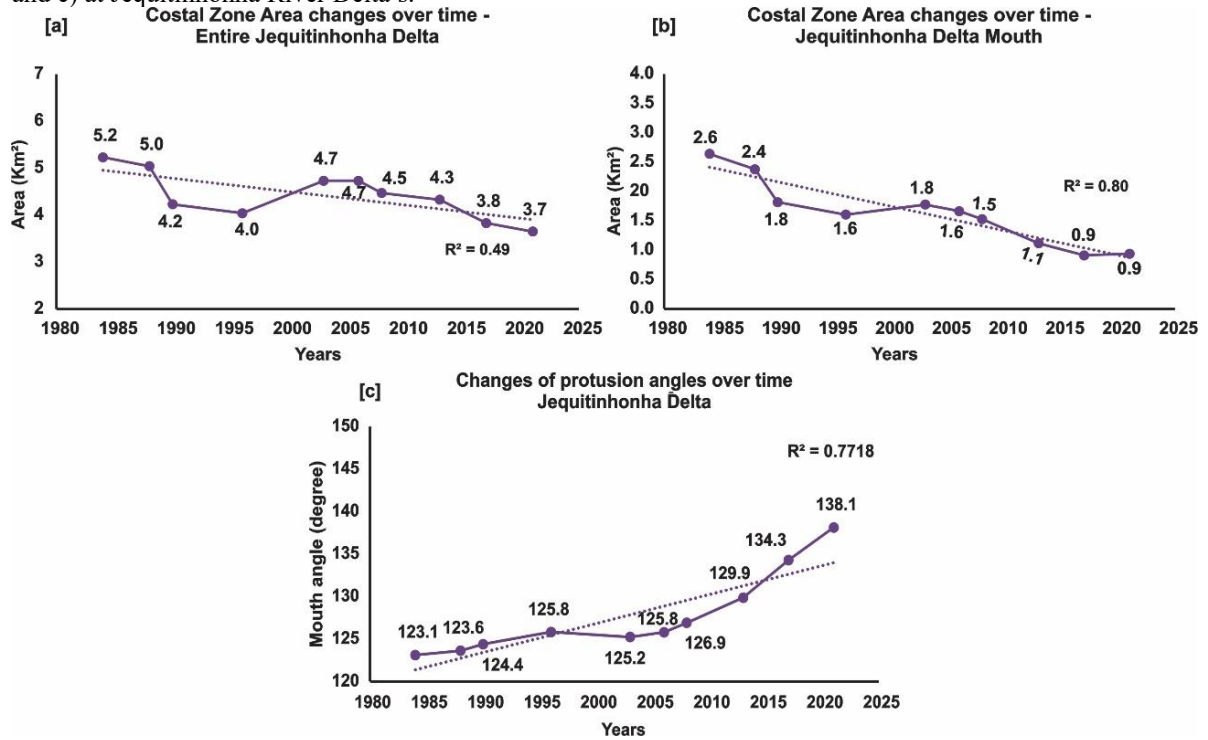
Figura 5.21: The Weighted Linear Regression (WLR) rates (a and b) and Net Shoreline Movement (NSM) values (c) in Jequitinhonha River Delta delta between 1984 to 2021.



The dynamics of sediment gain and loss along the JRD's coastline exhibited considerable variability. When analyzing the coefficient of determination (R^2) data (refer to figure 5.22a), it was challenging to unequivocally establish whether the delta was eroding or prograding over time. Nevertheless, a more focused examination solely within the vicinity of the JRD's mouth disclosed a persistent and substantial loss of sediment area over the past 37 years, characterized by an R^2 value of 0.87 (fig. 5.22b). In 1984, the subaerial mouth of the delta encompassed 2.64 square kilometers of coastal sediments, whereas in 2017 and 2021, the region featured its historically lowest subaerial areas, with recorded values of 0.91 and 0.94 square kilometers, respectively. Furthermore, the

protrusion angle of the JRD mouth was almost stable between 1984 and 2003 but displayed a discernible increase of 15 degrees between 2005 and 2021, signifying an enhanced level of asymmetry (fig. 5.22c).

Figura 5.22: The changes in the protrusion angle over time (a), Subaerial coastal area changes over time (b) and c) at Jequitinhonha River Delta's.

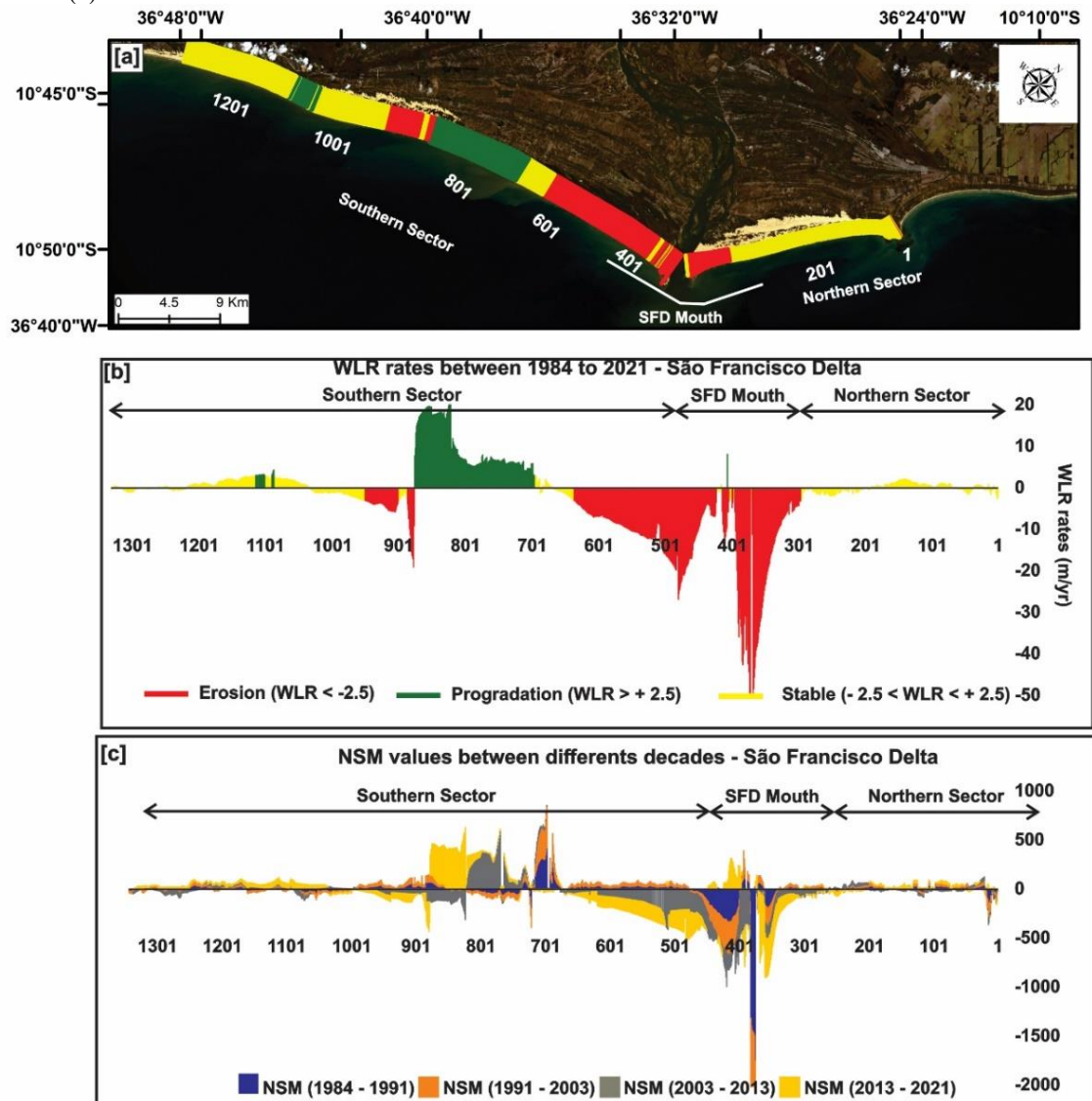


São Francisco Delta (SFRD)

In the São Francisco Delta (SFRD), the coastal dynamics observed between 1984 and 2021 exhibited distinct patterns. Notably, a significant portion, accounting for 57.7% of the coastline, remained relatively stable, whereas 36% experienced erosion, and a mere 6.3% displayed progression. It is noteworthy that, among the three deltas under study, the mouth of the São Francisco Delta recorded the highest erosion rates (fig. 5.23 a and b). Throughout the analysis, a stretch of approximately 12 km of coastline, specifically identified within transects 874-1117, endured erosion at rates surpassing 15 m/yr, with some areas experiencing erosion as extreme as 50 m/yr (fig. 5.23b).

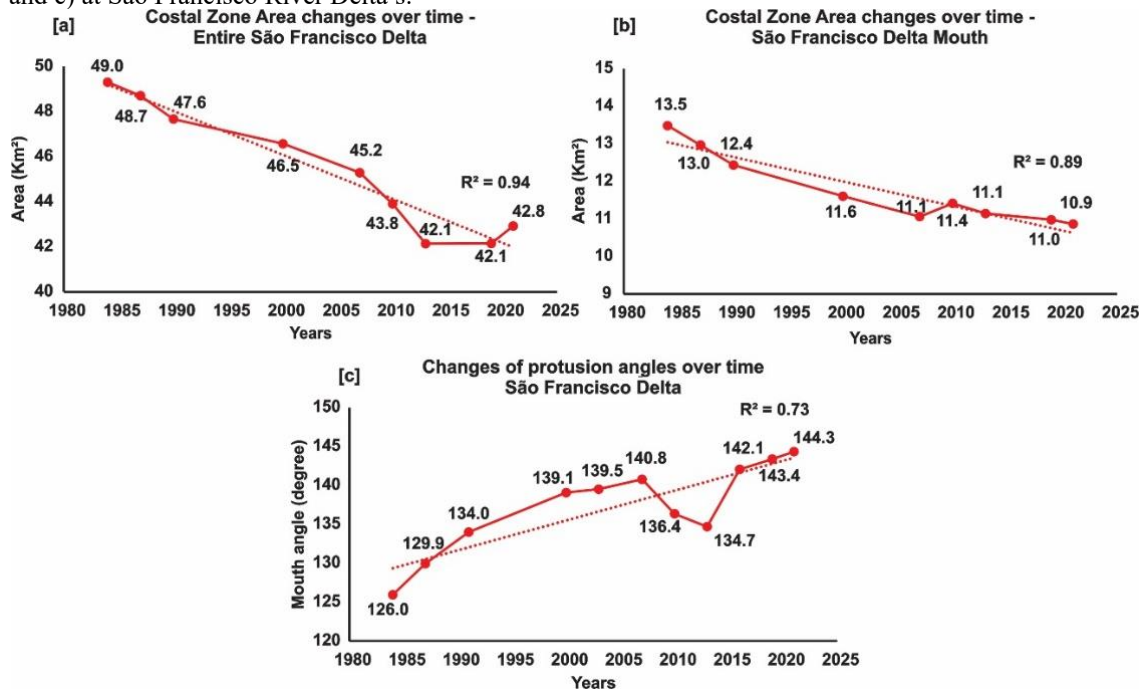
In contrast, progradation was primarily confined to the southwestern sector, characterized by the development of a sandy ridge, albeit at more subdued rates, typically below 10 meters per year. Erosion at the delta's mouth was consistently observed over each decade, with a notable intensification of erosion trends following 1991 (fig. 5.23c).

Figura 5.23: The Weighted Linear Regression (WLR) rates (a and b) and Net Shoreline Movement (NSM) values (c) in São Francisco River Delta delta between 1984 to 2021.



The coefficients of determination on the SFRD's consistent sediment loss over the observed period. Over the course of 1984 to 2021, the subaerial delta experienced a loss of 6.2 km² (fig. 5.24a), with a substantial 2.6 km² (fig. 5.24b) of this loss concentrated at its mouth. This erosional process influenced both horizontal variation and total area, resulting in a noticeable flattening of the delta's mouth. Notably, the angle of the delta's mouth exhibited a discernible increase of 18 degrees over the duration of the study (fig. 5.24c).

Figure 5.24: The changes in the protrusion angle over time (a), Subaerial coastal area changes over time (b) and c) at São Francisco River Delta's.



DISCUSSION

Over the past 2.500 years, progradation in Brazilian wave-dominated deltas has been influenced by various factors, encompassing sea level changes, river discharge, wave direction and intensity, alongshore currents. (Bittencourt et al., 2005; Dominguez, 1990; Dominguez et al., 1983; Dominguez and Guimarães, 2021; Gois Smith et al., 2021; Suguio et al., 1985). In the Anthropocene era, ongoing human modifications in the coastal zone and the drainage basin are exerting an influence on deltaic dynamics (Besset et al., 2019; Luijendijk et al., 2018; Rodriguez et al., 2020; Valderrama-Landeros and Flores-de-Santiago, 2019; Voudoukas et al., 2020). Due the absence of historical bed load data for the Parnaíba, Jequitinhonha, and São Francisco rivers, we make the assumption that these sediment loads are directly correlated with river discharges and suspended sediment load.

During periods of high river discharge, the river's current serves as a barrier, effectively acting as a breakwater against both waves and alongshore current (Anthony, 2015b). This leads to a higher rate of progradation updrift in regions with unidirectional alongshore currents, as seen in the Parnaíba and São Francisco deltas. The downdrift is primarily driven by sediment river supply (Dominguez, 1990). Numerical models suggest that in environments with asymmetric waves, as found in the three deltas under examination, high river discharges and/or significant riverine supply cause the dissipation

and/or refraction of waves at the mouth (Anthony, 2015a; Ashton and Giosan, 2011), resulting in sandbar migration from downdrift to updrift and effective reorganization of the deltaic system.(Nienhuis et al., 2015). At reduced river flow period, the alongshore current mobilizes sediments from updrift in downdrift direction, resulting in erosion at the mouth. If the river flow remains low, sustained downstream sediment transport can further accentuate the delta's increasing asymmetry, potentially culminating in the avulsion of the delta mouth (Anthony, 2015a; Ashton and Giosan, 2011; Nienhuis et al., 2015).

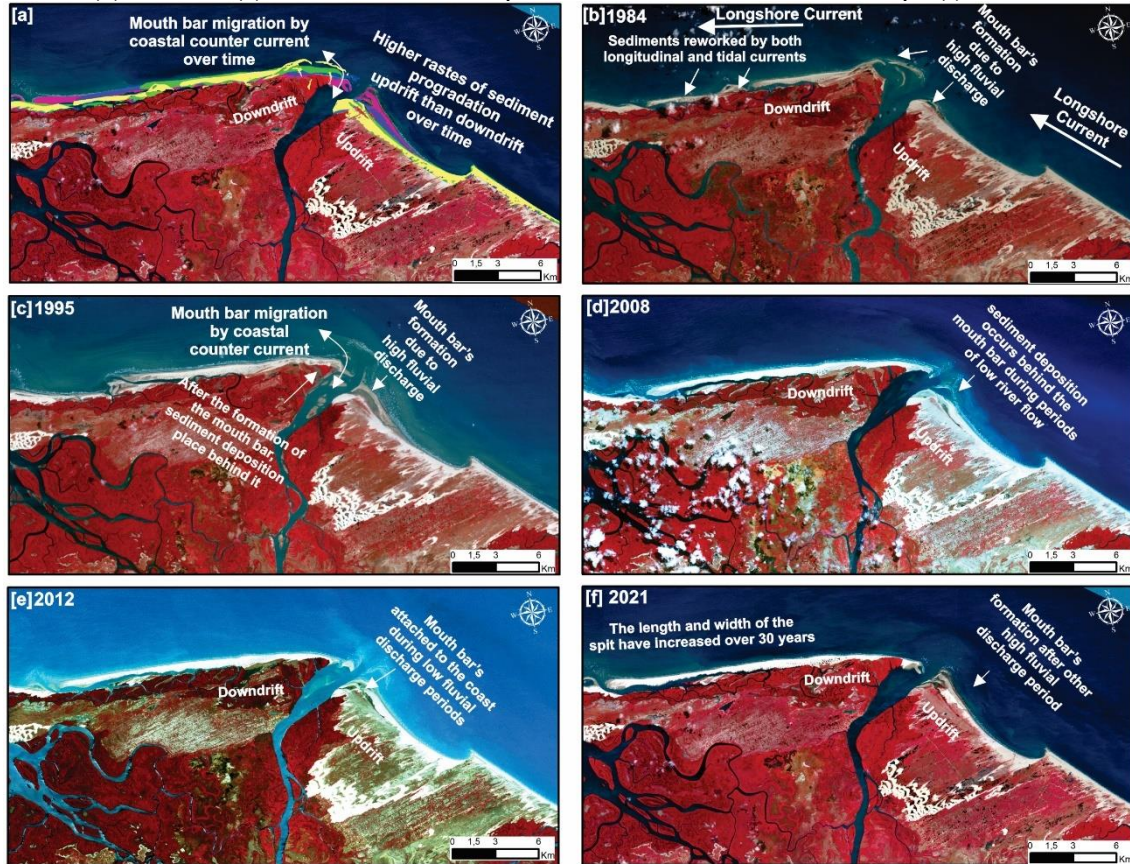
At deltas with bidirectional alongshore currents (e.g., Jequitinhonha delta) during flood periods, the river flow still acts as a barrier to the longitudinal current, but progradation tends to occur in both directions. During dry periods, remobilized sediments from the mouth also migrate in both directions, with rates proportional to the intensity of the longshore current.

Among the deltas studied, only the Parnaíba delta displayed continuous progradation of its mouth, as illustrated in figure 5.21.a. Additionally, there was a significant progradation of the active coastal area, both in the mouth region and across the entire delta, providing clear evidence that the delta has indeed undergone progradation over the past 37 years of analysis (fig. 5.22.b and c and fig.5.25a). This period of progradation, primarily occurring between 1991 and 2005, coincided with peaks in rainfall and river flow (fig. 5.17a). During this period, the formation of mouth bars was observed both updrift and downdrift of the delta (fig.5.25 b and c). These mouth bars play a crucial role in the progradation and aggradation of the Parnaíba delta by acting as effective barriers against N-NE wave, promoting the deposition of finer sediments and facilitate the growth of wetland areas in the innermost regions during periods of low river discharge (fig. 5.25 d and e). The deltas São Pedro (México) and Elwha (USA) serve as examples of deltas that exhibit increased updrift progradation following periods of substantial riverine sediment supply (Valderrama-Landeros and Flores-de-Santiago, 2019; Warrick et al., 2019).

The erosion observed in transects 448 to 481 of the Parnaíba delta (fig. 5.21a) was counterbalanced by the sandbar migration to updrift, covering a distance of approximately 1 km (fig. 5.25b,c,d,e,f). This is indicative of the self-organization of wave-dominated deltas under relatively high river flow conditions, as explained above. Furthermore, at delta's mouth downdrift, there was an elongation and seaward progradation of the sandy spit, with extensions of up to 10 km and seaward rates exceeding 10 m/yr (fig. 5.25f).

These sediments are transported from the delta's mouth by both E-W longitudinal current with an intensity of 1.0 m/s (Paula et al., 2016) and by the tidal currents, which follows an NNE direction with an average speed of 0.19 m/s (Aquino da Silva et al., 2015).

Figura 5.25: PRD Delta evolution over time. Progradation of the active coastal area both in the mouth region and across the entire subaerial delta between 1984 and 2021 (a). Mouth bar formation under high fluvial discharge periods in 1984 (b) and 1995 (c). Sediment deposition behind mouth bars at dry periods in 2008 (d) and 2012 (e). Growth of the outer spit and land attachment of the inner spit (f).



Conversely, the Jequitinhonha and São Francisco deltas have experienced substantial erosion, with rates exceeding 15 m/yr (figs. 5.21 and 5.23). In Jequitinhonha delta, the NSM values indicate that during the period from 1984 to 1991, before the construction of the ITAPEBI dam, the delta remained stable along the coastline (fig. 5.21c). High river flow, notable the 1970s and 1980s (fig. 5.17c), favored the formation of mouth bars, which are indicative of deltaic stability (fig. 5.26a). However, following the construction of the ITAPEBI dams in 2003, the delta started to experience a gradual increase in erosion rates at its mouth. The sediments eroded at the mouth are undergoing redistribution and deposition on the delta margins, primarily due to bidirectional longshore drift implied by the limited correlation observed in the changes of the active subaerial delta area (fig. 5.21c). The most significant erosional period was observed

between 2012 and 2021 (fig. 5.22c). Coastal erosion has resulted in a heightened asymmetry in the delta's mouth, with an increase of 12 degrees between 2005 and 2021 (fig. 5.22c and 5.23c).

While a significant portion of progradation is occurring along the margins, it is crucial to emphasize that these regions may remain vulnerable to erosion in the forthcoming decades, if the river discharge (and consequently, sediment supply) remains consistent. This vulnerability arises from the fact that this coastal area qualifies as an open coast, marked by a constant and intense wave action throughout the year, without the presence of rocky promontories or other features that could effectively serve as barriers against bidirectional longitudinal current transport (Dominguez et al., 1983; Nervino, 2023). Furthermore, it's worth noting that the sedimentary stock at the mouth has decreased from 2.6 km² in 1984 to a 0.9 km² in 2021, accentuating the concerns about the region's stability (fig. 5.26d, e, f).

Data from WLR (fig. 5.21b and c), changes in angle protrusion (fig. 5.22c) indicates a change at delta morphology. This transformation involves the shift from a bifurcated configuration to a single channel, directing its flow towards the updrift (fig. 5.26d). According to Nervino (2023), although the Jequitinhonha delta experiences bi-directional currents, the northward current component is more pronounced than the southward, with sediment transport cells of 45 m³/year and 27 m³/year, respectively. During the autumn season, the longitudinal current transport predominantly flows from S-N, primarily due to shifts in wave direction (Nervino, 2023). It's worth noting that the Jequitinhonha delta has undergone similar morphological changes in the past. Throughout the Holocene, variations in sea level and alterations in base level have prompted the mouth of the Jequitinhonha delta to change its configuration three times (Dominguez et al., 1982).

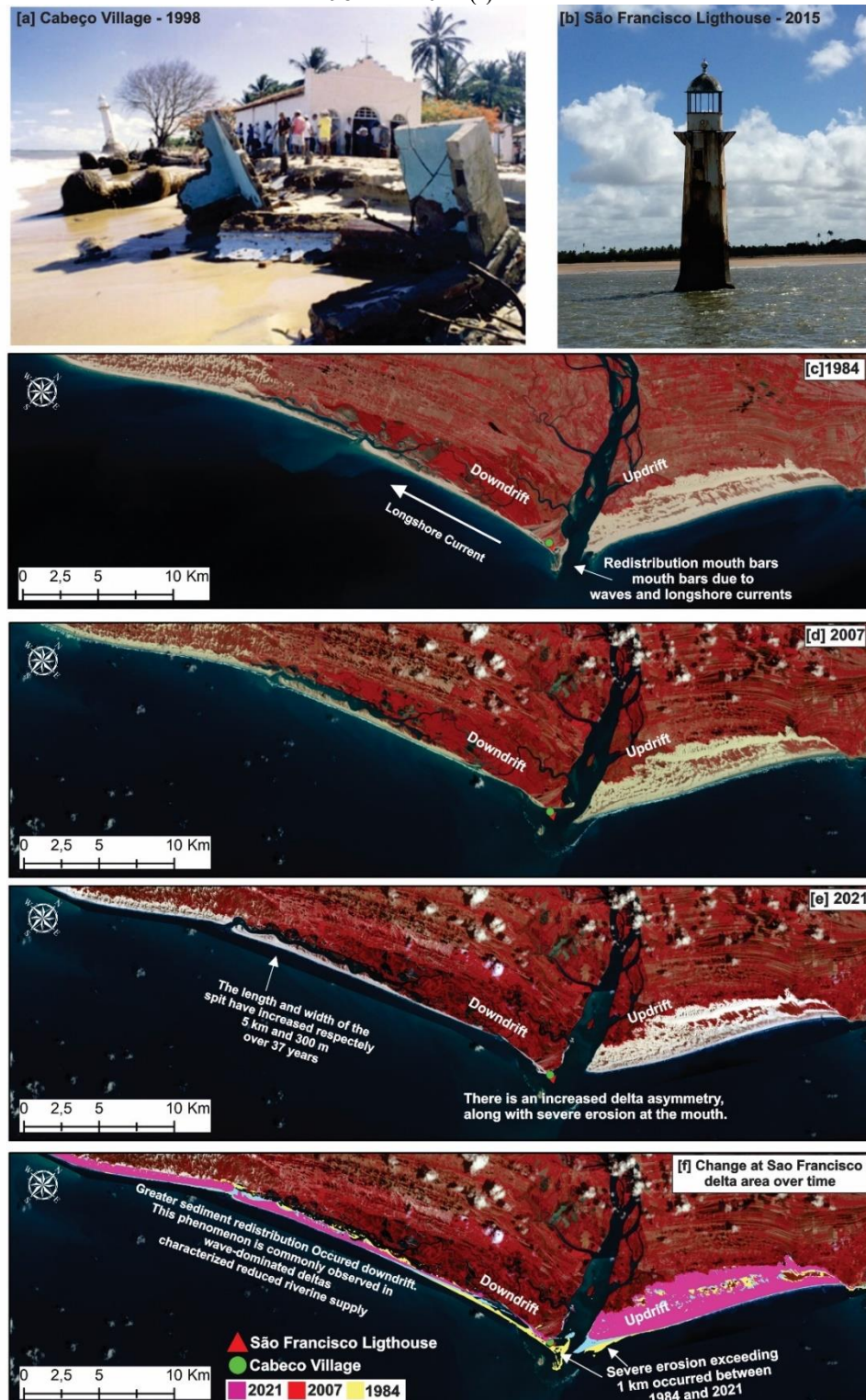
In spite of the challenges posed by errors in nautical charts and aerial photographs for coastal zone studies, such as image orthorectification, changing altitude of the aircraft along the line of flight, radial image deformation, tidal variations, interpretation of High Water Level (Anders and Byrnes, 1991; Del Río and Gracia, 2013), previous studies have shown that the São Francisco delta shoreline remained relatively stable between 1853 (the construction of the lighthouse) and 1980 (Dominguez, 1999; Dominguez and Guimarães, 2021). This period encompasses the period prior to and during the construction of the Paulo Afonso, Sobradinho, and Apolônio Sales dams (fig. 5.17c). Therefore, erosion in the São Francisco delta commenced in 1984, and reached maximum values between 2003

and 2013 (fig. 5.24c), period which the Xingó dam had been operational for over a decade and when the lowest historical river discharges were recorded (fig. 5.17c) This coastal erosion led to the partial destruction of the village of Cabeço (fig. 5.27a) and the São Francisco lighthouse in 1998. The remnants of the lighthouse are visible in aerial images (fig. 5.27b).

Figura 5.26: Jequitinhonha Delta evolution over time. Mouth bar formation under high fluvial discharge (a). Mouth bars reworked by waves and longshore currents during periods of low river discharge, attributed to the implementation of the Itapebi Dam in 2006 (b) and 2021 (c). Change of the active coastal area both in the mouth region and across the entire subaerial delta between 1984 and 2021. (d). Erosion occurring in Jequitinhonha delta mouth (e and f)



Figura 5.27: São Francisco Delta evolution over time. Cabeço village destruction in 1998 due to higher rates of erosion (a). São Francisco lighthouse position in 2015 (b). Satellite images show the delta in 1984 (c); in 2007 (d); in 2021 (e), and erosional change of the active coastal area both in the mouth region and across the entire subaerial delta between 1984 and 2021 (f).



Similar to Jequitinhonha delta, the São Francisco delta also experiences the highest erosion rates (fig. 5.24b), and significant sediment losses (fig. 5.25c)

predominantly at the delta's mouth. This erosion suggests that the São Francisco River does not supply sufficient sediment load to maintain coastal stability, and the river's current cannot effectively counteract the NE-SW longitudinal sediment transport. Due to the increased influence of the longitudinal current over the river current (as discussed in previous paragraphs), there is a notable redistribution of sediments from the mouth to the NE-SW, leading to an increase in the width and length of spits, which in turn enhances the asymmetry of the delta (fig. 5.27 c-f and fig 5.17b). However, in contrast to Jequitinhonha, the strong correlation observed in the change in the entire São Francisco delta's area (fig. 5.24) and the temporal analysis of images (fig. 5.27) indicate that the progradation of this spit does not fully compensate for the sediments lost in the mouth. Approximately 5 km² of the subaerial delta with its sediments (fig. 5.24c), equivalent to nearly the entire coastal area of Jequitinhonha (fig. 5.22c), were lost from the deltaic system between 1984 and 2021. These sediments were transported to more distal offshore regions and even inland due to wave action, currents, and winds, which are prominent factors in sediment transport in the area. Coastal erosion tends to persist along the delta as river discharge decreases (fig. 5.17c).

The Seyhan delta, located in the eastern Mediterranean Sea, exhibited a similar pattern to that observed in the Jequitinhonha and São Francisco deltas. Prior to the construction of the Seyhan Dam, between 1950 and 1956, the shorelines displayed progradation rates of 22 m/yr. However, following the construction of the dam, the mouth of the delta experienced erosion rates exceeding 30 m/yr (Özpolat and Demir, 2019). As reported by authors, the primary factor contributing to this erosion is the trapping of sediment behind the dam. Also in the Mediterranean Sea, other deltas like the Nile, Rhone, Ombrone, Moluya, and Medjerda have increased erosion and asymmetry in their mouths over time (Besset et al., 2017). However, the authors of this study did not establish a clear correlation between these changes and the construction of dams, likely due to the low level of correlation between these specific parameters.

Dams constructed along river downstream for hydroelectric power generation, flood control, and artificial reservoirs play a pivotal role in coastal erosion. This phenomenon can be attributed to these structures' capacity to retain sediment particles in upstream areas, which prevents such particles from reaching the coastal zone and being redistributed by waves, currents and tides to adjacent areas of the coast (Best, 2015; Syvitski et al., 2009). According to (Syvitski et al., 2005), who examined 6292 river basins, more than half of the world's main rivers are affected by the presence of dams,

resulting in a reduction in the global flow of sediments to the ocean, around 1.4 billion tons per year, due to interference from these structures. There are currently more than 100 billion metric tons of sediment accumulated upstream of reservoirs built, mostly, over the last five decades.

From 1927 to 2011, approximately 30×10^6 tons of sediment, encompassing a range of particle sizes from fine to gravel, were retained by the Elwha and Glines Canyon dams situated on the Elwha River in the United States. This sediment accumulation has given rise to numerous challenges in the local coastal ecosystem, manifesting as coastal erosion rates reaching 0.6 m/yr (Warrick et al., 2019). Subsequent to the removal of these dams, a process that began in 2011 and concluded in 2016, roughly two-thirds of these trapped sediments returned to the coastal zone. Among this volume, approximately 5.4×10^6 tons of sediment were deposited at the delta's mouth, with the remainder being transported to the offshore area of the delta and dispersed throughout the Strait of Juan de Fuca. This dam removal procedure triggered a substantial reconfiguration of the Elwha River Delta (Warrick et al., 2019).

Additionally, the dam's construction exerts an influence on river dynamics, leading to a reduction in both its annual and monthly variability. This leads to a decrease in sporadic flooding events within the river, consequently diminishing the river's capacity to erode its banks and transport the sandy bars to the ocean (Besset et al., 2017).

In the Jequitinhonha delta, a notable change occurred after 1999 when the construction of the Itapebi Dam commenced. Since then, there has not been a single year in which the average annual flow exceeded the pre-construction average of the dam, set at $415 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 5.17b). Prior to the dam's construction, during December to January, the river's flow would reach peaks of $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 5.18b). However, during the construction phase (1999-2003) and after the dam completion (2004 – present), these values decreased significantly to a maximum of $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ and $1100 \text{ m}^3/\text{s}$, representing a reduction of 40% and 53%, respectively, when compared to the historical flow of the river (fig. 5.18b). This reduction in both annual and monthly flow variability, following the construction of the Itapebi Dam, has given rise to increased bank erosion along various sections of the river channel and has altered the drainage pattern downstream of the dam from sinuous to straight (Silva et al., 2021). Unfortunately, it is worth mentioning that to date, no studies have addressed the variations in suspended sediment loads in the lower course of the Jequitinhonha River, or the amount of sediment retained within the Itapebi dam.

A similar situation occurred in the São Francisco Delta. Flow peaks, typically observed during the months of January to April, experienced a reduction from 4500 m³/s to 3300 m³/s during the construction phase and further to 2500 m³/s following the completion of the Xingó Dam (fig. 5.18c). This means a final reduction of 45% in maximum flow when compared to the pre-construction period. Since the inception of construction of the Xingó Dam in 1987, there has been only one year, 2007, in which the annual average flow exceeded the pre-construction average of the dam, which stood at 2360 m³/s. Owing to the decrease in average annual flow and monthly variability, the volume of suspended sediment reaching the coastal zone of São Francisco has significantly dwindled, declining from 6.9 x 10⁶ tons/yr in 1970 (Milliman., 1975) to 1.4 x 10⁶ tons per year in 2005 (Lima et al., 2005; Medeiros et al., 2007) and further to 0.49 x 10⁶ tons per year in 2018 (Melo et al., 2020). The Sobradinho Dam, located 750 km from the river's mouth, alone retains nearly 10 x 10⁶ ton/yr of suspended sediment (Lima et al., 2005). As a result of the continual reduction in suspended sediments, the lower course of the São Francisco River transitioned from a system characterized by high turbidity to transparent system following the initiation of dam construction in the 1960s (Traini et al., 2012). Also, the turbidity plume at the river's mouth is now sustained through the re-suspension of material from sediments deposited prior to the construction of the dams (Medeiros et al., 2011, 2007). The average salinity at the mouth of the São Francisco surged by approximately 20 times post-dam construction, escalating from 0.7 g.kg⁻¹ to 15.6 g.kg⁻¹. Simultaneously, nutrients, such as nitrogen and silicon, introduced by the river, diminished by 17 and 3 times, respectively, over the same period, instigating a profound alteration in the estuarine dynamics of the region, (Medeiros et al., 2014; Paiva et al., 2024).

Ferreira et al. 2024 (in Press) documented a reduction of 7.5 km² in the sandbanks within the lower course of the São Francisco River, situated downstream of the Xingó Dam and less than 150 km from the river mouth, during the period spanning from 1984 to 2021. Notably, this loss of sandbanks exceeds the total amount of sediment lost by the active coastal area (6.2 km²) over the same analytical period. This phenomenon is attributed to the diminishing frequency of flood events, preventing the river from effectively transporting these sediments to the coastal zone. Consequently, these sandbars either accumulate on the riverbanks and/or are being progressively immobilized by aquatic vegetation.

Traini et al. (2012) reported a decline in the sandy submerged bars migration rates downstream of the Xingó Dam. This underscores the river's incapacity to effectively transport sediments to its mouth. At the same time, tidal impact is strengthened at the lowermost part of the river, leading a delay in the sediments transport to the ocean.

The Parnaíba Delta stands as a noteworthy exception among other deltas. As shown in fig. 5.18a, there was merely a 10% reduction in flow peaks, typically observed between March and April, when comparing the pre-construction period (1964-1970) to the post-construction period following the installation of the Boa Esperança Dam (1970-2021). Furthermore, after the dam's construction, in nineteen different years, the average annual discharge surpassed the values recorded during the pre-dam era (fig.5.17a). Data from river flow reveal that the Boa Esperança Dam, situated 600 km upstream of the Parnaíba Delta, draws water from only a fraction of the drainage basin located upstream of the reservoir, accounting for a mere 25% of the total flow (Aquino da Silva et al., 2015). Consequently, the Parnaíba river downstream transport between 2.6×10^6 tons and 4×10^6 tons of suspended sediment per year up to 10 km from the river's mouth. (A. G. Aquino da Silva et al., 2015; Lima et al., 2005). This sediment transport rate has likely been adequate to sustain the stability of the delta's coastal zone throughout the past four decades of analysis.

Nevertheless, it is noted that the historical decline in river discharge and the subsequent reduction in sediment supply and transport capacity to the coastal area cannot be solely attributed to the construction of dams. As displayed in fig. 5.17, there has been a persistent decrease of approximately 30% in rainfall across all deltas since the year 2000. This climatic shift may have contributed to heightened erosion rates in both the Jequitinhonha and São Francisco Deltas. The IPCC AR5 models project that by 2100, the Brazilian Northeast will be one the region's most profoundly impacted by climate change worldwide. This prognosis includes a temperature increase ranging from 1.5°C (under the RCP2.6 scenario) to 4.4°C (under the RCP8.5 scenario) and a concurrent reduction in annual precipitation by approximately 25% to 50% (IPCC, 2023; Tanajura et al., 2010). As a consequence, there will be a substantial decrease of roughly 60% to 70% in the flow of the Jequitinhonha, São Francisco, and Parnaíba rivers. Additionally, a trend toward prolonged sequences of dry days, heightened frequency of droughts, increased evaporation from lakes and water reservoirs, and a heightened aridification of the region will prevail (Marengo et al., 2017, 2016). The decrease in rainfall and river flow in the Brazilian Northeast will be driven by the intensification of El Niño phenomena and the

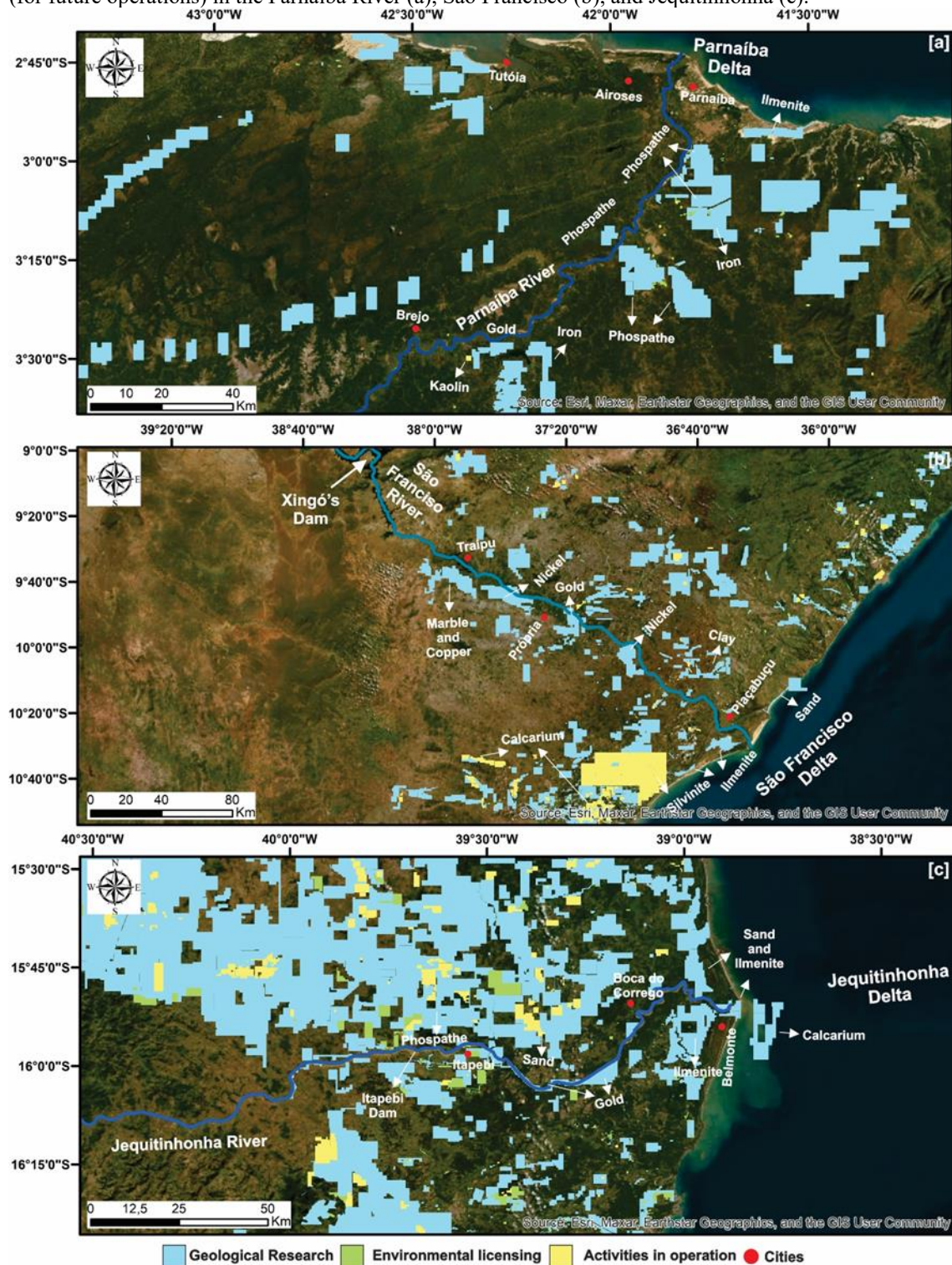
interdecadal variability linked to a shift in the Intertropical Convergence Zone within the tropical Atlantic. These factors notably influence the region's rainfall patterns. It has been established by (Bezerra Ferreira et al., 2021) that the Parnaíba River and its coastal stability are connected with climate fluctuations such as El Niño and La Niña.

Beyond the aforementioned effects, climate change will induce alterations in wind and wave climates, along with a projected rise in global mean sea level by 2100, estimated to be between 0.58 to 1.07 meters (IPCC, 2023). This elevation in sea level in northeastern Brazil will elevate the risks of coastal flooding and result in the loss of wetlands within the three deltas under scrutiny, primarily due to their low elevations (Marengo et al., 2016; Nicolodi and Petermann, 2010). Furthermore, changes in wave base level, will alter the wave intensity, leading higher sediment distribution across the tree deltas.

Human settlement in coastal zone contributes to erosion processes, primarily due to the conversion in natural area to urban area, artificial structures that alters wave incidence and longitudinal current dynamic (Anthony, 2015b; Best, 2015; Brunier et al., 2014; Komar, 2012). According to data from the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE), available at <https://www.ibge.gov.br/>, none of the cities in the analyzed deltas have populations exceeding 300 thousand inhabitants. Additionally, except for the Port of Belmonte Harbor, located in the southern part of the Jequitinhonha delta (transects 1 to 50), there are currently no significant coastal enterprises that have a notable impact on the local sedimentary dynamics.

Data from the Brazilian Mining Geographic Information System (SIGMINE), available at <https://geo.anm.gov.br/>, demonstrate that there are currently limited legal mining operations along the lower courses of the studied rivers. In the São Francisco delta, noteworthy activities include sylvanite and limestone extraction on the southwest bank, while along the Jequitinhonha River, sand extraction activities are prevalent, primarily for use in civil construction. It is important to note, however, there are numerous research activities in all three areas, to operate in the next decade, both onshore (coastal zone and along the river course) and offshore. The Jequitinhonha downstream stands out as the region with the highest research activities, addressing various minerals activities (e.g gold and iron), industrial (e.g., kaolin, sand, clay, phosphate, and limestone) as well as groundwater extraction. Following Jequitinhonha in terms of research intensity are the São Francisco and Parnaíba regions (fig. 5.28).

Figura 5.28: Mining activities in currently operational, in the licensing process, and in the research phase (for future operations) in the Parnaíba River (a), São Francisco (b), and Jequitinhonha (c).



It is imperative for government authorities to monitor the feasibility of mining operations, as extensive sediment extraction significantly contributes to the reduction of sediment flow at river mouths. This exacerbates the effects of subsidence in river deltas and gives rise to erosion in the coastal zone, fragmentation, and even the complete loss

of estuarine and lagoon ecosystems. Such activities can potentially trigger incisions in the river channel (Best, 2015). Between 1998 and 2008, within the My Tho and Bassac channels, located to the southwest of the Mekong River, a staggering $200 \times 10^6 \text{ m}^3$ of sediment were lost due to large-scale commercial riverbed mining (Brunier et al., 2014). In 2018, sediment extraction activities along channels in the lower Mekong reached $17.77 \times 10^6 \text{ m}^3$ annually (Jordan et al., 2019). Both authors illustrated that the natural sediment supplies from the upper Mekong are inadequate to offset the loss of aggregates extracted from the riverbed, underscoring the unsustainable nature of local sand mining practices in the region. At Dongjiang River downstream, in China, approximately $3.23 \times 10^6 \text{ m}^3$ were dredged between 1980 and 2002. As a result, there were noticeable alterations in the deltaic plain, including increased tidal amplitude, longer-duration tidal floods, tidal wave spread faster and tidal current and salt water moved upstream (Jia et al., 2007).

The Po Delta in the Mediterranean offers an interesting case study, where coastal erosion was reversed after the cessation of human activity in both the coastal zone and the drainage basin. Between 1954 and 1978, the coastal zone experienced high subsidence rates (914-43 mm/yr) and consequently witnessed intense coastal erosion at a rate of -9.34 mts/yr. This erosion was closely associated with the extensive extraction of subsurface resources, including water and methane. However, with the closure of wells in the late 1970s, subsidence rates decreased to 6 mm per year, and the barrier islands and delta beaches underwent a period of relative stabilization (Bezzi et al., 2021).

CONCLUSIONS

The utilization of satellite images, coupled with hydroclimatic data and statistical analysis, has significantly enhanced our comprehension of the intermediate-term evolution of the Parnaíba, Jequitinhonha, and São Francisco Delta shorelines.

The erosion observed at the Jequitinhonha and São Francisco deltas between 1984 and 2021 is attributed to the construction of the Itapebi dams on the Jequitinhonha River and the Sobradinho and Xingó dams on the São Francisco. This conclusion is supported by the negative Weighted Linear Regression (WLR) rates and high correlation coefficients indicating changes in active coastal areas and increased mouth asymmetry over the analysis period. Prior to the dam construction, historical studies and satellite images depicted conditions of relative coastline stability in both regions. Both dams, situated close to the coastal zone, likely contributed to sediment retention upstream,

leading to reduced annual and monthly variability in the lower river courses of the Jequitinhonha and São Francisco. Consequently, there was a heightened redistribution of sediments driven by waves and currents rather than river sediment input.

Contrastingly, the Parnaíba delta exhibited a progradation of its coastline, evident in the increased coastal area and positive WLR values. This positive trend can be explained by the location of the Boa Esperança dam, built in 1970, which is situated 600 km away from the coastal zone and only affects a small portion of the sediment supply reaching the Atlantic Ocean.

However, all three deltas experienced a 30% reduction in rainfall over the last two decades. If this dry period persists, coupled with ongoing climate changes, rising sea levels, and potential mining and dredging projects in the lower river courses, the three studied deltas face a significant risk of erosion in the near future.

Credit authorship contribution statement

Thiago A.B. Ferreira: Conceptualization, Methodology, Data curation, Writing - original draft, Investigation, Writing - review & editing.

João Paulo da Silva Ferreira: Conceptualization, Methodology, Data curation.

Vanessa Fontes: Conceptualization, Methodology, Data curation.

Karl Stattegger: Validation, Visualization, Writing - review & editing.

Helenice Vital: Supervision, Data curation, Investigation, Validation, Visualization, Writing - review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001", through pos-doc scholarship for the second and third author and a PVE S scholarship for the fifth author. We would like to acknowledge the Project "Margem Equatorial Brasileira: Da Fonte a Deposição" (CNPq grant PQ nº 311413/2016-1 CNPQ - Brazilian National Council for Scientific and Technological Development), the Project "Evolução Holocénica e dinâmica atual do delta do Parnaíba: resposta de um delta natural às mudanças climáticas e a subida do nível do mar" (CAPES grant CSF PVE S nº 88881.068034/2014-01) and Project IODP CAPES for financing this research. This is a contribution to INCT AmbTropic – Instituto Nacional

de Ciência e Tecnologia “Ambientes Marinhos. We express our thanks to the USGS for providing Landsat and Sentinel image data, the Planet Education and Research Program for RapidEye and Planet images, the Brazilian National Water (ANA) for supplying hydroclimatic data, and the UFRN’s Post-Graduation Program (PPGG) and GGEMMA’s laboratory for their invaluable support in conducting this research.

REFERENCES

- Anders, F.J., Byrnes, M., 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach* January, 17–26.
- Anthony, E.J., 2015a. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar. Geol.* 361, 53–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.004>
- Anthony, E.J., 2015b. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar. Geol.* 361, 53–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.004>
- Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., Goichot, M., Loisel, H., 2019. Overview of the Monsoon-influenced Ayeyarwady River delta, and delta shoreline mobility in response to changing fluvial sediment supply. *Mar. Geol.* 417, 106038. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106038>
- Anthony, E.J., Besset, M., Zainescu, F., Sabatier, F., 2021. Multi-decadal deltaic land-surface changes: Gauging the vulnerability of a selection of mediterranean and black sea river deltas. *J. Mar. Sci. Eng.* 9. <https://doi.org/10.3390/jmse9050512>
- 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. *Sci. Rep.* 5, 1–12. <https://doi.org/10.1038/srep14745>
- Aquino da Silva, A., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., Heise, B., 2015. The Influence of Climatic Variations on River Delta Hydrodynamics and Morphodynamics in the Parnaíba Delta, Brazil. *J. Coast. Res.* 314, 930–940. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00078.1>
- Aquino da Silva, A.G., Amaro, V.E., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., Heise, B., 2015. Spectral calibration of CBERS 2B multispectral satellite images to assess suspended sediment concentration. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 104, 53–62. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.011>
- Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., 2016. Seismic stratigraphy as indicator of late Pleistocene and Holocene sea level changes on the NE Brazilian continental shelf. *J. South Am. Earth Sci.* 70, 188–197. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.001>
- Ashton, A.D., Giosan, L., 2011. Wave-angle control of delta evolution. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047630>
- Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T., Kalvová, J., 2014. Climate classification revisited : from Köppen to Trewartha 59, 1–13. <https://doi.org/10.3354/cr01204>
- Besset, M., Anthony, E.J., Bouchette, F., 2019. Multi-decadal variations in delta shorelines and their relationship to river sediment supply: An assessment and review. *Earth-Science Rev.* 193, 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.018>
- Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., 2017. River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. *Elem Sci Anth* 5, 54. <https://doi.org/10.1525/elementa.139>

- Best, J., 2015. Anthropogenic Stresses on the World 's Big Rivers. *Nat. Geosci.* 2015, 1–59. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0262-x>
- Bezerra Ferreira, T.A., Alain, Y., Perez, R., Stattegger, K., Vital, H., 2021. Evaluation of decadal shoreline changes along the Parnaíba Delta (NE Brazil) using satellite images and statistical methods 202. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105513>
- Bezzi, A., Pillon, S., Popesso, C., Casagrande, G., Da Lio, C., Martinucci, D., Tosi, L., Fontolan, G., 2021. From rapid coastal collapse to slow sedimentary recovery: The morphological ups and downs of the modern Po Delta. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 260, 107499. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107499>
- Bhattacharya, J.P., Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187–210. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x>
- Bittencourt, A.C.D.S., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Silva, I.R., 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. *Mar. Geol.* 219, 219–234. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.006>
- Brunier, G., Anthony, E.J., Goichot, M., Provansal, M., Dussouillez, P., 2014. Recent morphological changes in the Mekong and Bassac river channels, Mekong delta: The marked impact of river-bed mining and implications for delta destabilisation. *Geomorphology* 224, 177–191. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.009>
- de Abreu Paula, J.E., de Morais, J.O., de Carvalho Baptista, E.M., Gomes, M.L., de Souza Pinheiro, L., 2016. Piauí Beach Systems. pp. 153–174. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_6
- de Jong, P., Tanajura, C.A.S., Sánchez, A.S., Dargaville, R., Kiperstok, A., Torres, E.A., 2018. Hydroelectric production from Brazil's São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability. *Sci. Total Environ.* 634, 1540–1553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.256>
- Del Río, L., Gracia, F.J., 2013. Error determination in the photogrammetric assessment of shoreline changes. *Nat. Hazards* 65, 2385–2397. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0407-y>
- Dominguez, J., 1999. Erosao Costeira na Região Leste-Nordeste do Brasil. Bahia. Universidade Federal da Bahia.
- Dominguez, J.M.L., 1990. Deltas Dominados Por Ondas: Críticas Às Idéias Atuais Com Referencia Particular Ao Modelo De Coleman & Wright. *Rev. Bras. Geociências* 20, 352–361. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1990352361>
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C. da S.P., Martin, L., 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geociências* 13, 98–105. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.198313298105>
- Dominguez, J.M.L., Guimarães, J.K., 2021. Effects of Holocene climate changes and anthropogenic river regulation in the development of a wave-dominated delta: The São Francisco River (eastern Brazil). *Mar. Geol.* 435. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106456>
- Dominguez, J.M.L., Martin, L., Bittencourt, A.C. da S.P., 1982. Evolução paleogeográfica do delta do Rio Jequitinhonha durante o Quaternário - Influência das variações do nível do mar, in: SBG/CENPES (Ed.), Atas Do IV Simpósio Do Quaternário No Brasil. Rio de Janeiro, pp. 69–92.

Ferreira, T.A.B., Ferreira, J.P.S., Fontes, V.C., Vital, H. Unpublished results. Mudanças na linha de costa do delta do São Francisco entre 1978 a 2021 através de imagens multiespectrais. *Revista Brasileira de Geografia Física*

Gaida, W., Breunig, F.M., Galvão, L.S., Ponzoni, F.J., 2020. Correção Atmosférica em Sensoriamento Remoto: Uma Revisão. *Rev. Bras. Geogr. Física* 13, 229. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.1.p229-248>

Gois Smith, F.S., Vital, H., Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Reyes Perez, Y.A., 2021. Late Holocene evolution of the Parnaíba River Delta (Brazilian Equatorial Margin): Evidence of lobe switching process from mineralogical analysis and age dating on sediment cores. *J. South Am. Earth Sci.* 112. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103530>

Hagenaars, G., de Vries, S., Luijendijk, A.P., de Boer, W.P., Reniers, A.J.H.M., 2018. On the accuracy of automated shoreline detection derived from satellite imagery: A case study of the sand motor mega-scale nourishment. *Coast. Eng.* 133, 113–125. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.12.011>

Ibáñez, C., Benito, X., Reyes, E., Day, J.W., Alcaraz, C., Prado, P., Trobajo, R., Caiola, N., Syvitski, J.P.M., 2018. Basin-scale land use impacts on world deltas: Human vs natural forcings. *Glob. Planet. Change* 173, 24–32. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.12.003>

IPCC, 2023. Ocean, Cryosphere and Sea Level Change, Climate Change 2021 – The Physical Science Basis. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>

Jia, L., Luo, Z., Yang, Q., Ou, S., Lei, Y., 2007. Impacts of the large amount of sand mining on riverbed morphology and tidal dynamics in lower reaches and delta of the Dongjiang River. *J. Geogr. Sci.* 17, 197–211. <https://doi.org/10.1007/s11442-007-0197-4>

Jensen, J.R. (2007) *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. 2nd Edition, Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River.

Jordan, C., Tiede, J., Lojek, O., Visscher, J., Apel, H., Nguyen, H.Q., Quang, C.N.X., Schlurmann, T., 2019. Sand mining in the Mekong Delta revisited - current scales of local sediment deficits. *Sci. Rep.* 9, 1–15. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53804-z>

Kelly, J.T., Gontz, A.M., 2018. Using GPS-surveyed intertidal zones to determine the validity of shorelines automatically mapped by Landsat water indices. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 65, 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.10.007>

Komar, P.D., 2012. *Coastal Erosion Processes and Impacts: The Consequences of Earth's Changing Climate and Human Modifications of the Environment*, Treatise on Estuarine and Coastal Science. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00314-4>

Lima, J.E.F.W., Lopes, W.T.A., De Carvalho, N.O., Vieira, M.R., Da Silva, E.M., 2005. Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. *IAHS-AISH Publ.* 1, 355–363.

Lillesand, T.M., Kiefer, R.W. and Chipman, J.W. (2004) *Remote Sensing and Image Interpretation*. 5th Edition, John Wiley, New York.

Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., Luijendijk, A., 2018. The State of the World's Beaches. *Sci. Rep.* 8, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>

Marengo, J.A., Scarano, F.R., Klein, A.F., Souza, C.R.G., Chou, S.C., 2016. Impacto, vulnerabilidade e adaptação das cidades costeiras brasileiras às mudanças climáticas: Relatório Especial do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas.

Marengo, J.A., Torres, R.R., Alves, L.M., 2017. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. *Theor. Appl. Climatol.* 129, 1189–1200. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1840-8>

McFeeters, S.K., 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *Int. J. Remote Sens.* 17, 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>

Medeiros, P.R.P., Knoppers, B., Landim de Souza, W.F., Oliveira, E.N., 2011. Aporte de sedimentos em suspensão no baixo Rio São Francisco (SE/AL), em diferentes condições hidrológicas. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* 15, 42. <https://doi.org/10.14210/bjast.v15n1.p42-53>

Medeiros, P.R.P., Knoppers, B.A., Júnior, R.C.D.S., Souza, W.F.L. d., 2007. Aporte Anual Do Material Em Suspensão E Sua Dispersão Na Zona Costeira Do Rio São Francisco (Se/Al). *Geochim. Bras.* 21, 212–231.

Medeiros, P.R.P., Santos, M.M. dos, Cavalcante, G.H., Souza, W.F.L. De, Silva, W.F. da, 2014. Características ambientais do Baixo São Francisco (AL/SE): efeitos de barragens no transporte de materiais na interface continente-oceano. *Geochim. Bras.* 28, 65–78. <https://doi.org/10.5327/z0102-9800201400010007>

Melo, C.S., Filho, A., Carvalho, R., 2020. Curvas-chave de descargas de sedimentos em suspensão no Baixo São Francisco. *Rev. Bras. Geogr. Fis.* 13, 1248–1262.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. River discharge to the coastal ocean: A global synthesis, *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511781247>

Nervino, M., 2023. Vulnerabilidade do Delta do Rio Jequitinhonha (Nordeste do Brasil) às Mudanças climáticas. Universidade Federal da Bahia.

Nicolodi, J.L., Petermann, R.M., 2010. Potential vulnerability of the Brazilian coastal zone in its environmental, social, and technological aspects. *Panam. J. Aquat. Sci.* 5, 184–204. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Giosan, L., 2015. What makes a delta wave-dominated? *Geology* 43, 511–514. <https://doi.org/10.1130/G36518.1>

Nimer, E., 1989. *Climatologia do Brasil*.

Özpolat, E., Demir, T., 2019. The spatiotemporal shoreline dynamics of a delta under natural and anthropogenic conditions from 1950 to 2018 : A dramatic case from the Eastern Mediterranean. *Ocean Coast. Manag.* 180, 104910. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.104910>

Paiva, B.P., Schettini, C.A.F., Siegle, E., 2024. Effect of hydropower dam flow regulation on salt-water intrusion: São Francisco River, Brazil. *J. Mar. Syst.* 241. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2023.103904>

Pianca, C., Mazzini, P.L.F., Siegle, E., 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian J. Oceanogr.* 58, 53–70. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592010000100006>

Rodriguez, A.B., McKee, B.A., Miller, C.B., Bost, M.C., Atencio, A.N., 2020. Coastal sedimentation across North America doubled in the 20th century despite river dams. *Nat. Commun.* 11, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16994-z>

Silva, V. de A., Lämmle, L., Filho, A.P., 2021. Changes in the low course of the Jequitinhonha river and their geomorphological impacts in the delta: the case of the Itapebi Hydroelectric Plant, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geogr. Fis.* <https://doi.org/10.26848/RBGF.V14.5.P2840-2850>

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.-M., Azevedo, A.E.G. DE, 1985. Flutuações Do Nível Relativo Do Mar Durante O Quaternário

Superior Ao Longo Do Litoral Brasileiro E Suas Implicações Na Sedimentação Costeira. *Rev. Bras. Geociências* 15, 273–286. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1985273286>

Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nat. Geosci.* 2, 681–686. <https://doi.org/10.1038/ngeo629>

Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* (80-.). 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>

Tanajura, C.A.S., Genz, F., Araújo, H.A. de, 2010. Mudanças climáticas e recursos hídricos na Bahia: validação da simulação do clima presente do HadRM3P e comparação com os cenários A2 e B2 para 2070-2100. *Rev. Bras. Meteorol.* 25, 345–358. <https://doi.org/10.1590/s0102-77862010000300006>

Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J., Ergul, A., 2017. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change (ver.4.4, July 2017 (No. 4.4).

Traini, C., Schrottke, K., Stattegger, K., Dominguez, J.L., Guimarães, J.K., Vital, H., Beserra, D., da Silva, A.A., 2012. Morphology of Subaqueous Dunes at the Mouth of the Dammed River São Francisco (Brazil). *J. Coast. Res.* 285, 1580–1590. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-10-00195.1>

Valderrama-Landeros, L., Flores-de-Santiago, F., 2019. Assessing coastal erosion and accretion trends along two contrasting subtropical rivers based on remote sensing data. *Ocean Coast. Manag.* 169, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.12.006>

Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coast. Eng.* 150, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>

Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T.A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., Feyen, L., 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat. Clim. Chang.* 10, 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>

Warrick, J.A., Stevens, A.W., Miller, I.M., Harrison, S.R., Ritchie, A.C., Gelfenbaum, G., 2019. World's largest dam removal reverses coastal erosion. *Sci. Rep.* 9, 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-50387-7>

Wong, P.P., Losada, I.J., Gattuso, J.-P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K.L., Saito, Y., Sallenger, A., 2014. Climate Change 2014: Coastal systems and low-lying areas. *Clim. Chang. 2014 Impacts, Adapt. Vulnerability. Part A Glob. Sect. Asp. Contrib. Work. Gr. II to Fifth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang.* 361–409.

Xu, H., 2006. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *Int. J. Remote Sens.* 27, 3025–3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração de imagens multiespectrais e análises hidroclimáticas proporcionou esclarecimentos valiosos sobre a evolução dos deltas do nordeste brasileiro em diferentes escalas temporais, abrangendo desde períodos curtos (anos) até médios (décadas). Essa abordagem permitiu correlacionar as mudanças observadas tanto na bacia de drenagem quanto na zona costeira, relacionando-as a fatores tanto antrópicos quanto naturais.

No entanto, para garantir uma precisão mais robusta na análise baseada em sensoriamento remoto em zonas costeiras, é crucial identificar e mitigar possíveis fontes de incerteza. Estas podem incluir características do sensor, como resolução espacial e temporal, bem como questões relacionadas à aquisição dos dados, tais como presença de nuvens, sombras, nível de georreferenciamento da imagem de satélite e nível da maré no momento da aquisição da imagem. Além disso, é fundamental considerar os métodos de extração da linha de costa, bem como os métodos de classificação e avaliação de pontos de controle.

A partir dos resultados e discussões apresentados nos capítulos anteriores, podemos chegar às seguintes conclusões:

A erosão observada nos deltas do Jequitinhonha e São Francisco desde a década de 1980 até os dias atuais pode ser atribuída, em parte, à construção das usinas hidroelétricas de Itapebi (1999-2003), no Rio Jequitinhonha, e da barragem de Xingó (1987-1994), no Rio São Francisco. Essa conclusão encontra respaldo nas taxas negativas de Regressão Linear Ponderada (WLR) e no Net Shoreline Moviment (NSM) na linha de costa, bem como nos elevados coeficientes de correlação de perda de área costeira ativa e no aumento da assimetria da foz. Antes da construção das usinas hidroelétricas, os dados de NSM indicavam condições de relativa estabilidade da costa em ambos os deltas.

Ambas as usinas hidroelétricas, localizadas nas proximidades da zona costeira, desempenharam um papel significativo na redução da variabilidade anual e mensal nos cursos inferiores dos Rios Jequitinhonha e São Francisco. Dados hidroclimáticos revelaram uma diminuição de cerca de 50% nas vazões nos baixos cursos fluviais durante os períodos de cheia (janeiro a abril) após a construção dessas obras. Com a redução dos eventos esporádicos de cheias, é plausível que ambos os rios tenham diminuído sua capacidade de erodir sedimentos em suas margens e transportá-los até suas desembocaduras. No caso específico do Rio São Francisco, a redução de

aproximadamente 7,5 km³ em barras arenosas e o aumento das barras vegetadas fixas pode sugerir um processo de assoreamento atribuído às baixas vazões fluviais.

Dados do censo do IBGE apontam para baixas densidades populacionais nas zonas costeiras dos três deltas analisados. Obras de grande porte, como portos e estruturas costeiras transversais e longitudinais, que alteram a dinâmica costeira local, foram identificadas nas regiões distais dos deltas, onde predomina relativa estabilidade da linha de costa. Assim, é possível inferir que, exceto pela construção das usinas hidroelétricas, não há evidências de atividades antrópicas de grande magnitude que tenham alterado a dinâmica sedimentar nos deltas analisados ao longo do tempo.

Por outro lado, o delta do Parnaíba demonstrou uma tendência de progradação costeira em sua foz, conforme evidenciado pelo aumento da área costeira ativa e pelos valores positivos de WLR e NSM ao longo do tempo. A presença de barras de desembocadura tanto a sotamar quanto a barlamar, características indicativas de progradação sedimentar devido ao alto fluxo fluvial, foi observada em diversos períodos temporais.

A usina hidroelétrica de Boa Esperança, construída entre 1964 e 1970 e situada aproximadamente a 600 km da zona costeira, parece exercer uma influência limitada na vazão do baixo curso do Rio Parnaíba. Dados fluviométricos indicam apenas uma redução de 10% na vazão durante os períodos de cheia (fevereiro a abril) quando comparados ao período prévio e pós-construção da usina hidroelétrica. Além disso, ao longo de dezenove anos subsequentes à construção da usina, a vazão média anual superou os valores registrados durante o período de construção da barragem.

A partir dos anos 2000, houve uma redução de 30% na pluviometria em relação à média histórica nos três deltas analisados. Se este período de seca persistir juntamente com o aumento do nível do mar, conforme propostos por alguns modelos (por exemplo, IPCC, 2023 e Tanajura et al., 2010), os três deltas poderão enfrentar um risco significativo de erosão costeira no futuro próximo. No contexto do Rio São Francisco, caso a vazão não aumente ao longo do tempo, prevê-se que nos próximos 20 anos, a faixa arenosa na margem sudoeste seja completamente erodida, sendo transportada para as partes mais distantes do delta. Ademais, dados da Agência Nacional de Mineração indicam possíveis projetos de mineração ao longo dos cursos fluviais nos três deltas, podendo agravar a diminuição do aporte sedimentar à zona costeira e aumentar os processos de subsidência na região.

Uma possível prática para aumentar a capacidade de transporte sedimentar dos Rios Jequitinhonha e São Francisco para as suas desembocaduras é realizar uma regularização ecológica da vazão a jusante das barragens do Xingó e Itapebi.

Para uma melhor compreensão dos possíveis impactos das usinas hidroelétricas no aporte sedimentar à zona costeira, sugere-se, em um futuro próximo, a realização de levantamentos batimétricos contínuos ao longo das barragens de Itapebi, Xingó e Boa Esperança, a fim de quantificar o volume de sedimentos retidos pelas barragens ao longo do tempo. Levantamentos contínuos utilizando ADCP, Sonar de varredura lateral e Sísmica de alta resolução a jusante das barragens seriam úteis tanto para estimar a quantidade de sedimentos disponíveis na planície deltaica quanto para determinar o fluxo fluvial mínimo necessário para transportar esses sedimentos até a desembocadura do delta. A instalação de ADCP's juntamente com boias oceanográficas, as quais atualmente são inexistentes nos três deltas, contribuiria para a melhoria dos modelos existentes sobre a dinâmica costeira regional.

A criação de uma rede de monitoramento geodésico, aliada à integração de imagens SAR próximas aos deltas, por sua vez, teria o propósito tanto de validar e calibrar modelos climáticos que preveem a elevação do nível do mar quanto de quantificar os impactos na subsidência dos deltas causados pela retenção de sedimentos ocasionada pelas barragens.

A utilização de imagens multiespectrais, combinadas com dados *in situ* de sedimentos em suspensão em diferentes trechos do sistema fluvio-deltaico, seria crucial para estimar a quantidade de sedimentos em suspensão transportados pelos rios até os oceanos e correlacioná-los com as mudanças climáticas.

Por fim, esse estudo contribuiu para um entendimento mais aprofundado da estabilidade dos deltas tropicais e equatoriais. Isso alinhou-se com cinco objetivos da Agenda 2030 (ODS 4 – Educação de Qualidade, ODS 11 – Cidades e comunidades sustentáveis, ODS 13 - Ação contra a mudança global do clima, ODS 14 – Vida na Água e ODS 17 – Parcerias e Meios de Implementação).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, L.P., Efraim de Oliveira, I., Lyra, R., Scaranto Dazzi, R.L., Martins, V.G., Henrique da Fontoura Klein, A., 2021. Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE): Shoreline management module. *Environ. Model. Softw.* 140, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105033>

Anthony, E.J., 2015. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Mar. Geol.* 361, 53–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.004>

Anthony, E.J., Besset, M., Dussouillez, P., Goichot, M., Loisel, H., 2019. Overview of the Monsoon-influenced Ayeyarwady River delta, and delta shoreline mobility in response to changing fluvial sediment supply. *Mar. Geol.* 417, 106038. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106038>

Anthony, E.J., Besset, M., Zainescu, F., Sabatier, F., 2021. Multi-decadal deltaic land-surface changes: Gauging the vulnerability of a selection of mediterranean and black sea river deltas. *J. Mar. Sci. Eng.* 9. <https://doi.org/10.3390/jmse9050512>

Aquino da Silva, A.G., Amaro, V.E., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., Heise, B., 2015. Spectral calibration of CBERS 2B multispectral satellite images to assess suspended sediment concentration. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 104, 53–62. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.011>

Aquino da Silva, A.G., Amaro, V.E., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., Heise, B., 2015. Spectral calibration of CBERS 2B multispectral satellite images to assess suspended sediment concentration. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 104, 53–62. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.011>

Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., 2016. Seismic stratigraphy as indicator of late Pleistocene and Holocene sea level changes on the NE Brazilian continental shelf. *J. South Am. Earth Sci.* 70, 188–197. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.001>

Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Vital, H., Schwarzer, K., 2019. Coastline change and offshore suspended sediment dynamics in a naturally developing delta (Parnaíba Delta, NE Brazil). *Mar. Geol.* 410, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.12.013>

Ashton, A.D., Giosan, L., 2011. Wave-angle control of delta evolution. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047630>

Barbosa, L.M., Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: Morphology and environmental controls. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 443–456. <https://doi.org/10.1002/esp.1040>

Bates, C.C., 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 37, 2119–2162.

Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T., Kalvová, J., 2014. Climate classification revisited: from Köppen to Trewartha 59, 1–13. <https://doi.org/10.3354/cr01204>

Besset, M., Anthony, E.J., Bouchette, F., 2019. Multi-decadal variations in delta shorelines and their relationship to river sediment supply: An assessment and review. *Earth-Science Rev.* 193, 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.018>

Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., 2017. River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. *Elem Sci Anth* 5, 54. <https://doi.org/10.1525/elementa.139>

Best, J., 2015. Anthropogenic Stresses on the World's Big Rivers. *Nat. Geosci.* 2015, 1–59. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0262-x>

- Bezerra Ferreira, T.A., Alain, Y., Perez, R., Stattegger, K., Vital, H., 2021. Evaluation of decadal shoreline changes along the Parnaíba Delta (NE Brazil) using satellite images and statistical methods 202. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105513>
- Bhattacharya, J.P., Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187–210. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00545.x>
- Bhattacharya, J.P., Sheriff, R.E., Rm, S.R., 2006. DELTAS WHAT ARE DELTAS. Bird, E.C.F., 2008. Coastal Geomorphology: An Introduction. Wiley. West Sussex 436p.
- Bittencourt, A.C. da S.P., Dominguez, J.M.L., Moita Filho, O., 1990. Variações Texturais Induzidas Pelo Vento Nos Sedimentos Da Face Da Praia (Praia De Atalaia, Piauí). *Rev. Bras. Geociências* 20, 201–207. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1990201207>
- Bittencourt, A.C.D.S., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Silva, I.R., 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. *Mar. Geol.* 219, 219–234. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.006>
- Bittencourt, A.C.D.S.P., Dominguez, J.M.L., Fontes, L.C.S., Sousa, D.L., Silva, I.R., Da Silva, F.R., 2007. Wave Refraction, River Damming, and Episodes of Severe Shoreline Erosion: The São Francisco River Mouth, Northeastern Brazil. *J. Coast. Res.* 234, 930–938. <https://doi.org/10.2112/05-0600.1>
- Boak, E.H., Turner, I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *J. Coast. Res.* 214, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Chander, G., Markham, B.L., Helder, D.L., 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sens. Environ.* 113, 893–903. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.007>
- Cruz, D.B.L.T., Vital, H., Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Gois Smith, F.S., Perez, Y.A., 2023. Assessing Holocene Evolution of the Parnaiba River Delta using Petrophysical, Radiocarbon Dating, and Sedimentological Analysis. *Quat. Environ. Geosci.* 14, 35–45. <https://doi.org/10.5380/abequa.v14i2.89283>
- Cowell, P. J., & Thom, B. G. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. In: R. W. G. Carter, & C. D. Woodroffe, (Eds), Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dada, O.A., Li, G., Qiao, L., Asiwaju-Bello, Y.A., Anifowose, A.Y.B., 2018. Recent Niger Delta shoreline response to Niger River hydrology: Conflict between forces of Nature and Humans. *J. African Earth Sci.* 139, 222–231. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.023>
- da Silva, F.E., Vital, H., 2019. Quantifying the high coastal dynamics of tropical mesotidal barrier island-spit systems: case study in Northeast Brazil. *Geo-Marine Lett.* <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00610-1>
- de Oliveira, E.N., Knoppers, B.A., Lorenzetti, J.A., Medeiros, P.R.P., Carneiro, M.E., de Souza, W.F.L., 2012. A satellite view of riverine turbidity plumes on the NE-E Brazilian coastal zone. *Brazilian J. Oceanogr.* 60, 283–298. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592012000300002>
- de Jong, P., Tanajura, C.A.S., Sánchez, A.S., Dargaville, R., Kiperstok, A., Torres, E.A., 2018. Hydroelectric production from Brazil's São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability. *Sci. Total Environ.* 634, 1540–1553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.256>

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C. da S.P., Martin, L., 1981. Esquema Evolutivo Da Sedimentação Quaternária Nas Feições Deltaicas Dos Rios São Francisco (Se/Al), Jequitinhonha (Ba), Doce (Es) E Paraíba Do Sul (Rj). *Rev. Bras. Geociências* 11, 227–237. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1981227237>

Dominguez, M.D., Martin, L.J., Bittencourt, A.C.D.S.P., 1982. Evolução Paleográfica do Delta do Rio Jequitinhonha durante o quaternario: influência das variações do nível do mar.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C. da S.P., Martin, L., 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geociências* 13, 98–105. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.198313298105>

Dominguez, J.M.L., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. *Sea-level Fluct. Coast. Evol.* 115–127. <https://doi.org/10.2110/pec.87.41.0115>

Dominguez, J., Martin, L., Bittencourt, A., 2006. Climate change and episodes of severe erosion at the Jequitinhonha Strandplain SE Bahia, Brazil. *J. Coast. Res* 39, 1894–1897.

Dominguez, J., 1996. The São Francisco Strandplain: A Paradigm for wave-dominated deltas? 217–231.

Dominguez, J.M.L., 1990. Deltas Dominados Por Ondas: Críticas Às Idéias Atuais Com Referencia Particular Ao Modelo De Coleman & Wright. *Rev. Bras. Geociências* 20, 352–361. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1990352361>

Dominguez, J., Bittencourt, A., Nascimento, L., Santos, A., 2016a. Beaches in the State of Bahia: The Importance of Geologic Setting. pp. 307–332. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_12

Dominguez, J., Bittencourt, A., Santos, A., Nascimento, L., 2016b. The Sandy Beaches of the States of Sergipe-Alagoas. pp. 281–305. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_11

Dominguez, J. M. L.; Guimarães, J. K. ; Bittencourt, A.S.P. Alagoas, Sergipe e Bahia. In: Dieter Muehe. (Org.). *Panorama da Erosão Costeira no Brasil*. 1ed.Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2018, v. 1, p. 381-431.

Dominguez, J.M.L., Guimarães, J.K., 2021. Effects of Holocene climate changes and anthropogenic river regulation in the development of a wave-dominated delta: The São Francisco River (eastern Brazil). *Mar. Geol.* 435. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106456>

Dominguez, J.M.L., 2023. The Wave-Dominated Deltas of Brazil. p. 266.

Santos, F.A.S., 2021. A Influência da assimetria do clima de ondas na morfologia dos deltas dominados por ondas da costa brasileira. UFBA.

Ferreira, A.C., Lacerda, L.D., 2016. Degradation and conservation of Brazilian mangroves, status and perspectives. *Ocean Coast. Manag.* 125, 38–46. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.03.011>

Florenzano, T. G. *Iniciação em Sensoriamento Remoto*, 3ª edição. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 128 p. ISBN 978857979750

Gaida, W., Breunig, F.M., Galvão, L.S., Ponzoni, F.J., 2020. Correção Atmosférica em Sensoriamento Remoto: Uma Revisão. *Rev. Bras. Geogr. Física* 13, 229. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.1.p229-248>

Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (M.L. Broussard, Ed.). Houston Geological Society, Houston, TX, pp. 87–98

Gens, R., 2010. Remote sensing of coastlines: Detection, extraction and monitoring. *Int. J. Remote Sens.* 31, 1819–1836. <https://doi.org/10.1080/01431160902926673>

Gernaat, D., Bogaart, P., Vuuren, D., Biemans, H., Niessink, R., 2017. High-resolution assessment of global technical and economic hydropower potential. *Nat. Energy* 2. <https://doi.org/10.1038/s41560-017-0006-y>

Gonçalves, J.A., Henriques, R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 104, 101–111. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.009>

Gois Smith, F.S., Vital, H., Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Reyes Perez, Y.A., 2021. Late Holocene evolution of the Parnaíba River Delta (Brazilian Equatorial Margin): Evidence of lobe switching process from mineralogical analysis and age dating on sediment cores. *J. South Am. Earth Sci.* 112. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103530>

Guimarães, J.K., 2010. Evolução do Delta do Rio São Francisco - Estratigrafia do Quaternário e Relações morfodinâmicas.

Hagenaars, G., de Vries, S., Luijendijk, A.P., de Boer, W.P., Reniers, A.J.H.M., 2018. On the accuracy of automated shoreline detection derived from satellite imagery: A case study of the sand motor mega-scale nourishment. *Coast. Eng.* 133, 113–125. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.12.011>

Hapke, C.J., Himmelstoss, E.A., Kratzmann, M., List, J.H., Thieler, E.R., 2010. National assessment of shoreline change; historical shoreline change along the New England and Mid-Atlantic coasts: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1118. *U.S. Geol. Surv. Open-File*, 57 p.

Hartwig, M.E., Gama, F.F., da Silva, J.L., Jofré, G.C., Mura, J.C., 2023. The significance of geological structures on the subsidence phenomenon at the Maceió salt dissolution field (Brazil). *Acta Geotech.* 18, 5551–5573. <https://doi.org/10.1007/s11440-023-01846-z>

Higgins, S., Overeem, I., Steelker, M., Syvitski, J.P.M., Seeber, L., Akhter, S., 2014. InSAR measurements of compaction and subsidence in the Ganges-Brahmaputra Delta, Bangladesh. *AGUS Publ.* 300–316. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JF003117>

Hori, K., 2022. *Deltas. Treatise Geomorphol.* 8, 527–543. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818234-5.00070-5>

IBGE – 2005. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diagnóstico ambiental da bacia do rio Jequitinhonha: diretrizes gerais para a ordenação territorial. Departamento de Recursos Naturais

Ibáñez, C., Benito, X., Reyes, E., Day, J.W., Alcaraz, C., Prado, P., Trobajo, R., Caiola, N., Syvitski, J.P.M., 2018. Basin-scale land use impacts on world deltas: Human vs natural forcings. *Glob. Planet. Change* 173, 24–32. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.12.003>

IPCC, 2023. Ocean, Cryosphere and Sea Level Change, Climate Change 2021 – The Physical Science Basis. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>

Jensen, J.R., 2009. Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective Information, 2 edition. ed. Pearson Prentice Hall.

Leite, C.A.S., Souza, J.D., Silva, S.L., Kosin, M., Silva, L.C., Bento, R. V., Santos, Vieira, V.S., Camozzato, E., Paes, V.J.C., Netto, C., Junqueira, P.A. 2004. Folha

- SE.24-Rio Doce. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de., (eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM
- Kelly, J.T., Gontz, A.M., 2018. Using GPS-surveyed intertidal zones to determine the validity of shorelines automatically mapped by Landsat water indices. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 65, 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.10.007>
- Khan, A., Govil, H., Khan, H.H., Kumar Thakur, P., Yunus, A.P., Pani, P., 2022. Channel responses to flooding of Ganga River, Bihar India, 2019 using SAR and optical remote sensing. *Adv. Sp. Res.* 69, 1930–1947. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.08.039>
- Komar, P.D., 2012. Coastal Erosion Processes and Impacts: The Consequences of Earth's Changing Climate and Human Modifications of the Environment, Treatise on Estuarine and Coastal Science. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00314-4>
- Kuenzer, C., Heimhuber, V., Huth, J., Dech, S., 2019. Remote Sensing for the Quantification of Land Surface Dynamics in Large River Delta Regions — A Review 1–43.
- Kuenzer, C., Ottinger, M., Wegmann, M., Guo, H., Wang, C., Zhang, J., Dech, S., Wikelski, M., 2014. Earth observation satellite sensors for biodiversity monitoring: potentials and bottlenecks. *Int. J. Remote Sens.* 35, 6599–6647. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.964349>
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W. and Chipman, J.W. (2004) Remote Sensing and Image Interpretation. 5th Edition, John Wiley, New York.
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., Luijendijk, A., 2018. The State of the World's Beaches. *Sci. Rep.* 8, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast: The role of relative sea-level variation and of shoreline drift. *Quaternary coastal geology of West Africa and South America. UNESCO Reports in Marine Science* 43, 97–145.
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B., Landim de Souza, W.F., Oliveira, E.N., 2011. Aporte de sedimentos em suspensão no baixo Rio São Francisco (SE/AL), em diferentes condições hidrológicas. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* 15, 42. <https://doi.org/10.14210/bjast.v15n1.p42-53>
- Marchesiello, P., Nguyen, N.M., Gratiot, N., Loisel, H., Anthony, E.J., Dinh, C.S., Nguyen, T., Almar, R., Kestenare, E., 2019. Erosion of the coastal Mekong delta: Assessing natural against man induced processes. *Cont. Shelf Res.* 181, 72–89. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.05.004>
- McFeeters, S.K., 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *Int. J. Remote Sens.* 17, 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B.A., Júnior, R.C.D.S., Souza, W.F.L. d., 2007. Aporte Anual Do Material Em Suspensão E Sua Dispersão Na Zona Costeira Do Rio São Francisco (Se/Al). *Geochim. Bras.* 21, 212–231.
- Medeiros, P.R.P., Santos, M.M. dos, Cavalcante, G.H., Souza, W.F.L. De, Silva, W.F. da, 2014. Características ambientais do Baixo São Francisco (AL/SE): efeitos de barragens no transporte de materiais na interface continente-oceano. *Geochim. Bras.* 28, 65–78. <https://doi.org/10.5327/z0102-9800201400010007>
- Meneses, P. R. & Almeida, T., 2012. Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. UnB, Brasília., 1 edition. ed. UNB, Brasília.

- Mentaschi, L., Voudoukas, M.I., Pekel, J.F., Voukouvalas, E., Feyen, L., 2018. Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Sci. Rep.* 8, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w>
- Munasinghe, D., 2021. A Review of Satellite Remote Sensing Techniques of River Delta Morphology Change.
- Nagel, G.W., Darby, S.E., Leyland, J., 2023. The use of satellite remote sensing for exploring river meander migration. *Earth-Science Rev.* 247, 104607. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104607>
- Nervino, M., 2023. Vulnerabilidade do Delta do Rio Jequitinhonha (Nordeste do Brasil) às Mudanças climáticas. Universidade Federal da Bahia.
- Nicolodi, J.L., Petermann, R.M., 2010. Potential vulnerability of the Brazilian coastal zone in its environmental, social, and technological aspects. *Panam. J. Aquat. Sci.* 5, 184–204. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Nimer, E., 1989. Climatologia do Brasil. IBGE. Rio de Janeiro. 422p.
- Nicholls, R.J., Adger, N., Hutton, C.W., Hanson, S.E., 2020. Deltas in the Anthropocene.
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Edmonds, D.A., Hoitink, A.J.F., Kettner, A.J., Rowland, J.C., Törnqvist, T.E., 2020. Global-scale human impact on delta morphology has led to net land area gain. *Nature* 577, 514–518. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1905-9>
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Giosan, L., 2016. Littoral steering of deltaic channels. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 204–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.018>
- Oliveira, P.T.S., Wendland, E., Nearing, M.A., 2013. Rainfall erosivity in Brazil: A review. *Catena* 100, 139–147. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.08.006>
- Ouellette, W., Getinet, W., 2016. Remote sensing for Marine Spatial Planning and Integrated Coastal Areas Management: Achievements, challenges, opportunities and future prospects. *Remote Sens. Appl. Soc. Environ.* 4, 138–157. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2016.07.003>
- Ozturk, D., Sesli, F.A., 2015. Shoreline change analysis of the Kizilirmak Lagoon Series. *Ocean Coast. Manag.* 118, 290–308. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.03.009>
- Özpolat, E., Demir, T., 2019. The spatiotemporal shoreline dynamics of a delta under natural and anthropogenic conditions from 1950 to 2018 : A dramatic case from the Eastern Mediterranean. *Ocean Coast. Manag.* 180, 104910. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.104910>
- Pardo-Pascual, J.E., Sánchez-García, E., Almonacid-Caballer, J., Palomar-Vázquez, J.M., de los Santos, E.P., Fernández-Sarría, A., Balaguer-Beser, Á., 2018. Assessing the accuracy of automatically extracted shorelines on microtidal beaches from landsat 7, landsat 8 and sentinel-2 imagery. *Remote Sens.* 10, 1–20. <https://doi.org/10.3390/rs10020326>
- Paula, J.E., de Moraes, J.O., de Carvalho Baptista, E.M., Gomes, M.L., de Souza Pinheiro, L., 2016. Piauí Beach Systems. pp. 153–174. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_6
- Paula, J.E. de A., 2013. Dinâmica Morfológica Da Planície Costeira Do Estado Do Piauí : Evolução , Comportamento Dos Processos Costeiros E a Variação Da Linha De Costa. 241.
- Pianca, C., Mazzini, P.L.F., Siegle, E., 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian J. Oceanogr.* 58, 53–70. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592010000100006>

- Pickens, A.H., Hansen, M.C., Hancher, M., Stehman, S. V., Tyukavina, A., Potapov, P., Marroquin, B., Sherani, Z., 2020. Mapping and sampling to characterize global inland water dynamics from 1999 to 2018 with full Landsat time-series. *Remote Sens. Environ.* 243, 111792. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111792>
- Pranzini, E., 2001. Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany, Italy. *Geomorphology* 38, 125–132.
- Silva, V. de A., Lämmle, L., Filho, A.P., 2021. Changes in the low course of the Jequitinhonha river and their geomorphological impacts in the delta: the case of the Itapebi Hydroelectric Plant, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geogr. Fis.* <https://doi.org/10.26848/RBGF.V14.5.P2840-2850>
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.-M., Azevedo, A.E.G. DE, 1985. Flutuações Do Nível Relativo Do Mar Durante O Quaternário Superior Ao Longo Do Litoral Brasileiro E Suas Implicações Na Sedimentação Costeira. *Rev. Bras. Geociências* 15, 273–286. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1985273286>
- Szczygielski, A., Stattegger, K., Schwarzer, K., Koenig, J., 2014. Evolution of the Parnaíba Delta (NE Brazil) during the late Holocene Evolution of the Parnaíba Delta (NE Brazil) during the late Holocene. <https://doi.org/10.1007/s00367-014-0395-x>
- Rahman, M.K., Crawford, T.W., Islam, M.S., 2022. Shoreline Change Analysis along Rivers and Deltas: A Systematic Review and Bibliometric Analysis of the Shoreline Study Literature from 2000 to 2021. *Geosci.* 12, 1–11. <https://doi.org/10.3390/geosciences12110410>
- Rodriguez, A.B., McKee, B.A., Miller, C.B., Bost, M.C., Atencio, A.N., 2020. Coastal sedimentation across North America doubled in the 20th century despite river dams. *Nat. Commun.* 11, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16994-z>
- Schmitt, R.J.P., Minderhoud, P.S.J., 2023. Data, knowledge, and modeling challenges for science-informed management of river deltas. *One Earth* 6, 216–235. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2023.02.010>
- Scott, A.J.; Fisher, W.L. Delta systems and deltaic deposition. Discussion notes. Austin: Department of Geological Sciences, Bureau of Economic Geology, University of Texas, 1969.
- Souza, C.R. de G., 2009. A Erosão Costeira e os Desafios da Gestão Coastal Erosion and the Coastal Zone Management Challenges in Brazil. *Rev. da Gestão Costeira Integr.* 9, 17–37. <https://doi.org/10.5894/rgci147>
- Suguio, K., 2003. *Geologia Sedimentar*. Ed. Blücher, São Paulo, 400 p.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* (80-.). 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Syvitski, J.P.M., 2008. Deltas at risk. *Sustain. Sci.* 3, 23–32. <https://doi.org/10.1007/s11625-008-0043-3>
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Overeem, I., Hutton, E.W.H., Hannon, M.T., Brakenridge, G.R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., Nicholls, R.J., 2009. Sinking deltas due to human activities. *Nat. Geosci.* 2, 681–686. <https://doi.org/10.1038/ngeo629>
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J., Ergul, A., 2017. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change (ver.4.4, July 2017 (No. 4.4).

Toure, S., Diop, O., Kpalma, K., Maiga, A., 2019. Shoreline Detection using Optical Remote Sensing: A Review. *ISPRS Int. J. Geo-Information* 8, 75. <https://doi.org/10.3390/ijgi8020075>

Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coast. Eng.* 150, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>

Williams, A.T., Rangel-Buitrago, N., Pranzini, E., Anfuso, G., 2018. The management of coastal erosion. *Ocean Coast. Manag.* 156, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.03.022>

Xu, H., 2006. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *Int. J. Remote Sens.* 27, 3025–3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>

Zanotta, D.;Ferreira, M.;Zortea, M. *Processamento de Imagensde Satélite.1º edição.*São Paulo: Oficina de Textos, 2019

Zhou, X., Wang, J., Zheng, F., Wang, H., Yang, H., 2023. An Overview of Coastline Extraction from Remote Sensing Data.

Zhu, Z., 2017. Change detection using landsat time series: A review of frequencies, preprocessing, algorithms, and applications. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 130, 370–384. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.06.013>