



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

TESE DE DOUTORADO Nº 175

**A PLUMA DO RIO AMAZONAS: FONTE, DINÂMICA
E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS PARA
ESTUÁRIOS E MANGUEZAIS DO LITORAL LESTE
AMAZÔNICO**

Tese apresentada por:

ARIANE MARIA MARQUES DA SILVA
Orientador: Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (UFPA)

**BELÉM - PARÁ
2024**

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

- S586p Silva, Ariane Maria Marques da.
A pluma do rio Amazonas: fonte, dinâmica e transporte de
sedimentos para estuários e manguezais do litoral leste
amazônico /Ariane Maria Marques da Silva. — 2024.
xix, 144 f. : il. color.
- Orientador (a): Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto
de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Belém, 2024.
1. Macromarés. 2. Plataforma continental interna. 3. Zona de
turbidez máxima. 4. Zona Costeira Amazônica (ZCA). I.Título.

CDD 558.115



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

A PLUMA DO RIO AMAZONAS: FONTE, DINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS PARA ESTUÁRIOS E MANGUEZAIS DO LITORAL LESTE AMAZÔNICO

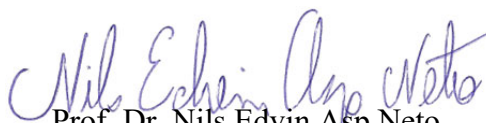
Tese apresentada por

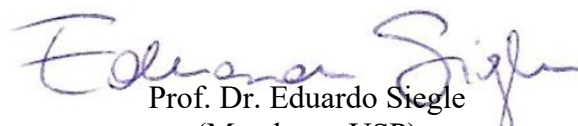
ARIANE MARIA MARQUES DA SILVA

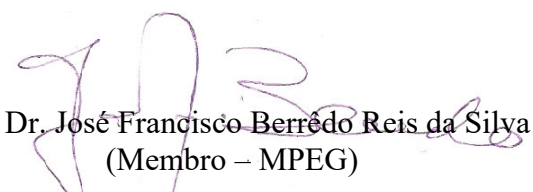
**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA e
Linha de Pesquisa Geologia Marinha e Costeira.**

Data de Aprovação: 14 / 06 / 2024

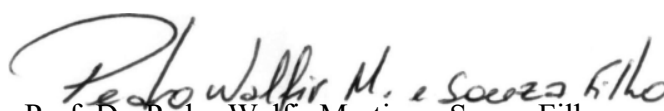
Banca Examinadora:


Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Eduardo Siegle
(Membro – USP)


Prof. Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva
(Membro – MPEG)


Prof. Dr. Pedro Andrés Chira Oliva
(Membro – UFPA)


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

*Aos meus pais, Elso e Jesus, à minha avó Nazaré
Marques e aos meus irmãos, Elciane e Alexandre.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus pela coragem e força para realizar mais um sonho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e ao Programa de Doutorado Sanduíche no Exterior (PDSE - CAPES) pelo financiamento dos projetos e concessão da bolsa de doutorado e doutorado sanduíche, os quais foram fundamentais para a realização e conclusão da presente Tese.

Agradeço à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG), ao Instituto de Estudos Costeiros (IECOS) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo apoio institucional, financeiro e pela oportunidade de ingresso no doutorado.

Ao meu orientador, Professor Doutor Nils Asp, por me apoiar e incentivar durante toda minha trajetória acadêmica. Muito obrigada pela orientação, paciência, compreensão e pela amizade ao longo desses anos.

À minha supervisora Andrea Ogston, que gentilmente me recebeu na *University of Washington* e aceitou me orientar durante seis meses. As contribuições científicas da Professora Andrea Ogston foram muito importantes para alcançar os objetos propostos na presente Tese.

À *University of Washington* e à *School of Oceanography* por todo suporte e infraestrutura fornecidos durante o doutorado sanduíche.

Aos colegas Hannah, Sarah, Evan e Mariah que foram meus companheiros de coletas, aulas e momentos de descontração na UW.

Agradeço à Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro (UENF) e à Universidade de São Paulo (USP) por todo auxílio no processamento das amostras.

Pela banca formada pelos Professores Dr. Eduardo Siegle, Dr. Inácio Pestana, Dr. José Berrêdo, Dr. Pedro Chira e Dr. Pedro Walfir Souza-Filho, pela leitura crítica e contribuições para o enriquecimento da presente Tese.

À Cleida Freitas por todo auxílio e suporte durante os seis anos que fui aluna do PPGG, como mestranda e doutoranda.

Agradeço de todo coração aos meus familiares: meu pai Elso Coelho, minha mãe Jesus Marques, minhas avós Nazaré Marques e Aparecida Nunes, meu avô Francisco Laerte e aos meus irmãos Elciane Marques e Alexandre Marques. Vocês são as pessoas mais importantes na

minha vida. Obrigada por estarem sempre ao meu lado.

À minha madrinha, Valéria Risuenho, por todo apoio, incentivo e mensagens positivas durante toda minha trajetória acadêmica.

Aos meus melhores amigos Jéssica Louise, Rodrigo Petry e Marcos Matos que sempre tornaram minha caminhada acadêmica mais leve e sempre acreditaram que eu conseguiria.

Aos coelgas do Laboratório de Geologia Costeira (LAGECO/UFPA): Clauber, Eduardo, Ellyda, Italo, João, Karol, Letícia, Luciane, Luiz, Marlana (*in memoriam*), Maurício, Paula, Paulo, Sheyla, Shirley, Vando e Victor.

Agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para elaboração e finalização deste trabalho.

“Se eu vi mais longe, foi por estar sobre ombros
de gigantes”

Isaac Newton

RESUMO

O setor sudeste da Zona Costeira Amazônica (*Southeastern Amazon Coastal Zone – SACZ*) inclui a mais extensa faixa contínua de manguezais do mundo, com mais de 20 estuários de macromarés. Nessa área, um grande volume de sedimentos finos tem se depositado durante o Holoceno, porém, sabe-se que os rios locais são de água preta, transportando pequenas quantidades de sedimentos em suspensão. Desta forma, nos últimos anos, surgiram questionamentos relacionados às principais fontes e os mecanismos de transporte de sedimentos finos para os estuários e para o desenvolvimento dos manguezais na região. Recentemente, foi evidenciada a existência de uma fonte offshore de sedimentos lamosos para os manguezais. Por sua proximidade, o rio Amazonas tem sido visto como o provável fornecedor de sedimentos, com uma vazão média de $170 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e concentração de sedimentos em suspensão de $\sim 80 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, o que representaria uma fonte praticamente inexaurível de lama tanto para os estuários quanto para os manguezais. Porém, a proveniência e processos de transporte pelos quais a lama do Amazonas alcançaria a SACZ, propiciando a grande progradação dos manguezais, não são ainda completamente compreendidos, uma vez que, a pluma do Amazonas é principalmente derivada para noroeste. Neste sentido, a constituição sedimentar da plataforma interna e seu retrabalhamento precisam ser também avaliados, bem como a possibilidade de suprimento de lamas a leste da região de estudo. O presente estudo visou a integração e complementação de esforços acerca da dinâmica de sedimentos nos estuários (Mocajuba, Caeté e Gurupi) e manguezais da SACZ, combinando estudos na plataforma continental interna. Para tal, ferramentas e abordagens da hidrodinâmica, sedimentologia e biogeoquímica foram utilizadas para a identificação e entendimento das fontes e mecanismos de transporte de sedimentos lamosos para o setor, compondo um gradiente de distância da foz do rio Amazonas, bem como uma escala de dimensões das bacias hidrográficas locais. O estuário do rio Mocajuba apresenta aspectos bastante peculiares quanto a morfologia e hidrodinâmica. A morfologia do estuário é fortemente influenciada pela evolução estrutural e pelas falhas causadas pelos eventos neotectônicos desde o Neógeno, resultando em áreas profundas e retilíneas nas porções inferior e média do estuário. A maré se propaga estuário adentro sem sofrer significativas deformações, resultado da combinação entre a morfologia herdada e a hidrodinâmica. A salinidade apresentou maiores valores durante os períodos secos, enquanto a concentração de sedimentos em suspensão foi maior durante os períodos chuvosos. A circulação estuarina no Mocajuba é similar aos fiordes, devido a profundidade, porém, sem estratificação de salinidade. Não houve

formação da zona de turbidez máxima estuarina devido às áreas de alta profundidade, baixas velocidades de corrente e baixa concentração de sedimentos em suspensão. No entanto, em ambos os períodos, uma “cunha turva” foi observada perto da foz do estuário, evidenciando a influência da pluma do rio Amazonas. O estuário do rio Caeté é classificado como planície costeira, dominado por marés, com regime semidiurno e consideráveis variações durante as fases de sizígia e quadratura. Do ponto de vista científico, este é um dos estuários mais conhecidos da SACZ, com trabalhos abrangendo áreas da geologia, geomorfologia, hidrodinâmica, sedimentologia, geoquímica, biogeoquímica, ecologia em geral, dentre outras áreas. Para a presente Tese, o estuário do Caeté foi considerado um “estuário modelo” devido a localização geográfica (em relação às distâncias da foz do rio Amazonas e dos estuários dos rios Mocajuba e Gurupi), o tamanho da bacia hidrográfica e os dados disponíveis em artigos científicos que comprovam a influência de uma fonte externa de sedimentos finos. O Gurupi é um típico estuário de planície costeira, raso, em formato de funil, dominado por maré, porém, parcialmente misturado. A salinidade e concentração de sedimentos em suspensão foram maiores na foz e diminuíram a montante. A zona de turbidez máxima estuarina foi observada em ambas as estações, porém, o aumento da descarga fluvial atenuou e deslocou essa zona em direção ao mar. A maré se propagou assimetricamente, com efeito hipsíncrono próximo à foz, sendo atenuado a montante. No que se refere a matéria orgânica sedimentar, os dados evidenciaram que as amostras estuarinas apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos, como resultado da maior influência terrestre e dos manguezais. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras coletadas na plataforma interna apresentaram valores menos negativos, indicando mistura entre as fontes de carbono marinha e manguezais. Além disso, os resultados evidenciaram que o tamanho da bacia de drenagem dos rios locais também é um fator relevante na dinâmica de matéria orgânica. O rio Gurupi, por exemplo, é grande o suficiente para contribuir com sedimentos orgânicos e terrígenos para o estuário e para plataforma interna. Em síntese, os estuários da SACZ são caracterizados pelo regime de macromarés, sujeitos aos aspectos particulares da geologia, geomorfologia e do rio local. No estuário do Mocajuba, a morfologia herdada apresentou forte influência nos processos hidrodinâmicos e sedimentares. Por outro lado, no estuário do Gurupi, a elevada vazão fluvial teve papel fundamental na dinâmica estuarina.

Palavras-chave: Macromarés; Plataforma Continental Interna; Zona de Turbidez Máxima; Zona Costeira Amazônica (ZCA).

ABSTRACT

The Southeastern Amazon Coastal Zone (SACZ) includes the largest mangroves belt in the world and more than 20 macrotidal estuaries. In this area, a large volume of fine sediments has been deposited during the Holocene, however, it is known that the local rivers are black water rivers, carrying small amounts of suspended sediment. Therefore, since decades the sources and transport mechanisms of fine sediments to estuaries and mangroves have been speculated and investigated. It was recently demonstrated the existence of an offshore source of muddy sediments to the mangroves. Due to its proximity, the Amazon River has been seen as the probable main source of sediments, where an average flow of $170 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and suspended sediment concentrations in the order of $80 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ would represent a nearly inexhaustible source of mud to both estuaries and mangroves. However, the provenance and transport processes by which the mud of the Amazon would reach the SACZ, providing mangrove progradation, are not yet understood, since the plume is mostly drifted to northwest. In this context, the sedimentary constitution of the inner continental shelf and its reworking must also be evaluated, as well as the possibility of mud supply to the east of the study region. The present study aimed to integrate and complement efforts on sediment dynamics in the estuaries (Mocajuba, Caeté and Gurupi) and mangroves of the SACZ, combining studies on the inner continental shelf. Therefore, tools and approaches from hydrodynamics, sedimentology and biogeochemistry were used to identify and understand the sources and transport mechanisms of muddy sediments for the sector, composing a distance gradient from the mouth of the Amazon River, as well as a gradient of the drainage basins size. The Mocajuba estuary presents quite peculiar aspects in terms of morphology and hydrodynamics. The morphology of the estuary is strongly influenced by structural evolution and faults caused by neotectonic events since the Neogene, resulting in deep and straight areas in the lower and middle portions of the estuary. The tide propagates into the estuary without significant deformations, as a result of the combination between inherited morphology and hydrodynamic aspects. Salinity showed higher values during dry seasons, while the concentration of suspended sediment was higher during rainy seasons. Estuarine circulation in Mocajuba is similar to fjord because of the deep, however, without salinity stratification. The estuarine turbidity maxima zone did not occur due to the high depth areas, low current velocities, and low suspended sediments concentration. However, a “high turbidity wedge” was observed near the mouth of the estuary, evidencing the Amazon River plume influence. The Caeté estuary is classified as a coastal plain, tide-dominated, with a semidiurnal regime and considerable variations during the spring and neap phases. From a scientific point

of view, this is one of the most studied estuaries in the SACZ, including geology, geomorphology, hydrodynamics, sedimentology, geochemistry, biogeochemistry, ecology in general, among other studies areas. For this Thesis, the Caeté estuary was considered a “model estuary” due to its geographic location (regarding to the Amazon River mouth, Mocajuba and Gurupi estuaries distances), the hydrographic basin size and especially because of the data available in scientific articles that prove the influence of an offshore source of fine sediments. Gurupi is a typical coastal plain estuary, shallow, funnel-shaped, tide-dominated, but partially mixed. Salinity levels and suspended sediment concentrations were higher at the mouth and decreased upstream. The estuarine turbidity maxima zone was observed in both seasons, however, the increase in river discharge, during the rainy season, attenuated and displaced this zone seaward. The tide propagated asymmetrically, with hypersynchronous behavior near the mouth, being attenuated upstream. Regarding sedimentary organic matter, the data showed that estuarine samples present more negative $\delta^{13}\text{C}$ values, as a result of stronger terrestrial and mangroves influences. The $\delta^{13}\text{C}$ values of samples collected on the inner shelf showed less negative values, indicating a mixture between marine and mangrove carbon sources. Furthermore, the results showed that the size of the drainage basin of local rivers is also a relevant factor in the dynamics of organic matter. The Gurupi River, for example, is large enough to contribute organic and terrigenous sediments to the estuary and internal shelf. In summary, the SACZ estuaries are characterized by the macrotidal regime, subject to singular aspects of geology, geomorphology and the local river. In the Mocajuba estuary, inherited morphology had a strong influence on hydrodynamic and sedimentary processes. In the Gurupi estuary, the high river flow played a fundamental role in the estuarine dynamics.

Keywords: Macro tides; Continental Inner Shelf; Estuarine Turbidity Maxima; Amazon Coastal Zone (ZCA).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPITULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Figura 1- Localização da Zona Costeira Amazônica (modificado de Silva 2019).....	12
Figura 2- Classificação de estuários baseada em aspectos morfológicos (modificado de Miranda <i>et al.</i> 2002).....	14
Figura 3- Classificação de estuários baseada na estratificação de salinidade (modificado de Valle-Levinson 2010).....	15
Figura 4- Esquema mostrando os processos que ocorrem em estuários dominados por maré: (A) Aspectos relacionados à sua morfologia, (B) Comportamento da energia de cada forçante em diferentes setores estuarinos, (C) Variação longitudinal do tamanho (modificado de Dalrymple & Choi 2007).....	17
Figura 5- Modelo esquemático evidenciando os processos que ocorrem em um sistema estuarino e a localização da zona de máxima turbidez estuarina (Modificado de Miranda <i>et al.</i> 2002).....	19

CAPITULO 3 MATERIAL E MÉTODOS

Figura 1- Em (a) Localização da Zona Costeira Amazônica; (b) Localização do estuário do rio Mocajuba.	25
Figura 2- Mapa geológico dá área na qual está situado o estuário do rio Mocajuba.....	26
Figura 3- Em (a) Localização da Zona Costeira Amazônica; (b) Localização do estuário do rio Caeté.....	28
Figura 4- Mapa geológico dá área na qual está situado o estuário do rio Caeté.	29
Figura 5- Em (a) Localização da Zona Costeira Amazônica; (b) Localização do estuário do rio Gurupi.....	30
Figura 6- Mapa geológico dá área na qual está situado o estuário do rio Gurupi.	32
Figura 7- Mapa evidenciando a Plataforma Continental Amazônica e a localização dos três estuários (Mocajuba, Caeté e Gurupi) alvos do presente estudo (Fonte: compilação de dados batimétricos DHN, dados topográficos SRTM, e digitalização própria de contornos e cursos de drenagem).	33
Figura 8- Fluxograma resumindo a metodologia utilizada na presente Tese.	35
Figura 9- Equipamentos utilizados nas coletadas de dados batimétricos.	36

Figura 10- (A) Equipamento CTD utilizado nas coletas longitudinais e em (B) esquema de coleta dos perfis longitudinais.	37
Figura 11- Esquema de coleta utilizando ADCP, evidenciando o perfil transversal, de margem a margem no estuário.	37
Figura 12- (A) Marégrafo utilizado para obtenção de dados de variação de nível d'água e (B) esquema de obtenção de dados transversais, utilizando ADCP e marégrafos.	38
Figura 13- (A) Esquema de amostragem de sedimentos de fundo e em suspensão ao longo dos estuários e nas áreas de manguezais, (B) draga utilizada nas coletas, (C) e (D) amostras de sedimentos coletadas no estuário do rio Mocajuba.	39
Figura 14- Equipamentos utilizados nas análises granulométricas dos sedimentos.	40
Figura 15- Análise do MPS em laboratório de acordo com a metodologia proposta por Strickland & Parsons (1972).	43
Figura 16- Diagrama de estratificação utilizando o <i>Froude number</i> e <i>Mixing number</i> . A linha sólida em vermelho representa o valor de M onde a camada limite de maré pode atingir a superfície. As linhas tracejadas em vermelho representam o valor de M que separa os estuários que sempre permanecem estratificados daqueles em que a estratificação pode variar de acordo com os ciclos de maré (Modificado de Geyer & MacCready 2014).	45

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Cronograma das coletas realizadas nos estuários.....	35
Tabela 2- Classificação textural dos sedimentos de acordo com Wentworth (1922). Os valores da terceira coluna marcados com * estão em escala μ , sendo $1 \mu = 0,001\text{mm}$ (Modificado de Dias 2004).....	41
Tabela 3- Classificação de sedimentos com relação ao grau de seleção, segundo Folk & Ward (1957).	42
Tabela 4- Classificação de sedimentos com relação ao grau de assimetria, segundo Folk & Ward (1957) (Modificado de Dias 2004).	42
Tabela 5- Pacotes do programa RStudio que foram utilizados nas análises estatísticas e suas principais funções.	47

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 INTRODUÇÃO	2
1.3 MOTIVAÇÃO E JUSTIFICATIVA	4
1.4 PROBLEMÁTICA E HIPÓTESE	7
1.4.1 Hipótese	8
1.5 OBJETIVOS	9
1.5.1 Objetivo geral	9
1.5.2 Objetivos específicos	9
CAPÍTULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	11
2.1 ZONA COSTEIRA AMAZÔNICA	11
2.2 DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS	13
2.3 ESTUÁRIOS AMAZÔNICOS	16
2.4 DINÂMICA SEDIMENTAR E O PAPEL DOS MANGUEZAIS	18
2.5 CARACTERIZAÇÃO DA FONTE E COMPOSIÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA NOS SEDIMENTOS COM USO DE BIOGEOQUÍMICA	22
CAPÍTULO 3 MATERIAL E MÉTODOS	25
3.1 ÁREA DE ESTUDO	25

3.1.1 Estuário do rio Mocajuba	25
3.1.1.1 Localização	26
3.1.1.2 Contexto Geológico.....	27
3.1.1.3 Características geomorfológicas	27
3.1.2 Estuário do rio Caeté.....	27
3.1.2.1 Localização	27
3.1.2.2 Contexto Geológico.....	28
3.1.2.3 Características geomorfológicas	29
3.1.3 Estuário do rio Gurupi.....	30
3.1.3.1 Localização	30
3.1.3.2 Contexto Geológico.....	31
3.1.3.3 Características geomorfológicas	32
3.1.4 Plataforma Continental Amazônica.....	33
3.2 METODOLOGIA.....	34
3.2.1 Morfologia	36
3.2.2 Hidrodinâmica	36
3.2.3 Sedimentologia.....	38
3.2.3.1 Coletas de sedimentos.....	38
3.2.3.2 Eliminação de C.T. e M.O.....	39
3.2.3.3 Análises granulométricas.....	40
3.2.3.4 Classificação textural dos sedimentos.....	40
3.2.4 Análise do Material Particulado em Suspensão (MPS)	43
3.2.5 Fluxos residuais de água e sedimento	44
3.2.6 Circulação estuarina	45
3.2.7 Análises biogeoquímicas.....	46
3.2.8 Análises estatísticas	47
 CAPÍTULO 4 IMPACTS OF INHERITED MORPHOLOGY AND OFFSHORE SUSPENDED-SEDIMENT LOAD IN AN AMAZON ESTUARY	 48

CAPÍTULO 5 IMPLICATIONS OF A LARGE RIVER DISCHARGE ON THE DYNAMICS OF A TIDE-DOMINATED AMAZONIAN ESTUARY.....	73
CAPÍTULO 6 DISTRIBUTION AND SOURCES OF THE SEDIMENTARY ORGANIC MATTER IN THE AMAZON COAST.....	96
CAPÍTULO 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
REFERÊNCIAS.....	122

CAPÍTULO 1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 APRESENTAÇÃO

O presente documento consiste em uma Tese de Doutorado apresentada como requisito à obtenção do grau de Doutor (a) em Geologia ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). A Tese foi redigida por Ariane Maria Marques da Silva (matrícula: 202001780003), orientada pelo Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto.

A Tese de Doutorado foi fundamentada considerando três estuários amazônicos e a área de plataforma continental interna adjacente. O estudo desse grupo de quatro áreas constituiu um gradiente de distância da foz do rio Amazonas, com importante variação das suas descargas sólida e líquida, integrando os dados obtidos ao longo da costa e plataforma continental interna. Além disso, um gradiente de tamanho das bacias de drenagem e, conseqüentemente, influência da descarga fluvial local, também foi avaliado na presente Tese.

A Tese de Doutorado foi elaborada no formato de agregação de artigos científicos, composta por sete capítulos, incluindo dois artigos científicos publicados e um terceiro manuscrito para posterior submissão. O primeiro capítulo traz a apresentação da Tese e faz uma abordagem geral do tema, apresentando os tópicos de Introdução, Problemática, Hipótese e Objetivos. O segundo capítulo apresenta um referencial teórico sobre a temática e tipos de ambientes abordados na Tese. O terceiro capítulo descreve a Metodologia e aspectos relacionados às áreas de estudo. Os capítulos quatro, cinco e seis correspondem aos resultados obtidos durante a pesquisa, sendo estes apresentados na forma de artigos científicos. Finalmente, o capítulo sete apresenta as considerações finais gerais da presente Tese de Doutorado.

O capítulo 4 inclui o primeiro artigo. Este avaliou as características morfológicas e hidrodinâmicas do estuário do rio Mocajuba, considerando os aspectos da evolução neotectônica na propagação e deformação da maré. Além disso, a proximidade entre estuário do rio Mocajuba e a foz do rio Amazonas nos instigou investigar também a contribuição da pluma do rio Amazonas na dinâmica sedimentar do estuário. Analisar a dinâmica do estuário do rio Mocajuba foi fundamental para o desenvolvimento da presente Tese de Doutorado, em virtude da sua localização geográfica próxima à foz do rio Amazonas, além de aspectos geomorfológicos peculiares. Este artigo foi aceito e publicado no periódico *“Estuaries and Coasts”*, com qualis CAPES A2 e fator de impacto 2,7.

O capítulo 5 apresenta o segundo artigo. Este analisou a dinâmica do estuário do rio Gurupi em resposta às variações sazonais da descarga fluvial e da influência da pluma do rio Amazonas. Constatou-se que a elevada descarga fluvial do rio Gurupi contribuiu fortemente nos aspectos hidrodinâmicos e sedimentares do estuário, especialmente na circulação estuarina, no transporte de sedimentos e na localização e concentração da zona de máxima turbidez estuarina. Este artigo foi aceito e publicado no periódico “*Water*”, com qualis CAPES A3 e fator de impacto 3,530.

O capítulo 6 apresenta os resultados das análises biogeoquímicas das amostras de sedimentos coletadas nos estuários e plataforma. O capítulo está redigido na forma de manuscrito e pretende-se submetê-lo após as considerações da banca avaliadora da presente Tese de Doutorado. Finalmente, o capítulo 7 apresenta as considerações finais da Tese, visando uma integração dos resultados dos três capítulos anteriores.

1.2 INTRODUÇÃO

As zonas costeiras são áreas de grande complexidade e diversas particularidades devido as fortes influências da descarga de efluentes, dinâmica sedimentar e ação antrópica através da exploração de recursos naturais (French 1997). Essas regiões são definidas como áreas de transição entre continente e oceano, nas quais a faixa terrestre é afetada pelos processos marinhos e a faixa marinha é afetada pelos processos terrestres (continentais) (Rodríguez & Windevoxhel 1998).

Os processos marinhos e continentais, como as variações na forçantes das marés e descargas fluviais, controlam o fluxo de sedimentos nas zonas costeiras (Friedrichs & Perry 2001, French *et al.* 2008). Desta forma, as concentrações de sedimentos desempenham um relevante papel na evolução geomorfológica e circulação das zonas costeiras, modificando o relevo através dos efeitos provocados pela floculação, adsorção e deposição de sedimentos (Yeshaneh *et al.* 2013, Chatanantavet & Lamb 2014, Hu *et al.* 2019).

As propriedades dos sedimentos, especialmente o tamanho e a forma, também influenciam na dinâmica e evolução das zonas costeiras (Suguio 2003). Ao longo do transporte, a granulometria dos sedimentos sofre modificações devido aos ciclos de deposição-ressuspensão e pelo próprio transporte, sendo uma parte do sedimento permanentemente aprisionada no ambiente (Nichols 1984). Essa fração de sedimentos que fica retida pode contribuir efetivamente nos processos de evolução ou preenchimento do ambiente costeiro ao

longo do tempo, a exemplo do que acontece com estuários (Woodroffe *et al.* 1986, Dalrymple *et al.* 1992, French *et al.* 2008).

Os estuários são ambientes costeiros fortemente afetados pela dinâmica e transporte sedimentar (Chappell & Woodroffe 1994, Asp *et al.* 2018, Gomes *et al.* 2020). O transporte de sedimentos nesses ambientes é controlado, substancialmente, por processos físicos, como hidrodinâmica fluvial e assimetrias na propagação da maré ao longo do *continuum* rio-estuário-oceano (Asp *et al.* 2018, Hu *et al.* 2019).

De modo geral, a retenção (ou aprisionamento) de sedimentos finos nos estuários ocorre na zona denominada de turbidez máxima estuarina (*Estuarine Turbidity Maxima* – ETM) (Dyer 1995, Asp *et al.* 2016, 2018). Os aspectos relacionados à formação e localização da ETM são resultados da dinâmica sedimentar, incluindo as propriedades sedimentares e os processos de erosão, transporte, retrabalhamento e deposição (Burchard *et al.* 2018). Outros fatores que também influenciam a ETM são a morfologia, a variação do nível do mar (NM) e os processos hidrodinâmicos, como a descarga fluvial, as correntes de maré e a salinidade (Gomes *et al.* 2013, Schettini *et al.* 2013, Asp *et al.* 2016).

A dinâmica de sedimentos finos (silte e argila) é essencial na colonização de manguezais e acúmulo de biomassa no setor leste da Zona Costeira Amazônica (*Southeastern Amazon Coastal Zone* – SACZ) (Nascimento Jr. 2016). Essa área é fortemente afetada pelo grande volume de água e sedimentos descarregados pelo rio Amazonas, maior do rio do mundo considerando a extensão, volume e descarga de sedimentos (Gibbs 1967, Oltman 1968, Meade *et al.* 1979, Callède *et al.* 2010, Nittrouer *et al.* 2021).

Estima-se que o rio Amazonas descarrega cerca de $206 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de água e $1,2 \times 10^9$ toneladas de sedimentos por ano no Oceano Atlântico (Callède *et al.* 2010, Milliman & Farnsworth 2011). Os sedimentos carregados pelo rio Amazonas têm, majoritariamente, tamanho médio variando entre silte e argila e são transportados em suspensão na coluna d'água (Gibbs 1967, Meade 1985, Nittrouer & DeMaster 1986).

Ao atingir a área de junção entre a foz e o oceano costeiro, os sedimentos em suspensão do rio Amazonas formam uma pluma conhecida como “Pluma do rio Amazonas (*Amazon River Plume* – ARP)” (Lentz & Limeburner 1995, Moller *et al.* 2010). A ARP é caracterizada pela baixa salinidade e elevadas concentrações de nutrientes e sedimentos finos, afetando os aspectos ecológicos, geomorfológicos, bioquímicos e oceanográficos da região costeira amazônica (Moller *et al.* 2010).

Os sedimentos que compõem a ARP são afetados significativamente pela força causada pelo estresse dos ventos alísios de nordeste e forte fluxo ao longo da plataforma

associado à Corrente Norte do Brasil (CNB) (Geyer *et al.* 1996). A CNB é a corrente responsável por conduzir a água para noroeste, ao longo da costa do Brasil, porém, sua maior influência ocorre no domínio externo à Plataforma Amazônica, transportando massa e calor através do Equador para o Hemisfério Norte (Johns *et al.* 1990, 1998, Geyer *et al.* 1996, Fontes *et al.* 2008).

A tensão dos ventos, especialmente causada pela direção e intensidade, varia sazonalmente. O pico dos ventos alísios de nordeste ocorre nos meses de Fevereiro e Março, tornando a tensão dos ventos normal (perpendicular) à linha de costa. Nesse contexto, a ARP se expande na área da plataforma com direção nordeste e permite o aprisionamento de sedimentos finos nos estuários e manguezais da SACZ (Asp *et al.* 2018, Gomes *et al.* 2021, Silva *et al.* 2023a,b). Porém, quando os ventos atingem a costa vindos da direção paralela à costa, como em Agosto, o estresse causado ao longo da plataforma direciona a ARP para o noroeste, reduzindo drasticamente o fluxo de água e transporte de sedimentos para a porção leste da Zona Costeira Amazônica (ZCA) (Nittrouer *et al.* 1995, Geyer *et al.* 1996).

Uma vez que a ARP se concentra na porção leste da ZCA, a água que entra nos estuários forma uma “cunha turva” e, devido a variação de densidade, o transporte de sedimentos ocorre próximo ao fundo. Esse processo também foi observado nos principais afluentes do rio Amazonas, como os rios Xingu e Tapajós (Freitas *et al.* 2017, Fricke *et al.* 2017, 2019, Medeiros Filho *et al.* 2016).

O presente trabalho pretende contribuir ainda mais com estudos sobre a dinâmica estuarina, especialmente de estuários amazônicos, sob ponto de vista hidrodinâmico, morfodinâmico, sedimentológico e biogeoquímico. Estudos dessa natureza são particularmente importantes na região amazônica, onde o rio Amazonas é responsável pelo transporte de um imenso volume de sedimentos e matéria orgânica para a região costeira.

1.3 MOTIVAÇÃO E JUSTIFICATIVA

Os estudos relacionados à região da foz do rio Amazonas vêm sendo desenvolvidos há vários anos, onde destacamos principalmente aspectos relacionados à influência da maré, vazão fluvial, descarga de sedimentos do próprio rio Amazonas, bem como a sedimentação na plataforma continental adjacente (Oltman 1968, Gibbs 1982, Nittrouer *et al.* 1986, Curtin 1986, Muller-Karger *et al.* 1988, Callède *et al.* 2010). À medida que o conhecimento acerca dos estuários amazônicos tem avançado, o entendimento das particularidades de cada sistema tem contribuído para a compreensão da dinâmica da ZCA como um todo, em aspectos relacionados

à oceanografia e geologia local (Asp *et al.* 2013, 2016, 2018, Costa *et al.* 2013, Menezes *et al.* 2013, Rollnic & Rosário *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2018, Xavier *et al.* 2020, Fassoni-Andrade *et al.* 2021, Gomes *et al.* 2021, Yu *et al.* 2022).

A grande descarga de sedimentos do rio Amazonas no oceano torna relevante o entendimento integrado dos processos envolvidos na dinâmica sedimentar desde a porção mais fluvial, incluindo as áreas de “rios com maré” ou *tidal rivers* (Fricke *et al.* 2017, 2019, Freitas *et al.* 2017, Silva *et al.* 2021), até a porção mais marinha, incluindo os estuários (Gomes *et al.* 2013, 2021, Asp *et al.* 2013, 2016, 2018).

A ZCA inclui 23 estuários e 30 bacias hidrográficas que drenam uma área de ~330 mil km² (Martins *et al.* 2007, Souza-Filho *et al.* 2009). As suas principais características são a grande descarga de água e sedimentos do rio Amazonas e a grande área de manguezais que margeia a zona costeira, contrastando com os diversos rios de pequeno e médio porte do setor leste, com reduzidas cargas sedimentares. Além disso, a pluma do rio Amazonas também tem forte influência nos processos costeiros, sendo a principal fonte de sedimentos para estuários e manguezais da região (e.g. Souza-Filho *et al.* 2009, Asp *et al.* 2018, Gomes *et al.* 2021). Apesar da grande importância ambiental, econômica e social da ZCA, estudos que foquem nos processos de transporte, aprisionamento e deposição desses sedimentos finos de proveniência *offshore* ainda são escassos.

Os estuários são ambientes costeiros transicionais, conectando os rios ao oceano (Thrush *et al.* 2013). Esses ambientes têm grande importância para a humanidade, consequentemente, são altamente vulneráveis à influência antrópica (Wolanski & Elliott 2015). Os estuários têm importância pela sua localização ideal para a instalação de portos, além de serem são habitats naturais de diversas espécies de peixes, aves e mamíferos (Miranda *et al.* 2002). Do ponto de vista ecológico, estuários são mais produtivos que os mares abertos devido a alta disponibilidade de nutrientes, consequentemente, fornecem melhores condições para o desenvolvimento da biodiversidade (Lamberth & Turpie 2003, Pattanayak *et al.* 2024).

Sabe-se que os estuários são eficientes armadilhas de sedimentos fluviais e marinhos (Dyer 1997). No geral, os estuários apresentam a ETM com elevadas concentrações de sedimentos em suspensão, podendo alcançar valores de 5-100 vezes maiores do que a concentração de material particulado em suspensão (MPS) à montante e/ou à jusante (Burchard *et al.* 2018).

Asp *et al.* (2018) afirmam que a dinâmica de sedimentos em suspensão nos estuários amazônicos é bastante complexa devido a interação entre a descarga fluvial local e a dinâmica da plataforma continental interna. Os autores destacam ainda que a concentração de sedimentos

offshore é maior do que a concentração nos rios locais, desta forma, sedimentos finos são importados da plataforma para os estuários.

Posteriormente, Gomes *et al.* (2021) analisaram a relação entre a dinâmica de sedimentos em suspensão, a formação da ETM e a morfologia de cinco estuários da SACZ. Os resultados sugerem que os sedimentos finos carregados pelo rio Amazonas contribuem efetivamente tanto para a formação da ETM nos estuários, quanto para o desenvolvimento dos manguezais adjacentes.

Como apresentado anteriormente, a extensão e complexidade dos processos atuantes na bacia amazônica dificultam os estudos de áreas e ambientes menores, como estuários e/ou pequenos rios da região. Desta forma, o entendimento dos sistemas estuarinos amazônicos em menor escala fornece subsídios mais detalhados para a compreensão da dinâmica da SACZ, especialmente no que se refere à proveniência e ao transporte de sedimentos finos.

Apesar dos avanços nos estudos relacionados à dinâmica de sedimentos em suspensão nos estuários amazônicos, o entendimento do papel das fontes de sedimentos proximais e distais e os mecanismos de transporte ainda são poucos compreendidos (Souza-Filho *et al.* 2009, Asp *et al.* 2018), justificando a necessidade do desenvolvimento da presente Tese de Doutorado.

Outros aspectos relevantes e que justificam o desenvolvimento do presente trabalho estão relacionados aos impactos das mudanças climáticas nos ambientes deposicionais. Estudos têm demonstrado que as mudanças climáticas irão impactar os sistemas estuarinos ao longo do mundo (Kennedy 1990, Rybczyk *et al.* 2013, Robins *et al.* 2016, Hallet *et al.* 2018, Biguino *et al.* 2023). Porém, a complexa diversidade dos estuários dificulta a previsão dos impactos provocados pelas mudanças climáticas, uma vez que esses ambientes são influenciados pelos sistemas fluviais e marinhos, assim, a resposta dos estuários às mudanças climáticas ainda são em maioria especulativas (Gillanders *et al.* 2011, Scanes *et al.* 2020).

Estima-se que os impactos das mudanças climáticas afetarão na ciclagem de nutriente, temperatura da água, no padrão dos ventos, nos ciclos hidrológicos e na variação do NM (Statham 2012). Itsukushima (2023) propôs que o aumento da temperatura da água está afetando as áreas de distribuição de muitas espécies de peixes tropicais e subtropicais. Sapkota *et al.* (2023) demonstraram que o aquecimento crescente das águas de bacias hidrográficas está provocando pulsos precoces de nutrientes, afetando o transporte, a produção primária e as cadeias alimentares costeiras.

O trabalho de Scanes *et al.* (2020) sugere que ambientes fechados, como riachos (“*creeks*”) e lagoas, se tornem substancialmente menos salinos à medida que serão inundados pelo escoamento da água doce. Por outro lado, os rios e estuários se tornarão mais salinos pelo

aumento da entrada de água oceânica e menor contribuição de água doce (fluvial). Ainda sobre os efeitos das mudanças climáticas na salinidade, Costa *et al.* (2023) sugerem que um futuro cenário de seca, com redução de precipitação, provocará redução das descargas fluviais, aumentando substancialmente a intrusão salina nos estuários, afetando os padrões de circulação.

É importante destacar ainda que os estuários desempenham um papel importante no ciclo global de carbono. Isso também tem gerado questionamentos e preocupações, especialmente no que se refere ao comportamento de fonte ou sumidouro de carbono para atmosfera e a acidificação das águas (Li *et al.* 2023).

O monitoramento desses ambientes estuarinos é de suma importância para buscarmos melhores estratégias para prever os riscos ambientais e tentar amenizar os impactos. Finalmente, por ser um trabalho que investiga estuários amazônicos pouco estudados ou conhecidos do ponto de vista científico, esta tese também contribuiu para o entendimento de processos oceanográficos anteriores aos efetivos impactos das mudanças climáticas na zona costeira amazônica.

1.4 PROBLEMÁTICA E HIPÓTESE

A mais extensa faixa contínua de manguezais do mundo situa-se na ZCA, com área de ~8 mil km² e 480 km de extensão (Souza-Filho *et al.* 2009). Nos últimos anos, inúmeras discussões vêm sendo feitas sobre a origem e os mecanismos do transporte de sedimentos lamosos para estuários e manguezais da SACZ, uma vez que os rios locais transportam pequenas quantidades de sedimentos em suspensão (Souza-Filho *et al.* 2009).

Na região oeste da ZCA, a foz do rio Amazonas fornece um suprimento quase inesgotável de sedimentos finos. Desta forma, acredita-se que essa seria a fonte primária de sedimentos também para a SACZ. Contudo, é necessário ressaltar que os mecanismos pelos quais a lama seria transportada para leste ainda não são totalmente compreendidos (Asp *et al.* 2018).

Imagens de satélite evidenciam uma faixa turbida costeira, que ocupa a antepraia da SACZ com bastante frequência. Em parte, esta turbidez costeira tem sido atribuída aos estuários e rios locais, porém estes apresentam domínio de enchente em sua porção mais marinha.

Outra possibilidade que justifique a elevada turbidez costeira é o retrabalhamento e ressuspensão dos sedimentos da plataforma interna por ação de ondas e correntes, sendo então ‘bombeados’ pela maré para dentro dos estuários. Porém, mapeamentos do tamanho médio de grão referem toda a área como composta por areias finas e muito finas (Milliman *et al.* 1975,

Fontes *et al.* 2008). Mesmo assim, teores de lama na ordem de 5 a 10% são observados e suficientes para elevar a turbidez costeira (Asp *et al.* 2022).

Se considerarmos que há teores substanciais de lama no sedimento de fundo, outros questionamos passam a ser importantes, como por exemplo, qual seria sua origem desta lama? Em escalas maiores de tempo, existe grande probabilidade desta lama ser provida pelo rio Amazonas, mas a possibilidade de retrabalhamento de depósitos antigos, aflorantes na plataforma interna e de origem em estuários e manguezais, em associação com a história de variação do NM, também precisa ser investigada.

Nittrouer *et al.* (1995) e Geyer *et al.* (1996) já demonstraram que, quando os ventos provêm de N-NE, como é a situação predominante no primeiro semestre do ano, a pluma do rio Amazonas se deriva e difunde parcialmente para leste, eventualmente abastecendo a área com sedimentos finos. Em contraposição, durante o segundo semestre do ano, a influência da pluma é limitada à oeste, quando os ventos atingem a costa paralelamente.

Existe ainda a possibilidade de sedimentos serem providos por rios e processos erosivos a leste da SACZ, já que o padrão predominante de ventos, ondas e correntes é de leste a oeste na região. Neste caso o sistema fluvial da Baía de São Marcos e o rio Parnaíba poderiam prover sedimentos transportados por deriva litorânea para oeste. Porém, a própria Baía de São Marcos funcionaria como uma grande armadilha de sedimentos, a qual possivelmente recebe e acumula os sedimentos do rio Parnaíba, além de seus próprios rios, fazendo com que esta fonte seja improvável, além de representar apenas uma fração do que é suprido pelo Amazonas.

Uma vez que estes sedimentos atinjam a costa, independentemente de sua proveniência, tem sido demonstrado que a convergência de transporte e a formação da ETM, em combinação com a complexa dinâmica entre os canais estuarinos e as planícies de manguezais, resultam em sua deposição e acúmulo, enquanto houver espaço de acomodação (Asp *et al.* 2018).

Neste contexto esta Tese se propôs a investigar qualitativa e quantitativamente as fontes e proveniência de sedimentos lamosos para os estuários e manguezais da SACZ, sob a luz dos novos conhecimentos da hidrodinâmica e transporte de sedimentos na área, combinando técnicas diversas e atuais de sedimentologia, biogeoquímica e geofísica.

1.4.1 Hipótese

Os sedimentos fluviais, estuarinos e costeiros fornecem importantes indicações sobre suas origens e as mudanças ocorridas no ambiente devido às influências naturais (Roig *et al.* 2005, Miller *et al.* 2015). Os sedimentos apresentam alto grau de variação espacial quanto a composição química/mineralógica e idade, desta forma, fatores como o aporte de afluentes, a

proveniência dos substratos geológicos, o transporte e a deposição são os que mais influenciam na composição química sedimentar (Soares 2007).

Estudos isotópicos realizados ao longo do rio Amazonas evidenciaram que os sedimentos são derivados predominantemente dos Andes, com contribuição incipiente das áreas cratônicas (Basu *et al.* 1990, Allègre *et al.* 1996, McDaniel *et al.* 1997, Parra & Pujos 1998, Viers *et al.* 2008, Horbe *et al.* 2014, Roddaz *et al.* 2014, Santos *et al.* 2015, Medeiros Filho *et al.* 2016). Esses resultados são de relevante importância para identificar as fontes distintas dos sedimentos e para elaborar modelos de mistura, como foi realizado por Medeiros Filho *et al.* (2016) focando nos sedimentos dos rios Amazonas e Tapajós, por Teódulo (2017) nos sedimentos dos rios Amazonas e Xingu e, por Hoppner *et al.* (2018) nos sedimentos dos rios Solimões, Madeira e Amazonas.

A principal hipótese que norteia o presente trabalho é de que a pluma do rio Amazonas seria a principal responsável pelo suprimento de sedimentos finos para a SACZ. Desta forma, acredita-se que há um gradiente longitudinal, no qual a influência do rio Amazonas nos estuários dos rios Mocajuba, Caeté e Gurupi tende a diminuir à medida que aumenta a distância de sua foz. Assim sendo, dados hidrodinâmicos, morfológicos e sedimentológicos foram coletados e analisados para identificar as similaridades e peculiaridades de cada um dos estuários.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo geral

O objetivo geral desta Tese é investigar a hidrodinâmica e mecanismos de transporte de lama para os estuários e manguezais da SACZ, através da análise integrada de dados obtidos em três estuários da região (Mocajuba, Caeté e Gurupi) e da plataforma interna adjacente. Desta forma, estabeleceu-se um gradiente horizontal de distância da foz do rio Amazonas e sua pluma, bem como gradientes longitudinal e transversal em cada um dos estuários, levando em consideração a convergência de transporte e a comparação entre o que é transportado nos canais estuarinos e efetivamente depositado nos manguezais.

1.5.2 Objetivos específicos

- Descrever a dinâmica dos estuários dos rios Mocajuba e Gurupi, identificando as principais forçantes atuantes, correlacionando com o estuário do rio Caeté,

considerando os aspectos de morfologia de fundo, descarga fluvial, propagação e deformação da maré, a circulação estuarina e a formação da ETM;

- Integrar, comparar e correlacionar os dados de sedimentos em suspensão e sedimentos superficiais de fundo na zona de convergência de transporte, a montante e à jusante dos estuários dos rios Mocajuba, Caeté e Gurupi;
- Indicar a contribuição da pluma do rio Amazonas nas amostras de sedimentos superficiais de fundo nos estuários e na plataforma interna adjacente;
- Identificar e definir a importância relativa das fontes marinhas e terrestres da matéria orgânica sedimentar, e consequentemente dos sedimentos lamosos, para a dinâmica costeira amazônica;

CAPÍTULO 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 ZONA COSTEIRA AMAZÔNICA

As zonas costeiras são áreas de junção entre continente e oceano costeiro caracterizadas pela complexa interação e feedback entre atmosfera, hidrosfera, litosfera, biosfera e processos bioquímicos (Lyons *et al.* 1982), estando sujeita, portanto, às modificações por processos de origem fluvial e marinha (Silva *et al.* 2005). Desta forma, os aspectos relacionados às zonas costeiras variam amplamente dependendo das escalas de espaço-tempo, estruturas geológicas, configurações tectônicas, composição e disponibilidade sedimentar, variação do NM e ações de ondas e correntes (Carter & Woodroffe 1994).

As zonas costeiras devem ser consideradas um sistema altamente energético e produtivo. A geomorfologia das zonas costeiras é modelada pela interação entre os processos marinhos e continentais que resultam em ambientes costeiros tais como: falésias, praias, deltas e estuários (Carter & Woodroffe 1994, Woodroffe 2002, Carter 2013). Destacamos que, dentre os ambientes costeiros, a interação entre os estuários e as áreas da plataforma interna adjacente vem ganhando destaque, nos últimos anos, em razão do seu papel na regulação do fluxo de água e sedimentos entre continente-oceano e sua importância para o contingenciamento de problemas costeiros (Castaing & Allen 1981).

A zona costeira brasileira se expande por ~9 mil km, cobrindo uma área de ~514 km² (Nicolodi & Petermann 2010), sendo controlada, fundamentalmente, pelo suprimento de sedimentos, geologia herdada por eventos tectônicos durante a separação entre a América do Sul e África, energia de ondas e marés e pela variação do NM durante o Quaternário (Dominguez 2006). O suprimento de sedimentos na zona costeira brasileira é regulado, principalmente, pela descarga dos rios Amazonas, Tocantins, Parnaíba, dentre outros (Nicolodi & Petermann 2010). A variação do NM durante o Quaternário resultou na formação dos ambientes costeiros, especialmente estuários e *tidal rivers*, além de fornecer componentes mais recentes à morfologia costeira (Dominguez 2006, Medeiros Filho *et al.* 2016, Asp *et al.* 2018, Fricke *et al.* 2017, 2019, Silva *et al.* 2021).

A ZCA está localizada entre o Cabo Orange (Amapá) e a Ponta de Tubarão (Maranhão) (entre os paralelos 4° S e 5° N e os meridianos 43° W e 51° W) (Souza-Filho *et al.* 2005) (Figura 1). A interação entre as fortes correntes de maré e as grandes descargas líquida e sólida provenientes do rio Amazonas tornam a ZCA um sistema altamente dinâmico e único quando comparado em escala regional e global. As particularidades e a localização desses fenômenos

são influenciadas pelos componentes fluviais e marinhos, sendo ambos igualmente importantes (Gabioux *et al.* 2005, Rosário *et al.* 2009).

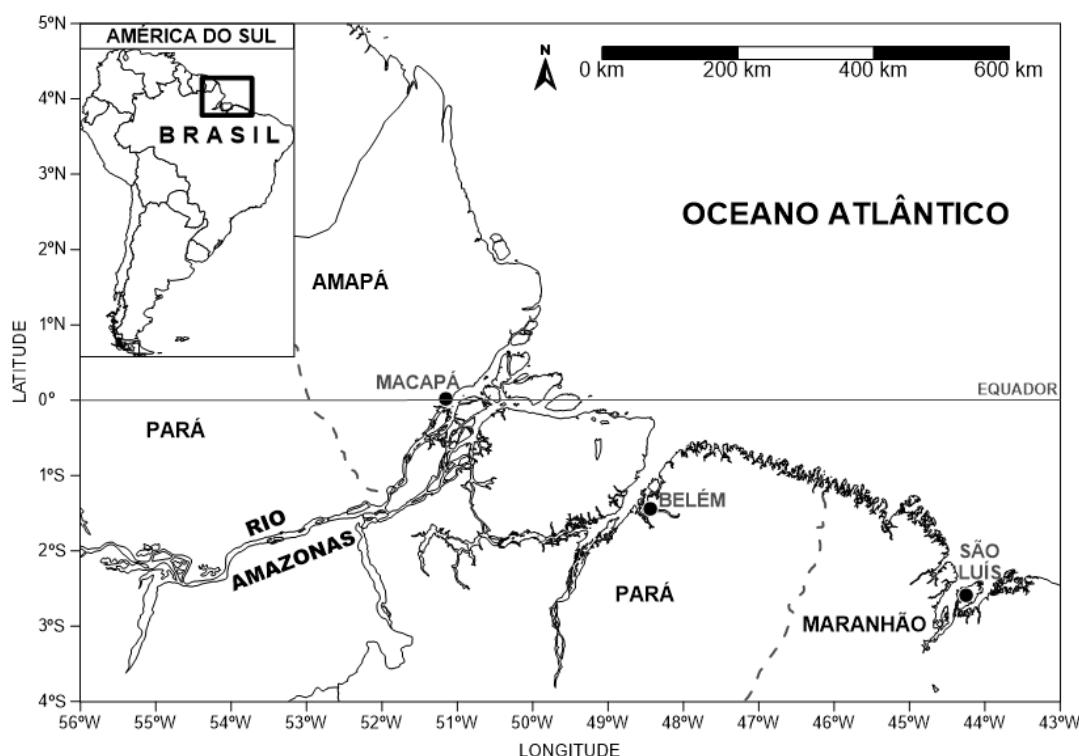


Figura 1- Localização da Zona Costeira Amazônica (modificado de Silva 2019).

A SACZ se desenvolveu durante os últimos cinco mil anos como produto da estabilização do NM, resultante da redução na taxa de elevação do NM durante o Holoceno tardio (Cohen *et al.* 2005, Souza-Filho *et al.* 2009, Asp *et al.* 2018). A SACZ possui ~480 km de extensão, com ~7.600 km² de manguezais contínuos (Souza-Filho 2005), sendo resultado da complexa interação entre marés e excessiva acumulação de sedimentos. O referido setor abrange inúmeros estuários, planícies de maré, praias e extensas áreas de manguezais.

O embasamento do setor leste da ZCA é constituído por sedimentos siliciclásticos do Neógeno, representados por carbonatos da Formação Pirabas, rochas e sedimentos siliciclásticos do Grupo Barreiras, sedimentos Pós-Barreiras, com texturas de cascalho a argila, apresentando elevações variando entre 20 e 100 m acima do nível médio do mar (Planalto Costeiro) (Asp *et al.* 2013). Os sedimentos quaternários predominam em áreas mais baixas, com distinção da planície costeira do Holoceno. No setor leste também estão presentes rochas ígneas, metamórficas e metassedimentares proterozóicas. A combinação dessas particularidades é um fator muito importante para o tamanho das bacias de drenagem nos rios Mocajuba, Caeté e Gurupi (Asp *et al.* 2013).

2.2 DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DE ESTUÁRIOS

A palavra estuário tem origem do latim *aestuarium*, cujo significado é maré ou onda abrupta de grande altura, referindo-se a um ambiente altamente dinâmico, com mudanças constantes em respostas a forçantes naturais. Genericamente, utiliza-se o termo para indiciar o encontro do rio com o mar, caracterizando uma foz litorânea (Miranda *et al.* 2002).

Na definição clássica de estuários, estabelecida por Pritchard (1967), a salinidade é o fator determinante para a delimitação da zona estuarina. Segundo este conceito, um estuário é um corpo d'água costeiro, semifechado, no qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce proveniente da drenagem continental. Nesse contexto, a área de um estuário está limitada a variação de salinidade entre 0,1 a 30-35. Apesar de ser a definição mais utilizada, esta apresenta uso limitado pois não leva em consideração os processos sedimentares.

Do ponto de vista geológico, considerando estuários como ambientes de sedimentação costeira, uma definição mais completa é dada por Dalrymple *et al.* (1992). Nesse sentido, estuários correspondem “a parte marítima de um sistema de vale afogado que recebe sedimentos de fontes fluviais e marinhas e que contém fácies influenciadas por processos marinhos e fluviais. Considera-se que o estuário se estende desde o limite terrestre das fácies de maré na sua cabeceira até o limite das fácies marinhas na sua foz”.

Além de sua grande importância geológica como ambiente deposicional, parte fundamental no *continuum* de mistura de processos fluviais e marinhos, os estuários são ambientes de grande relevância econômica, social e ecológica (Odum 1988, Silva 2000, Schettini 2002, Pereira Filho *et al.* 2001). No que diz respeito à produtividade primária, estes ambientes possuem alta riqueza de nutrientes e, conseqüentemente, elevada produção (Miranda *et al.* 2002).

Estuários atuam como zonas de reprodução e berçário natural para muitas espécies de peixes e crustáceos (Silva *et al.* 2005). Em condições ideais, os estuários atuam como laboratórios naturais onde os modelos físicos analíticos e numéricos e simulações teóricas podem ser aplicados fornecendo embasamento para pesquisas. Além da importância científica, os estuários também apresentam notória relevância no que diz respeito ao desenvolvimento populacional, com ~60% das grandes cidades mundiais localizadas próximas às desembocaduras dos estuários (Miranda *et al.* 2002).

Os estuários podem ser classificados em diversos grupos de acordo com o balanço d'água, a geomorfologia, a estratificação de salinidade e da circulação (Valle-Levinson 2010). Outras

classificações separam os estuários com base na interação do prisma de maré (produto entre a altura da maré e a área do sistema) e a descarga fluvial (Baptista Neto *et al.* 2004).

Na classificação baseada na geomorfologia, os estuários podem ser dos tipos: planícies costeiras, construídos por barras, tectônicos, fiordes, dentre outros (Miranda *et al.* 2002). Os estuários estudados na presente Tese de Doutorado são classificados, quanto a geomorfologia, como do tipo planície costeira e tectônico.

Os estuários do tipo planície costeira foram formados como resultado do afogamento dos vales dos rios durante a transgressão do mar no Holoceno (Miranda *et al.* 2002) (Figura 2 – C). Estes estuários têm a configuração geométrica em formato V (forma afunilada), com a área da seção transversal aumentando estuário abaixo. O formato dos estuários tipo planície costeira se assemelha ao vale do rio, porém, são mais largos. Outra característica dos estuários de planície costeira é a relativa baixa profundidade, geralmente, inferiores a 10 m. A razão largura/profundidade é alta, porém, pode sofrer variação de acordo com as particularidades do vale escavado (Miranda *et al.* 2002, Valle-Levinson 2010). Exemplos de estuários do tipo planície costeira são os estuários dos rios Caeté (Asp *et al.* 2018), Gurupi (Gomes *et al.* 2021) e Potengi (Silva *et al.* 2011).

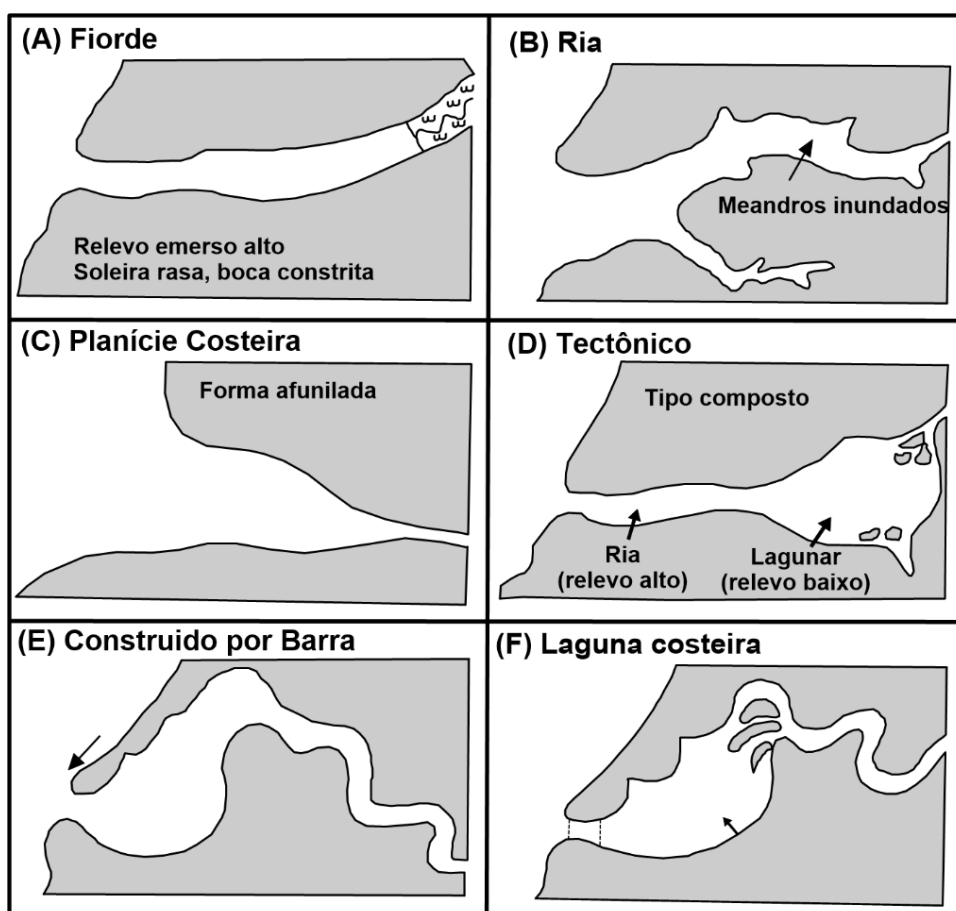


Figura 2- Classificação de estuários baseada em aspectos morfológicos (modificado de Miranda *et al.* 2002).

Os estuários do tipo tectônico têm formação relacionada a fraturas da crosta da Terra e vincos que geraram falhas em regiões adjacentes ao oceano (Figura 2 – D). Essas falhas afundam uma parte a crosta, formando uma bacia. Posteriormente, com a subida do NM, essa bacia é preenchida por água oceânica, formando os estuários (Valle-Levinson 2010). Um exemplo de estuário tectônico é o estuário do rio Mocajuba (Gomes *et al.* 2021).

A estratificação da coluna d'água, também denominada de estratificação vertical de salinidade, é uma outra forma de classificar os estuários. Nesse contexto, os estuários podem ser classificados como do tipo: cunha salina, fracamente estratificado, fortemente estratificado e bem-misturado (Valle-Levinson 2010).

Estuários do tipo cunha salina ocorrem em regiões de micromarés e são tipicamente dominados por rio (Figura 3 – A). Esses estuários apresentam considerável variação de salinidade no perfil vertical, já que o nível de salinidade na superfície é menor do que nas águas no fundo, porém, a estratificação é mais significativa durante as marés de enchente, quando a água oceânica penetra estuário acima (Valle-Levinson 2010, Baptista Neto *et al.* 2004).

Os estuários do tipo fracamente estratificado ou parcialmente misturados são resultados da ação moderada a forte das correntes de maré e vazão fluvial fraca a moderada (Figura 3 – B) (Valle-Levinson 2010). Nessas condições, há o aumento gradativo da salinidade, tanto verticalmente quanto horizontalmente (Baptista Neto *et al.* 2004).

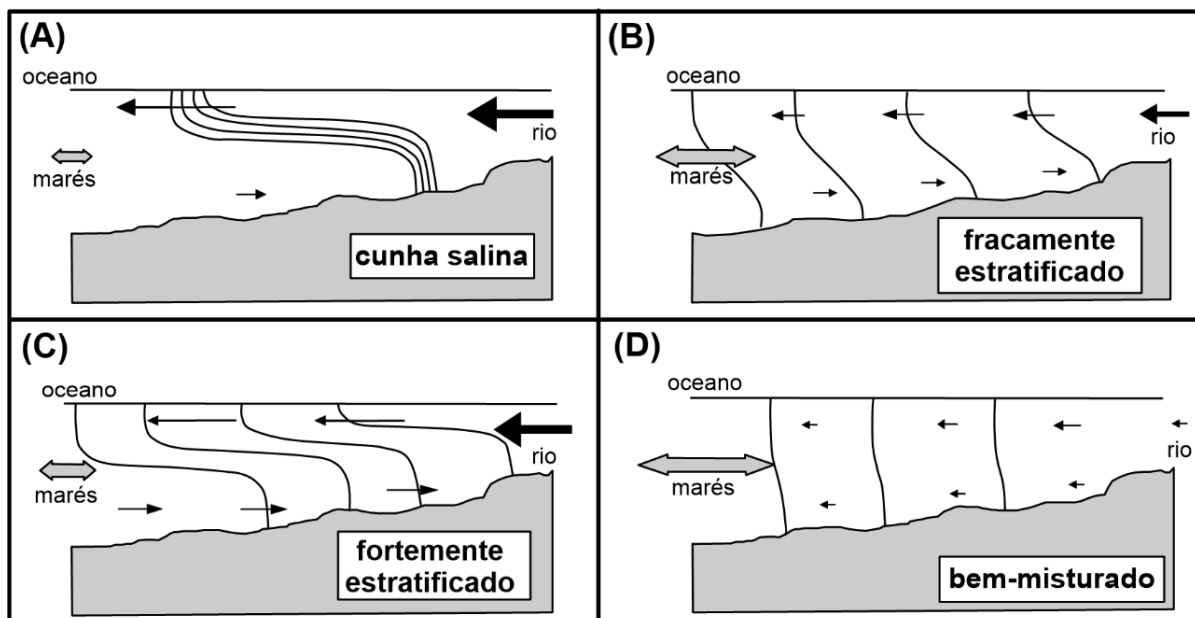


Figura 3- Classificação de estuários baseada na estratificação de salinidade (modificado de Valle-Levinson 2010).

O terceiro tipo de estuário, de acordo com a classificação vertical de salinidade, é o fortemente estratificado (Figura 3 – C). Nesse caso, a descarga fluvial é mais significativa do

que a ação das correntes de maré. Como consequência, há uma estratificação similar aos estuários do tipo cunha salina, porém, a estratificação permanece forte ao longo do ciclo de maré (Valle-Levinson 2010).

Finalmente, o último tipo são os estuários bem-misturados, nos quais as correntes de maré são significativamente mais fortes do que a descarga fluvial (Figura 3 – D). O resultado dessa interação são perfis de salinidade quase uniformes e os fluxos são unidirecionais (Valle-Levinson 2010).

Miranda *et al.* (2002) apontaram que a circulação de água dentro de um estuário é influenciada pelas condições hidrodinâmicas atuantes. Desta forma, em um período de forte precipitação um estuário parcialmente misturado pode se tornar em um estuário bem estratificado ou de cunha salina. Além disso, um mesmo estuário pode apresentar dois tipos diversos de estratificação das suas águas simultaneamente.

2.3 ESTUÁRIOS AMAZÔNICOS

A costa norte brasileira tem 1.200 km de extensão e abrange duas particularidades geomorfológicas de grande relevância mundial: o maior sistema de manguezais e a foz do rio Amazonas. A linha de costa é extremamente irregular, apresentando 23 estuários e 30 bacias hidrográficas que drenam uma área de $\sim 330 \text{ km}^2$ (Souza-Filho 2005, Souza-Filho *et al.* 2009).

Souza-Filho (2005) dividiu o setor leste da costa amazônica em cinco setores baseado nas características geomorfológicas. O setor 1 abrange desde a Baía de Marajó até a Baía de Pirabas, englobando o estuário do rio Mocajuba. Nesse setor, o planalto costeiro se estende até a linha de costa, com formação de falésias sujeitas à ação das ondas e correntes de marés. A planície costeira é limitada a $\sim 2 \text{ km}$ de largura e as áreas de manguezais ocupam área de $\sim 842,81 \text{ km}^2$.

O setor 2 é caracterizado pelo desenvolvimento das florestas de manguezais (totalizando uma área de $1.333,97 \text{ km}^2$) e recuo do planalto costeiro em direção a sul para construir falésias inativas. Este setor se estende desde a Baía de Pirabas até Baía do Gurupi, englobando os estuários dos rios Caeté e Gurupi (Souza-Filho 2005).

Os estuários amazônicos apresentam algumas características em comum, como por exemplo, o regime de macromarés, fortes correntes de maré e ventos alísios, resultando em altas condições hidrodinâmicas (Meade *et al.* 1985, Figueroa & Nobre 1990, Beardsley *et al.* 1995, Marengo 1995, Geyer *et al.* 1996, Monteiro *et al.* 2016, Pereira *et al.* 2009). Contudo, as bacias de drenagem têm características geológicas e geomorfológicas particulares que influenciam nos aspectos hidrodinâmicos, morfológicos e sedimentares de cada estuário, tornando-os ambientes

únicos do ponto de vista geológico e oceanográfico, especialmente no que diz respeito às assinaturas geoquímica e biogeoquímicas.

Os estuários da SACZ são classificados como dominados por marés (Gomes *et al.* 2021). No modelo proposto por Dalrymple *et al.* (1992), estes estuários apresentam características peculiares, tais como: geometria em formato de funil, barras alongadas bem desenvolvidas na desembocadura e velocidades de correntes que aumentam à medida que adentram no estuário devido aos efeitos hipersíncronos da maré (Figura 4). Nesse contexto, as marés são responsáveis pela mistura (turbulência) das águas, assim como, pelo transporte de sedimentos para dentro e fora dos estuários (Asp *et al.* 2013).

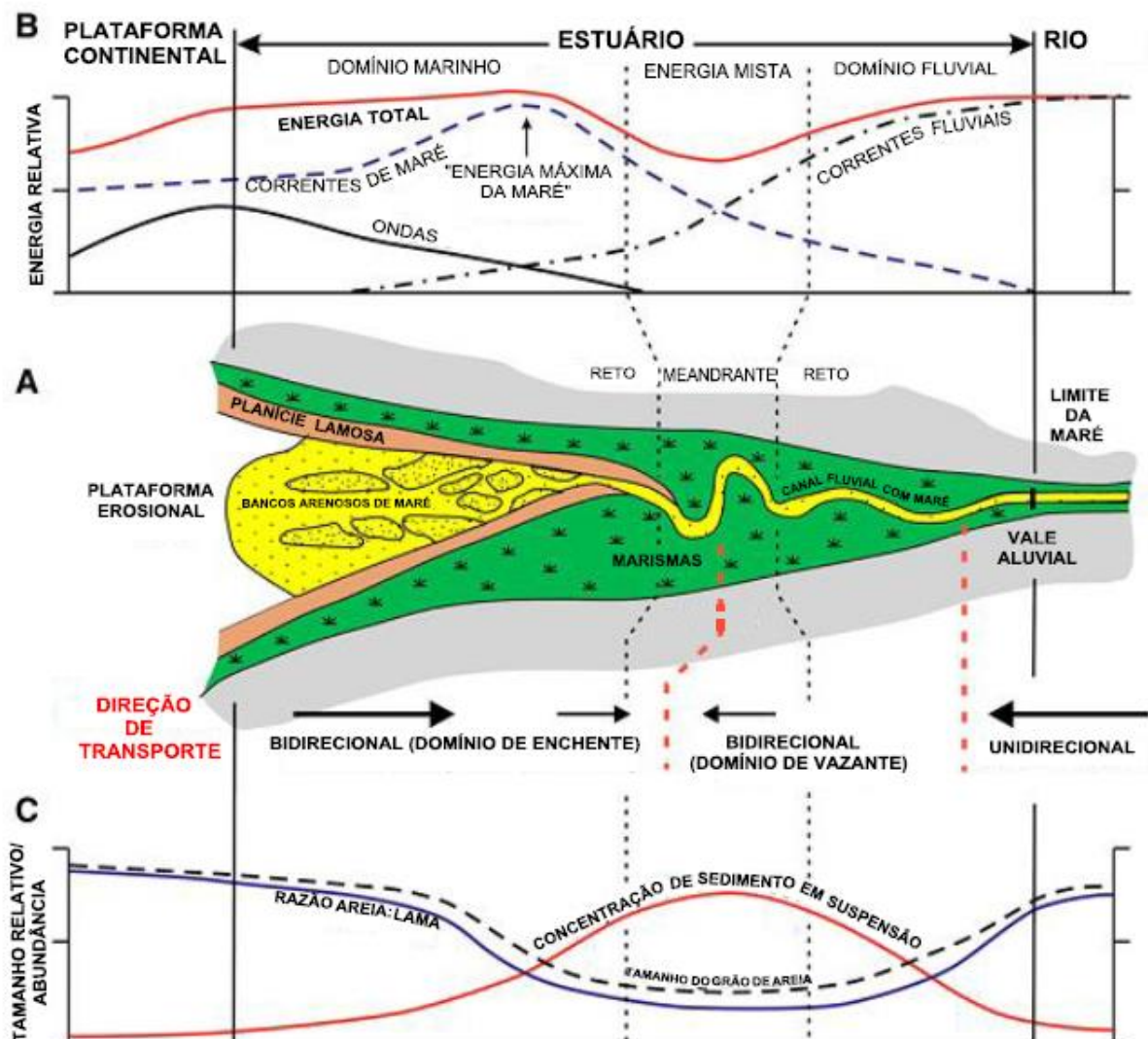


Figura 4- Esquema mostrando os processos que ocorrem em estuários dominados por maré: (A) Aspectos relacionados à sua morfologia, (B) Comportamento da energia de cada força em diferentes setores estuarinos, (C) Variação longitudinal do tamanho (modificado de Dalrymple & Choi 2007).

Os estuários estudados estão localizados em uma região caracterizada pela alta pluviosidade, normalmente associada à ocorrência dos ventos alísios, responsáveis por trazer a umidade dos oceanos (Silveira 1972). A temperatura é típica de ambiente equatorial alcançando médias máximas e mínimas superior a 30°C e inferior a 22°C. Com relação à umidade relativa, a média anual varia entre 80 e 91% (Martorano *et al.* 1993).

O clima da região é controlado pelas variações da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Souza Filho *et al.* 2009). O período chuvoso ocorre quando a ZCIT se desloca em direção à área costeira dos Estados Maranhão, Pará e Amapá. Em contraponto, durante o período seco o deslocamento da ZCIT ocorre em direção ao Hemisfério Norte. Assim, o clima é classificado como equatorial quente e úmido, caracterizado pela ocorrência da estação chuvosa entre os meses de Janeiro a Agosto e estação seca nos demais meses do ano, com precipitação média anual variando entre 2.300 e 2.800 mm (Moraes *et al.* 2005).

2.4 DINÂMICA SEDIMENTAR E O PAPEL DOS MANGUEZAIS

A dinâmica sedimentar é o fator primário atuante na morfodinâmica costeira, considerando os processos sedimentares como a erosão, o transporte e a deposição de sedimentos nas áreas costeiras. Alguns agentes oceanográficos atuam associados aos processos sedimentares na morfodinâmica costeira, tais como: as ondas, as marés e correntes oceânicas (Woodroffe 2002).

A dinâmica em estuários parcialmente e bem misturados favorece a formação e manutenção de uma zona de alta concentração de sedimentos finos, denominada de “turbidez máxima estuarina (*Estuarine Turbidity Maxima* – ETM)”. Essa zona apresenta as maiores concentrações de sedimentos em suspensão quando comparadas com as áreas à montante e à jusante do estuário (Dyer 1995, Miranda *et al.* 2002).

Entender a dinâmica da ETM é de fundamental importância para compreensão dos ambientes costeiros, especialmente no que se refere aos aspectos sedimentológicos (deposição de sedimentos a longo prazo, por exemplo), geoquímicos (como a retenção de contaminantes), ecológicos (relacionados aos ciclos de nutrientes, por exemplo) e biogeoquímicos (como as implicações no ciclo global de carbono) (Jay *et al.* 2015).

Em estuários, a ETM geralmente se localiza no limite superior da intrusão salina, sendo influenciada pelas correntes de maré e fluviais, velocidades dos movimentos convergentes, salinidade e sazonalidade (Figura 5) (Nichols & Biggs 1985, Dyer 1995, Miranda *et al.* 2002,

Jay *et al.* 2015). Consequentemente, a posição da ETM pode variar longitudinalmente dentro do ambiente de acordo com a estratificação de salinidade e de MPS (Dyer 1995, Jay *et al.* 2015).

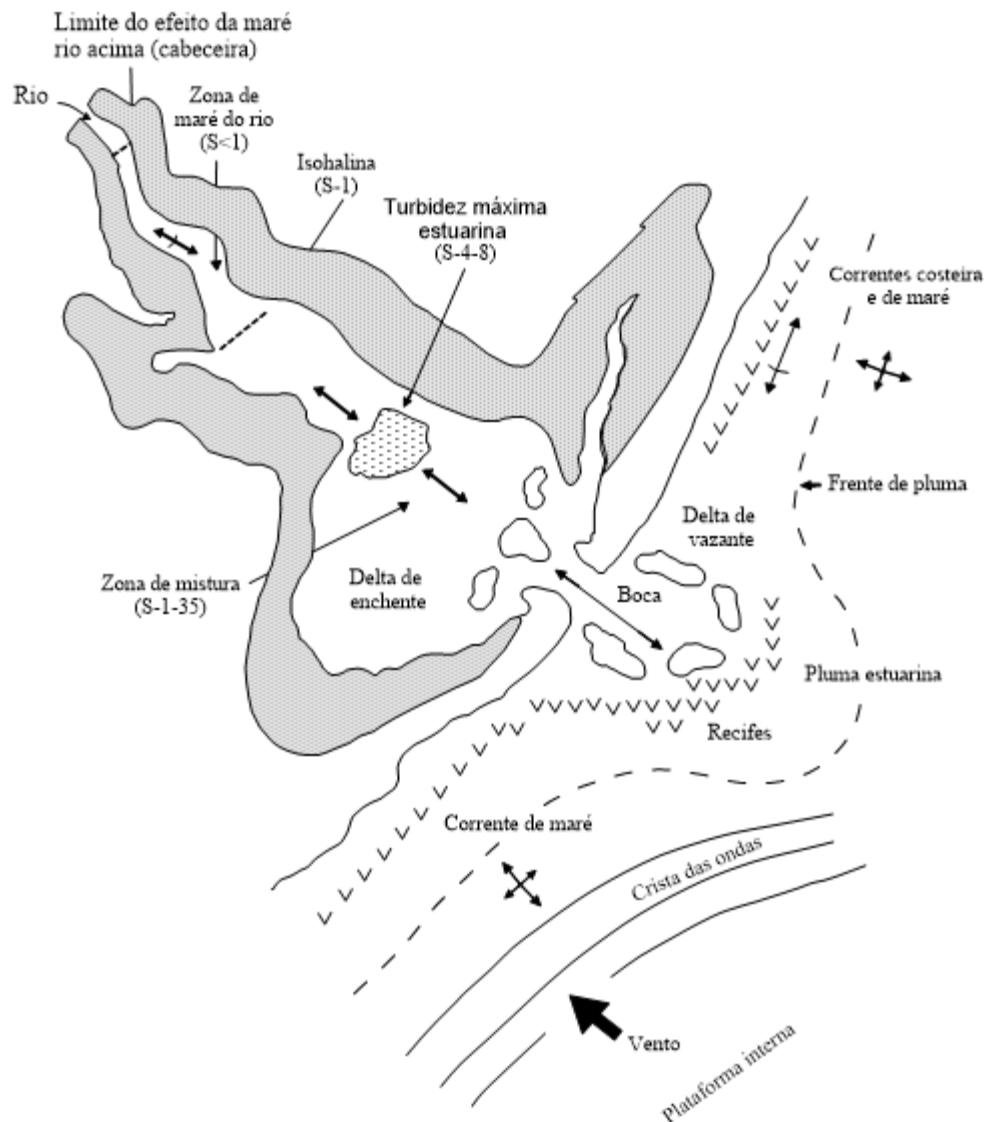


Figura 5- Modelo esquemático evidenciando os processos que ocorrem em um sistema estuarino e a localização da zona de máxima turbidez estuarina (Modificado de Miranda *et al.* 2002).

A vazão fluvial controla a localização e a concentração de sedimentos na ETM. Durante os períodos de alta descarga fluvial, os estuários tendem a apresentar maiores concentrações de sedimentos em suspensão e a ETM se localiza na porção mais marinha do estuário (i.e., mais próxima da foz). No entanto, durante os períodos de baixa vazão fluvial, as concentrações de sedimentos em suspensão tendem a ser mais baixas, assim como a descarga fluvial (Uncles & Stephens 1989, Dyer 1995).

As fases de maré também apresentam grande relevância na formação e localização da ETM. Durante a fase de enchente (maré alta), a ETM se localiza estuário acima, com baixas

concentrações de sedimentos em suspensão. Durante a vazante (maré baixa), a ETM fica localizada na porção inferior do estuário, com concentrações de sedimentos em suspensão mais significativas devido a erosão das margens (Dyer 1995).

Existem vários processos formadores da ETM, entre eles destacam-se: (i) circulação gravitacional vertical, (ii) bombeamento de maré, (iii) assimetria da maré e (iv) floculação (Festa & Hansen 1978, Dyer 1995). A circulação gravitacional vertical é o mecanismo mais comum que explica a formação da ETM em estuários parcialmente misturados, e está relacionada à descarga de sedimentos fluviais e a intrusão salina (Postma 1967, Festa & Hansen 1978, Geyer 1993, Dyer 1995). Neste caso, os gradientes de densidade longitudinais e verticais nos estuários são causados pela mistura entre as águas fluvial (doce) e marinha (salina) (Allen *et al.* 1980).

Em estuários parcialmente misturados há um ponto nulo formado pela convergência entre as correntes fluviais (em direção ao mar) e as correntes marinhas (em direção ao continente). Nesse contexto, os sedimentos carregados pelo rio concentram-se no limite da intrusão salina, onde as altas velocidades de correntes marinhas mantêm os sedimentos finos em suspensão, enquanto grãos mais grossos tendem a depositar.

Os sedimentos em suspensão são transportados pelo fluxo residual superficial da jusante até a porção média dos estuários. A concentração máxima de sedimentos em suspensão ocorre próximo ao ponto nulo da intrusão salina, formando a zona de ETM através da circulação gravitacional vertical residual que produz a ampla turbidez de fundo em estuários (Hamblin 1989, Lang *et al.* 1989, Geyer 1993, Dyer 1995).

O bombeamento de maré também é um fator que contribui para a formação da ETM, uma vez que a concentração de sedimentos em suspensão varia em uma ou mais ordens de magnitude de acordo com os ciclos de maré (Officer 1981, Wellershaus 1981, Gelfenbaum 1983, Grabemann & Krause 1989). Apesar da circulação estuarina reter os sedimentos nos estuários, as marés atuam na ressuspensão desses sedimentos, sendo responsáveis pelas elevadas concentrações na coluna d'água, além de moverem a ETM estuário acima ou abaixo de acordo com as fases de maré (Shubel 1968, Uncles & Stephens 1989).

A assimetria de maré também pode contribuir para a formação da ETM em ambientes estuarinos, uma vez que durante os ciclos de maré, os sedimentos são erodidos, ressuspensos e depositados. O domínio da fase enchente provoca maior erosão de fundo e maior transporte de sedimentos ressuspensos, consequente, a ETM tende ser mais concentrada. Em estuários que apresentam domínio de maré vazante, as condições de cisalhamento de fundo favorecem o aprisionamento de sedimentos (Allen *et al.* 1980, Dronkers 1986).

A flocculação ocorre em resposta à natureza coesiva das partículas de sedimentos finos (argilosos) (Winterwerp & van Kesteren 2004, Manning 2006), desta forma, os processos de agregação e desagregação são fundamentais na formação e manutenção da ETM (Eisma 1986, Burban *et al.* 1989). Existem dois mecanismos básicos que norteiam a flocculação: o primeiro refere-se as condições que permitem a agregação de partículas; e o segundo relaciona-se aos fatores que mantêm as partículas agregadas (Eisma 1986).

Em síntese, a flocculação é afetada pela concentração de sedimentos em suspensão, salinidade, matéria orgânica, temperatura, pH e ação de organismos (Burban *et al.* 1989). Em condições naturais, os sedimentos em suspensão apresentam cargas negativas e tendem a se repelir. Para que a flocculação ocorra, portanto, é necessário que haja uma compensação de cargas que, geralmente, ocorre por meio da atração de cargas positivas presentes na água salgada (marinha), pela associação com a matéria orgânica ou pela ação de organismos (Eisma 1986).

Como resultado da dinâmica e dos mecanismos de transporte de água e sedimentos causados pelo padrão de circulação estuarino, alguns ecossistemas atuam de forma eficiente para prevenir o escape de sedimentos do ecossistema, tais como os manguezais (Harbison 1986). O manguezal é um ecossistema típico de zonas tropicais e subtropicais, localizado em áreas de transição entre ambientes terrestre e marinho (Silva *et al.* 2005). De modo geral, os manguezais ocorrem em costas abrigadas, como baías, estuários e lagunas, sendo, portanto, sujeito ao regime de marés (Schaeffer-Novelli 1995).

Os manguezais consistem em uma expressiva fonte de carbono e nutrientes (inorgânicos e orgânicos) para os ambientes costeiros (Boto & Wellington 1988, Boto & Robertson 1990), sendo, portanto, sensível às variações hidrológicas, climáticas, aos fatores oceanográficos e à dinâmica sedimentar (Blasco *et al.* 1996, Schaeffer-Novelli 1995). Nesse ambiente, o transporte sedimentar é altamente dinâmico, com regiões de rápidas erosão e deposição de sedimentos finos (Lara 2003).

De modo geral, o favorecimento da deposição de sedimentos finos, nutrientes, detritos e poluentes ocorre, principalmente, devido a inundação da área de manguezais durante as marés de sizígia, ocasionando assim, um veículo para transporte de sedimentos (Dittmar 1999). Além disso, o fato de os manguezais situarem-se em áreas protegidas da ação direta de ondas e fortes correntes também contribui para que os sedimentos finos permaneçam dentro do ambiente (Onofre *et al.* 2007).

A variação da salinidade, a granulometria do substrato e a ação das ondas e correntes causam estresse ambiental nas áreas de manguezais, afetando diretamente as espécies animais

e vegetais típicas desse ecossistema. Esse estresse ambiental aumenta proporcionalmente com o aumento da distância da linha d'água e os efeitos relacionados à inunda  o da maré (Fry *et al.* 2000). Desta forma, as vegeta  es de áreas de manguezais apresentam diversas adapta  es que capacitam a sobrevivência em ambientes salinos e/ou salobros, influenciados pelas marés (Tomlinson 1986).

Estudos mostraram que em condi  es de moderada salinidade e inunda  es frequentes, isto   , sob condi  es ambientais ótimas, as vegeta  es de mangue atingem maiores diâmetros e alturas (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Lacerda 1999, Menezes *et al.* 2008). As espécies vegetais típicas dos bosques de mangue são *Avicennia germinans* (L.) L., *Avicennia schaueriana* Stapf & Leechman *ex* Moldenke, *Rhizophora mangle* L., *Rhizophora harrisonii* Leechman, *Rhizophora racemosa* G.F.W. Meyer, *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn f., *Conocarpus erectus* L. (Abreu *et al.* 2016).

No Brasil, cerca de 85% dos manguezais ocorrem ao longo das costas dos estados do Amapá, Pará e Maranhão, totalizando uma área de cobertura de ~10.713 km² (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Vannucci 1999). Nessas áreas, os manguezais apresentam diferentes aspectos estruturais devido às características particulares do relevo, tipo de solo, vegeta  o e amplitude de maré (Schaeffer-Novelli *et al.* 1990, Silva *et al.* 2005).

Berrêdo *et al.* (2008) apontam há diversidade de estudos relacionados aos manguezais com enfoque na biodiversidade, ecologia e manejo. Contudo, há escassez de trabalhos visando o conhecimento de características geológicas desses sistemas, principalmente, voltados para os aspectos biogeoquímicos e geoquímicos dos sedimentos.

2.5 CARACTERIZA  O DA FONTE E COMPOSI  O DA MATÉRIA ORGÂNICA NOS SEDIMENTOS COM USO DE BIOGEOQUÍMICA

A matéria orgânica (M.O.)    constituída por inúmeros compostos químicos derivados dos detritos vegetais e animais, tais como prote  inas, carboidratos, lipídios e lignina (Abrantes *et al.* 2015, Hermes & Sikes 2016). Os principais elementos que compõem a M.O. são carbono (C), nitrogênio (N), hidrog  nio (H), oxig  nio (O) e enxofre (S) (Emerson & Hedges 2008). A abundância e razões entre esses elementos, especialmente entre carbono e nitrogênio, fornecem informa  es úteis sobre a dinâmica e ciclagem de M.O. nos ecossistemas (Hedges *et al.* 1994, Meyers 1994).

A M.O. presente nos sedimentos fornece informa  es sobre a composi  o isotópica da fonte e os processos biogeoquímicos envolvidos na dinâmica sedimentar, especialmente o

transporte e deposição dos sedimentos (Spano *et al.* 2014). Em ambientes aquáticos, a M.O. é classificada como matéria orgânica particulada (M.O.P.) e matéria orgânica dissolvida (M.O.D) (Benner *et al.* 1992, Niemirycz *et al.* 2006, Bianchi 2007, Brito 2014, Serejo 2014).

A M.O.P. é formada por detritos da fauna e flora que foram incorporados aos solos e sedimentos finos (silte e argila). Esse material fica retido nos filtros de porosidade entre 0,2 e 0,7 μm durante os processos de análises (Bianchi 2007). Apesar de ser derivada das mesmas fontes orgânicas que a M.O.P., a M.O.D. é composta por polímeros de moléculas orgânicas e substâncias húmicas, além de ser a principal forma de M.O. encontrada nos ambientes aquáticos (Benner *et al.* 1992, Mctiernan *et al.* 2001, Hertkon *et al.* 2002, Niemirycz *et al.* 2006).

Em estuários, as entradas, trocas e processamento de M.O. são bastante complexas, mas têm grande relevância na compreensão do funcionamento e conectividade dos estuários com os ecossistemas marinhos e terrestres (Bouillon *et al.* 2011). Nos estuários, a M.O. pode ainda ser classificada como autóctone ou alóctone. A M.O. autóctone é aquela produzida dentro do próprio ambiente, por exemplo, fitoplâncton, zooplâncton e detritos vegetais. Em contraponto, a M.O. alóctone resultante da contribuição de fontes externas, seja marinha ou continental (Goñi *et al.* 2003, Kristensen *et al.* 2008, Correa *et al.* 2019).

As características químicas da M.O. sofrem alterações à medida que o material é transportado da fonte original até o oceano adjacente, uma vez que os estuários transformam a matéria orgânica e inorgânica regulando a liberação de carbono para a plataforma continental (Bauer *et al.* 2013, Liu *et al.* 2015, Correa *et al.* 2019). Desta forma, os isótopos estáveis são usados como marcadores naturais da origem da M.O. através da análise das diferenças entre as assinaturas de várias fontes. Ressaltando que, essas assinaturas são relativamente bem preservadas durante a mineralização, transporte e deposição (Bouillon *et al.* 2008).

Entender a dinâmica do carbono é fundamental para o entendimento funcional e estrutural do ecossistema (Martinelli *et al.* 1994), sendo as razões isotópicas do carbono (C) úteis para identificar as diferentes fontes de M.O. e o tipo de planta terrestre (Meyers 1994). As plantas metabolismo C_3 apresentam composição isotópica mais leve (mais negativas), são empobrecidas em ^{13}C em relação ao ^{12}C , com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -24 a -38‰. As plantas C_4 apresentam composição isotópica mais “pesada” (menos negativa), são enriquecidas em ^{13}C , com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -11 a -15‰. Por fim, as plantas CAM apresentam valores similares entre as plantas C_3 e C_4 , com um amplo intervalo de variação (Ferraz *et al.* 2009).

No ambiente marinho, a M.O. produzida por fitoplâncton apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -22 a -18‰ (Meyers 1997). Já na vegetação e sedimentos de manguezais, os

valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -25 a 28‰ (Lacerda *et al.* 1986, Bouillon *et al.* 2008, Correa *et al.* 2019).

A razão isotópica do nitrogênio ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) na M.O. é dependente das frações orgânicas e inorgânicas do nitrogênio presente na coluna d'água (Kuramoto & Minagawa 2001). A composição do $\delta^{15}\text{N}$ na M.O. não é tão específica quando comparada ao $\delta^{13}\text{C}$, uma vez que a composição $\delta^{15}\text{N}$ sofre mudanças causadas pelo fracionamento dos isótopos durante os processos de fixação de N_2 , desnitrificação, nitrificação e assimilação de nitrato (Wada *et al.* 1971, Mariotti *et al.* 1984, Minagawa & Wada 1986, Kuramoto & Minagawa 2001). Contudo, apesar de apresentar variação, dificultando a identificação das fontes de M.O., a composição $\delta^{15}\text{N}$ auxilia identificação dos processos biogeoquímicos associados à formação da M.O. (Kumar *et al.* 2004).

A razão atômica carbono/nitrogênio $(\text{C/N})_a$ também é utilizada como uma ferramenta para identificar se a M.O. presentes nos ambientes costeiros tem origem marinha ou terrestre (Guo *et al.* 2004, Usui *et al.* 2006). A diferença entre as fontes é justificada pela celulose presente nas plantas terrestres e ausente nas algas (Hedges *et al.* 1986, Meyers 1994). As algas apresentam valores de razão $(\text{C/N})_a$ variando entre 4 a 10, enquanto as plantas terrestres tem valores de razão $(\text{C/N})_a$ acima de 20 (Meyers 1994).

A determinação de fontes, sumidouros e fluxos de elementos em diferentes reservatórios de um ecossistema é resultante da interação entre os processos biológicos, químicos e geológicos relacionados aos ciclos biogeoquímicos (Bianchi 2006). É comum que em ecossistemas complexos haja múltiplas fontes de M.O., o que impede a determinação da fonte do material usando apenas um traçador. Desta forma, a combinação de métodos, como o uso da composição isotópica, elementar e biomarcadores, é fundamentalmente recomendada para obter resultados precisos da origem da M.O. (Bouillon *et al.* 2011, Souza *et al.* 2017, Correa *et al.* 2019).

CAPÍTULO 3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

3.1.1 Estuário do rio Mocajuba

3.1.1.1 Localização

O estuário do rio Mocajuba localiza-se no estado do Pará, distante ~140 km da capital Belém e 225 km da foz do rio Amazonas (Figura 1), atuando como limite natural a oeste entre os municípios de Curuçá e São Caetano de Odivelas (Silva *et al.* 2012, Gomes *et al.* 2021). A bacia de drenagem do rio Mocajuba apresenta área de 323 km², sendo o comprimento estuarino de 53 km e descargas máxima e média de 68,5 m³.s⁻¹ e 11 m³.s⁻¹, respectivamente (Martins *et al.* 2007, Gomes *et al.* 2021).

Erro! Fonte de referência não encontrada.

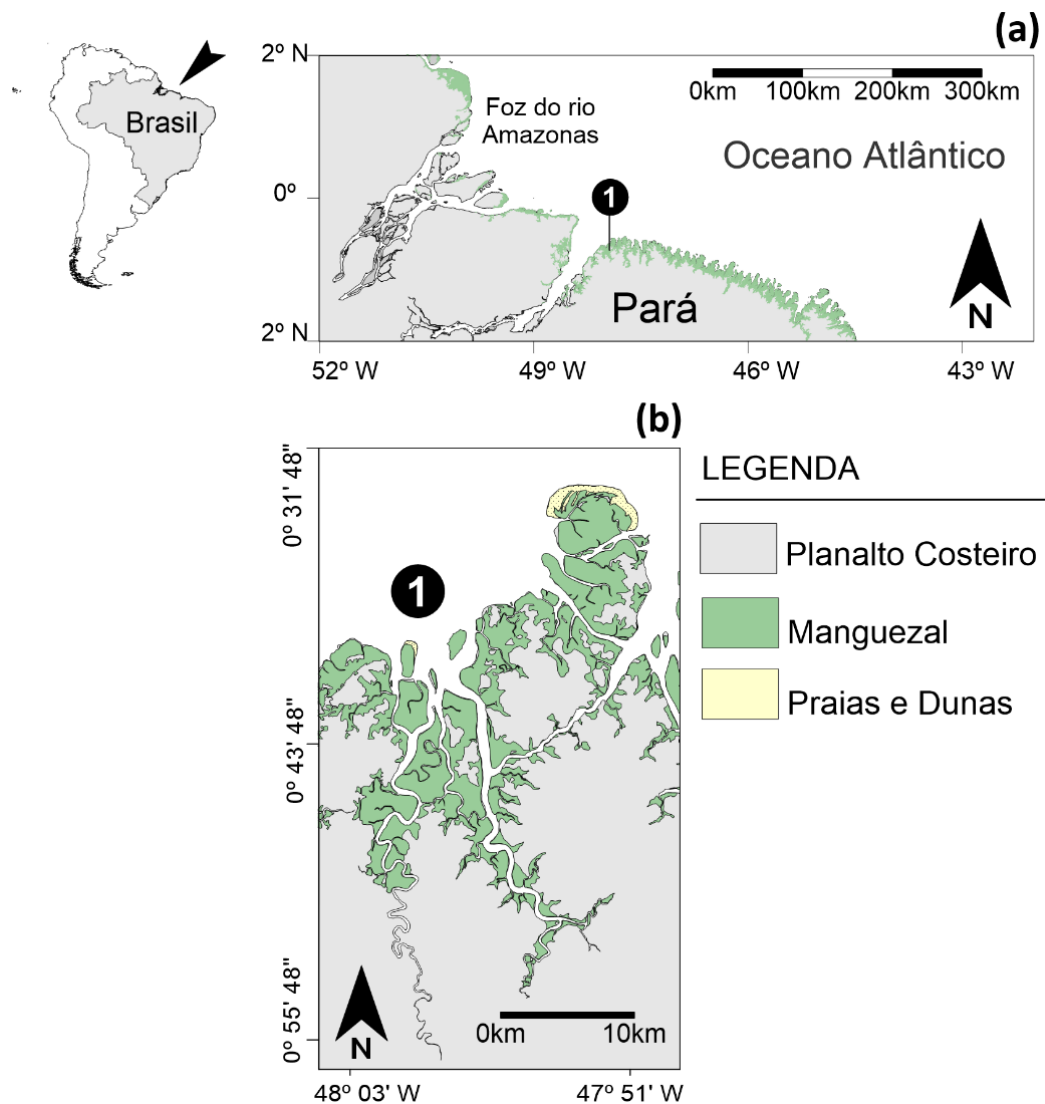


Figura 1- Em (a) Localização da Zona Costeira Amazônica; (b) Localização do estuário do rio Mocajuba.

A nascente do rio Mocajuba localiza-se no município de Terra Alta (PA), ao sul do município de Curuçá. O rio Mocajuba é formado pelo igarapé Pimenta e pela contribuição de outros igarapés menores, com direção no sentido SE-NO. O rio Mocajuba apresenta diversos meandros na porção fluvial (sem influência da maré) até a porção superior-média do estuário (Silva *et al.* 2012). A porção média-inferior do estuário apresenta curso retilíneo resultado do controle estrutural, fator que contribui consideravelmente na hidrodinâmica do estuário (Soares Júnior *et al.* 2010, Gomes *et al.* 2021).

3.1.1.2 Contexto Geológico

A geologia no município de Curuçá é representada pelos sedimentos da Formação Barreiras, com idades datando o Neógeno (nas regiões mais internas do território) e pelos sedimentos datados do Quaternário (localizados na zona litorânea). São resultados dessa estrutura áreas de planície de inundação, terraços e esporádicos restos de tabuleiros, inseridos em duas unidades morfoestruturais do relevo regional: Planalto Rebaixado da Amazônia (da Zona Bragantina) e Litoral de “Rias” (Governo do Estado do Pará 2005) (Figura 2).

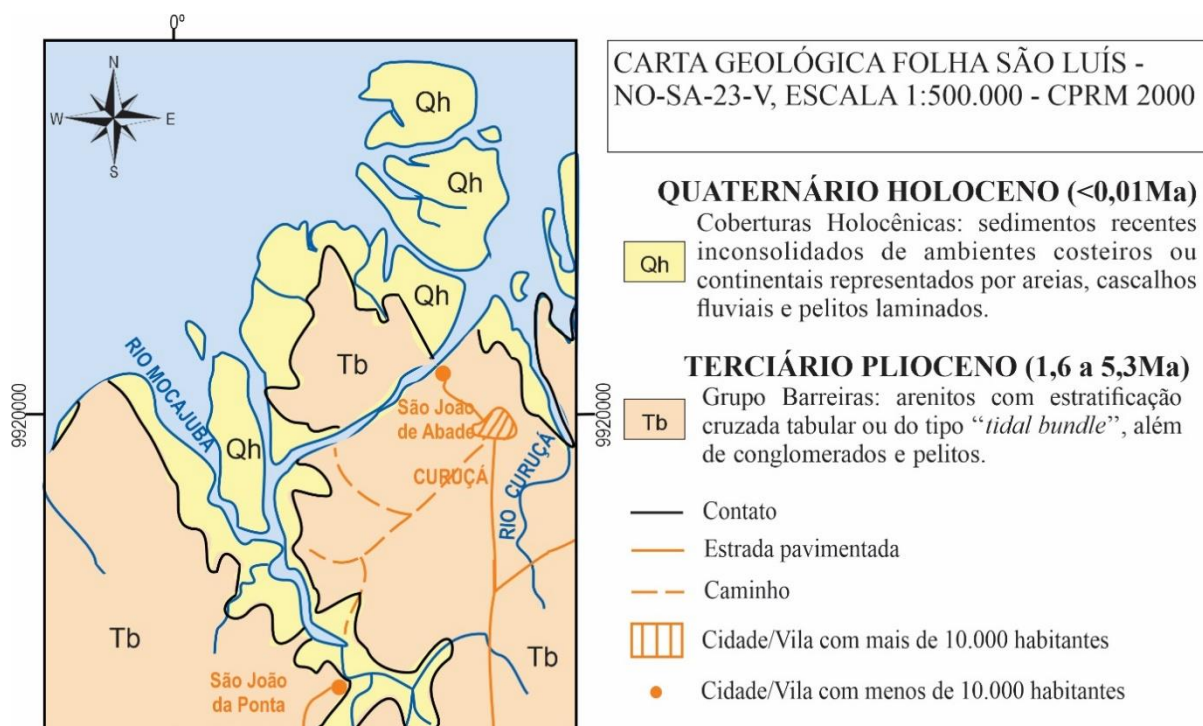


Figura 2- Mapa geológico da área na qual está situado o estuário do rio Mocajuba.

3.1.1.3 Características geomorfológicas

O relevo é caracterizado como uma costa estuarina baixa, cortada pelas baías de Curuçá e Cajuteua margeadas por planícies argilosas, frequentemente drenadas por canais de marés. Ao norte do município encontram-se planícies flúvio-marinhas e nas áreas sul e sudeste há uma

faixa de tabuleiros que fazem parte Planalto Rebaixado da Amazônia (Mendes *et al.* 2015). O solo da região é descrito com predominância de latossolo amarelo com textura média, concrecionário laterítico e solos indiscriminados de mangue (Silva *et al.* 2012, Trindade & Aguiar 2020).

Quanto à vegetação, há ocorrência de floresta secundária, resultante do processo natural de regeneração da vegetação (Trindade & Aguiar 2020), sendo representada por espécies de mangue que se expandem por $\sim 116 \text{ km}^2$ ao longo do estuário do Mocajuba. Em áreas topograficamente mais elevadas, há maiores ocorrências das espécies *Rhizophora mangle* (L.), seguida de *Avicennia germinans* (L.) As espécies de *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f. e marismas (*Spartina spp*) encontram-se em menores porções de distribuição (Pereira *et al.* 2007).

3.1.2 Estuário do rio Caeté

3.1.2.1 Localização

O estuário do rio Caeté está localizado no município de Bragança, no nordeste do Pará ($0^\circ 45' - 1^\circ 07' \text{ S}$ e $46^\circ 50' - 46^\circ 30' \text{ W}$) (Magalhães *et al.* 2006), distante 369 km da foz do rio Amazonas (Gomes *et al.* 2021) (Figura 3). O estuário faz parte da chamada Planície Costeira Bragantina, que corresponde a uma faixa costeira que se estende desde a Ponta do Maiaú até a foz do rio Caeté, com área de $\sim 1.570 \text{ km}^2$ (Souza Filho & El-Robrini 1996).

A área da bacia de drenagem do rio Caeté é de 2.236 km^2 . O comprimento do rio é de 100 km, incluindo o comprimento estuarino de 54,3 km (Lara 2003, Asp *et al.* 2012). A descarga fluvial no estuário do rio Caeté apresenta variação sazonal significativa, com média de $41,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e valores de $7,03 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (em Novembro) e $82,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (em Abril) para os períodos seco e chuvoso, respectivamente (Gomes *et al.* 2021).

O estuário do rio Caeté é um típico estuário de planície costeira, dominado por marés, com regime semidiurno e consideráveis variações durante as fases de sizígia e quadratura, bem como, durante os períodos sazonais. Além disso, o estuário do rio Caeté apresenta extensas áreas de planícies de maré cobertas por manguezais, totalizando uma área de $110,1 \text{ km}^2$ (Asp *et al.* 2018, Gomes *et al.* 2021).

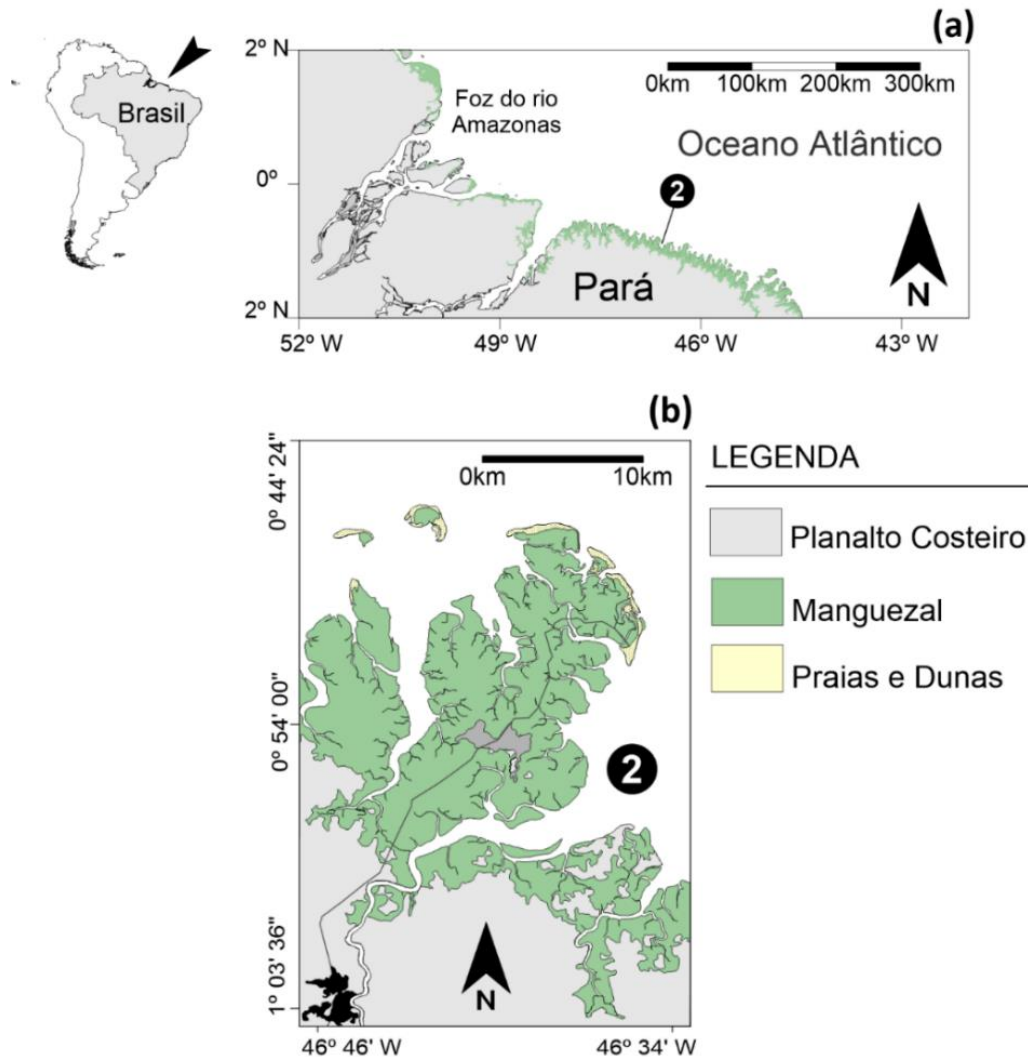


Figura 3- Em (a) Localização da Zona Costeira Amazônica; (b) Localização do estuário do rio Caeté.

3.1.2.2 Contexto Geológico

O desenvolvimento costeiro quaternário da região é resultado da evolução estrutural-sedimentar das bacias costeiras Pará-Maranhão, Bragança-Viseu e São Luís (Souza Filho & El-Robrini 2000). Desta forma, a evolução costeira da Amazônia é um produto das mudanças no NM no quaternário e o grande suprimento e retrabalhamento de sedimentos na plataforma continental (Souza Filho *et al.* 2009).

O estuário está inserido no contexto da bacia costeira cretácica de Bragança-Viseu, sendo representada por uma fossa tectônica delimitada por falhas normais de direção NW-SE (Aranha *et al.* 1990). A área apresenta embasamento pré-cambriano composto por um mosaico de blocos cratônicos (Abreu & Lesquer 1985), sedimentos cambroordovicianos (Formação Bequimão) e unidades eopaleozóicas (Sequência Piriá-Camiranga) (Igreja 1991).

O Neógeno é marcado inicialmente pela sedimentação calcárea da Formação Pirabas (Góes *et al.* 1990) e dos sedimentos clásticos do Grupo Barreiras, no Mioceno Inferior, os quais constituem os sedimentos aflorantes do Planalto Costeiro (Arai *et al.* 1988;1994; Rossetti *et al.* 1989). O Quaternário é representado por sedimentos arenoargilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras (Sá 1969, Souza Filho *et al.* 2009), e por depósitos da planície aluvionar estuarina e costeira (Souza Filho *et al.* 2009) (Figura 4).



Figura 4- Mapa geológico da área na qual está situado o estuário do rio Caeté.

3.1.2.3 Características geomorfológicas

No geral, o estuário do rio Caeté é circundado por uma área com manguezais bem desenvolvidos, com altura média de 20 m, formando uma península de 166 km², cortada por vários canais de maré (Lara 2003).

A vegetação da área é caracterizada como florestas secundárias e formações pioneiras. As florestas secundárias são encontradas sobre o planalto costeiro, sendo as formações pioneiras representadas por manguezais, campos herbáceos e arbustivos sobre a planície costeira (Souza Filho & El-Robrini 1996). As espécies dominantes são *Rhizophora mangle* (L.), *Avicennia germinans* (L.) e *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f. (Cohen *et al.* 1999).

A bacia hidrográfica apresenta topografia baixa e suave, consequentemente, a maré tem maior alcance ao se propagar para dentro do estuário. O canal principal possui seção transversal

em forma de W, com profundidades médias maiores do que altura de maré. A porção superior do estuário corresponde a um vale afogado, enquanto, a porção inferior representa um típico estuário de planície costeira, na qual ocorre o acúmulo de sedimentos (Asp *et al.* 2018).

3.1.3 Estuário do rio Gurupi

3.1.3.1 Localização

O estuário do rio Gurupi está localizado na divisa territorial entre os estados do Pará e Maranhão (Figura 5). O estado do Pará inclui 30% do estuário do Gurupi, englobando os municípios de Cachoeira do Piriá, Dom Eliseu, Nova Esperança do Piriá, Paragominas, Ulianópolis e Viseu. Desta forma, a maior parte do estuário (70%) está localizada no estado do Maranhão, abrangendo os municípios de São Francisco do Brejão, Açailândia, Itinga do Maranhão, Centro Novo do Maranhão, Junco do Maranhão, Boa Vista do Gurupi e Carutapera (Lima *et al.* 2017, Pereira & Vieira 2019).

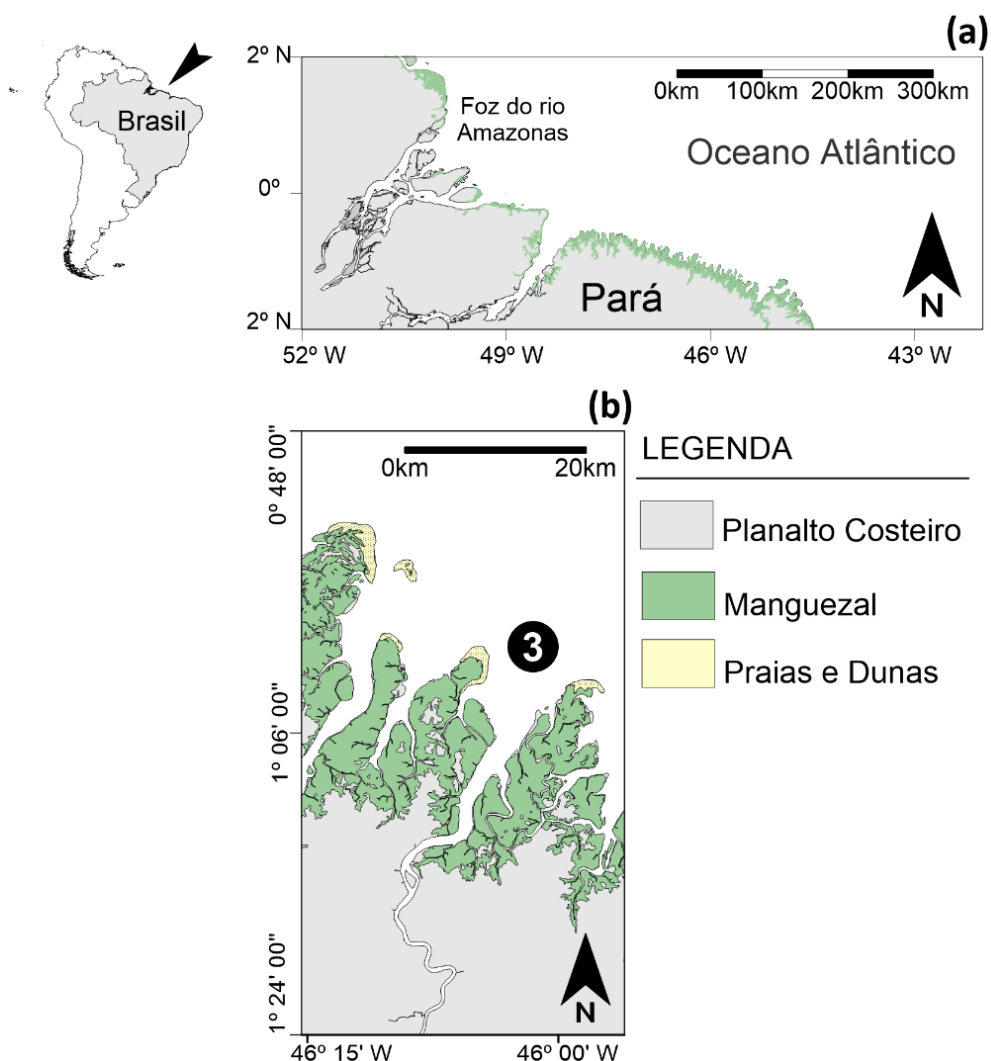


Figura 5- Em (a) Localização da Zona Costeira Amazônica; (b) Localização do estuário do rio Gurupi.

A bacia de drenagem do rio Gurupi tem área de 35.200 km² (Souza Filho *et al.* 2009), sendo parte da Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Ocidental (ANA 2015). O rio Gurupi é formado pela confluência dos rios Itinga (1.950,80 km²) e Açailândia (3.225,54 km²). O rio percorre cerca de 700 km desde sua nascente em Açailândia (Maranhão) até a foz no Oceano Atlântico, com comprimento estuarino de 57,7 km (Lima *et al.* 2017, Gomes *et al.* 2021).

Os principais fatores que tornaram o estuário do rio Gurupi interessante do ponto de vista científico para o presente trabalho foram o tamanho da bacia de drenagem, a vazão fluvial e sua localização quanto à distância em relação à foz do rio Amazonas. Primeiramente, quando comparado aos demais estuários deste trabalho, já apresentados anteriormente, o tamanho da bacia de drenagem do Gurupi é significativamente maior, com uma descarga também significativa (média de 472 m³.s⁻¹). Além disso, o rio Gurupi está localizado à 433 km de distância da foz do rio Amazonas, desta forma, espera-se que a influência da ARP seja menor do que nos demais estuários da SACZ (Asp *et al.* 2018, Gomes *et al.* 2021).

3.1.3.2 Contexto Geológico

A geologia da área na qual o estuário do rio Gurupi está inserido é fortemente influenciada por dois domínios: um paleoproterozóico, denominado de Cráton São Luís, e outro neoproterozóico, denominado de Cinturão Gurupi (Klein & Moura 2003). Em linhas gerais, no limite entre os estados do Pará e Maranhão (região do rio Gurupi) afloram rochas ígneas e metamórficas envoltas por sedimentos fanerozóicos (Figura 6).

O Cráton de São Luís é um domínio paleoproterozóico estruturalmente bem preservado, com rochas de idade ~2,0 Ga (Almeida *et al.* 1976), localizado na porção norte-nordeste da região do rio Gurupi. O Cráton de São Luís constituído por granitoides cálcico-alcálicos (TTG) relacionados à subducção/arcs vulcânicos. Além disso, associados aos granitóides há ocorrência de sequências metavulcano-sedimentares metamorfizadas em fácies xisto verde (Klein & Moura 2003).

O Cinturão Gurupi é um domínio neoproterozóico com rochas apresentando idades entre 1,0 e 0,5 Ga (Almeida *et al.* 1976). É formado por uma sequência metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies xisto verde, gnaisses em fácies anfibólito, com intercalações metassedimentares em fácies anfibólito (Klein & Moura 2003).

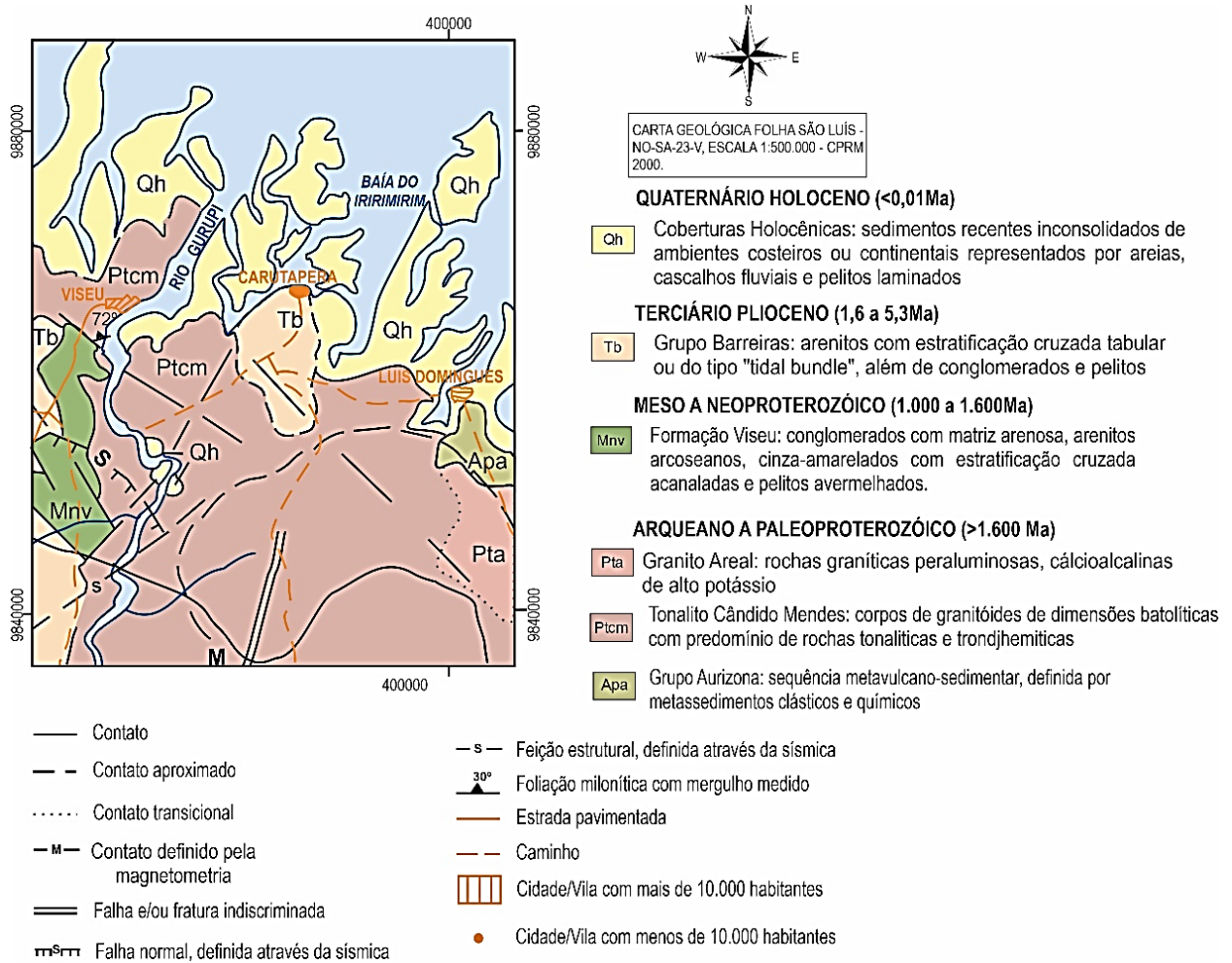


Figura 6- Mapa geológico dá área na qual está situado o estuário do rio Gurupi.

3.1.3.3 Características geomorfológicas

Gomes (2015) evidenciou que as áreas da bacia hidrográfica e do perfil do rio possuem baixo relevo, estando abaixo de 100 m de elevação. Entretanto, no setor da cabeceira, localiza-se a serra homônima na qual a elevação ultrapassa 450 m.

Os dados hipsométricos da bacia do rio Gurupi se enquadram no estágio Monadnock, segundo Strahler (1952), sendo possível notar o contraste entre as áreas de pequenas elevações das Serras do Gurupi e Tiracambu e áreas extensas de elevação intermediária. De acordo com Lima *et al.* (2017), a rede de drenagem (5ª ordem – Strahler 1952) é principalmente N-S (canal principal) e E-W (variações para NE-SW e NW-SE), com padrão treliça/angular, localmente paralelo, e maior densidade na porção ocidental.

Os dados de topografia, geologia e a hipsometria da bacia apontam para um bom potencial de produção e erosão de sedimentos para a região costeira, mas o relevo relativamente suave

reduz o potencial de transporte. Por outro lado, em estágios de NM mais baixo este potencial de transporte seria bastante aumentado (Gomes 2015).

3.1.4 Plataforma Continental Amazônica

A Plataforma Continental Amazônica está localizada no litoral norte do Brasil (entre 4° N e 2° S) entre os estados do Amapá e Maranhão (Castro & Miranda 1998) (Figura 7). Este ambiente é altamente energético devido a ação combinada de agentes como a forte descarga de água e sedimentos proveniente dos rios Amazonas e Pará, a influência dos ventos alísios, a Corrente Norte do Brasil (CNB), as amplitudes das marés e ação das ondas (Oltman 1968, Geyer *et al.* 1996, Castro & Miranda 1998, Lima *et al.* 2004, Asp *et al.* 2022).

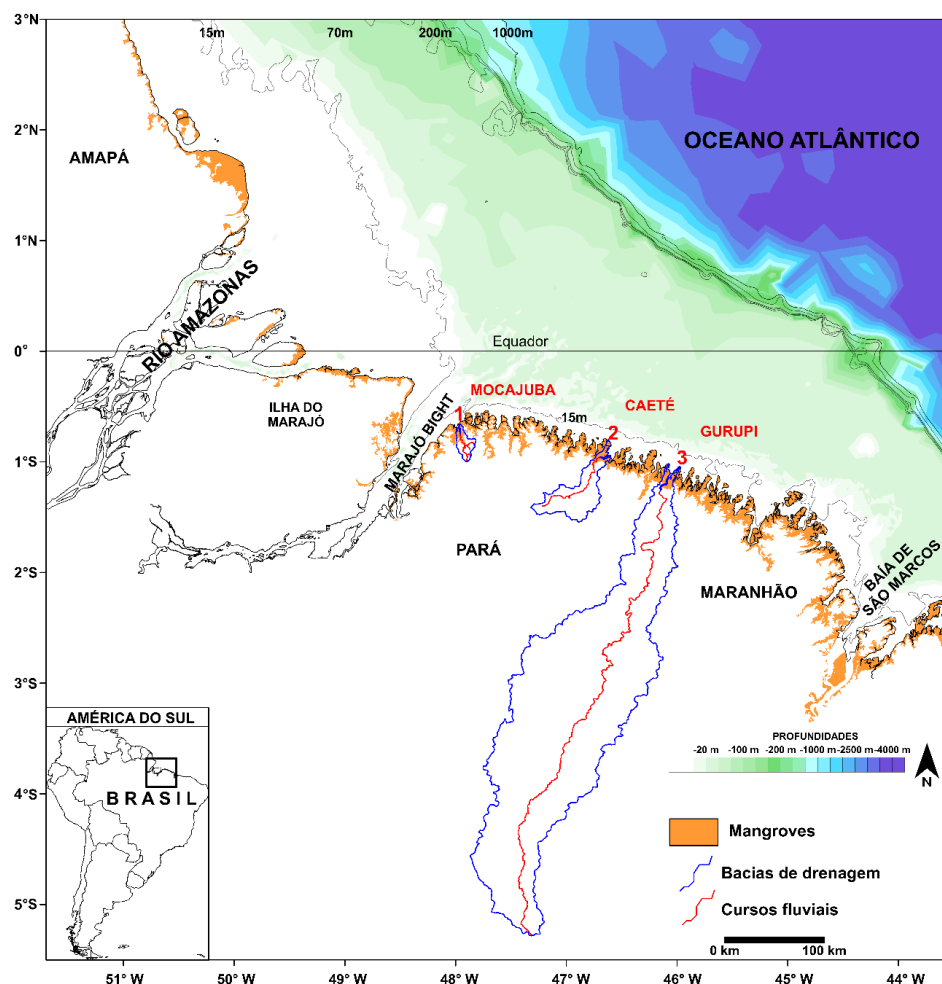


Figura 7- Mapa evidenciando a Plataforma Continental Amazônica e a localização dos três estuários (Mocajuba, Caeté e Gurupi) alvos do presente estudo (Fonte: compilação de dados batimétricos DHN, dados topográficos SRTM, e digitalização própria de contornos e cursos de drenagem).

A plataforma interna se inicia, aproximadamente, na isóbata -20 m (distante 15 km da costa ao longo do nordeste do Estado do Pará) (Souza Filho *et al.* 2009). A descarga sólida do

rio Amazonas fornece relevantes depósitos lamosos para a Plataforma, compondo um mosaico de sedimentos de fundo com granulometria grossa e fina (Siqueira & Aprile 2012). Aproximadamente 97% dos sedimentos transportados pelo rio Amazonas são provenientes das drenagens dos Andes (62% transportados pelo rio Solimões e 35% pelo rio Madeira) e os 3% são provenientes dos rios da plataforma cristalina (Seyler & Boaventura 2001).

Sabe-se que os sedimentos depositados na Plataforma Continental do Amazonas são, majoritariamente, argilosos e siltosos (Meade *et al.* 1985), porém, encontram-se ainda sedimentos arenosos "reliquias" e sedimentos carbonatados da plataforma externa (Nittrouer & DeMaster 1986). Além disso, estudos também têm evidenciado que esses sedimentos finos são modernos e correspondem ao delta subaquoso do rio Amazonas, enquanto os sedimentos grossos são mais antigos (reliquias) (Nittrouer *et al.* 1986, 1995, 2021, Asp *et al.* 2022). Desta forma, estudos relacionados à caracterização granulométrica e proveniência dos sedimentos são fundamentais para identificar e mapear a distribuição do material que é transportado pelo rio Amazonas e, posteriormente, sequestrado pelos estuários e manguezais ao longo do litoral norte brasileiro (Medeiros Filho *et al.* 2016, Teódulo 2017, Hoppner *et al.* 2018).

3.2 METODOLOGIA

A metodologia da presente tese foi dividida em três fases, seguindo o cronograma proposto no projeto de doutorado. A primeira fase consiste período “pré-campo”, no qual os levantamentos bibliográficos foram realizados, as malhas amostrais referentes às coletas hidrodinâmicas e sedimentares foram definidas e, por fim, os equipamentos foram preparados e configurados para realização das coletas de dados.

Na segunda fase, isto é, na fase de “campo”, os dados batimétricos, hidrodinâmicos e sedimentares foram coletados e armazenados adequadamente e, posteriormente, foram analisados em laboratório. Finalmente, na fase “pós-campo”, as amostras sedimentares foram analisadas em laboratório quanto à granulometria, os mapas de distribuição dos parâmetros hidrodinâmicos foram elaborados, assim como, as análises estatísticas foram realizadas com uso de programas específicos.

Para melhor visualização dos esquemas de coleta e processos de análises dos dados um fluxograma abaixo foi elaborado seguindo o cronograma e a metodologia utilizados ao longo deste estudo (Figura 8).

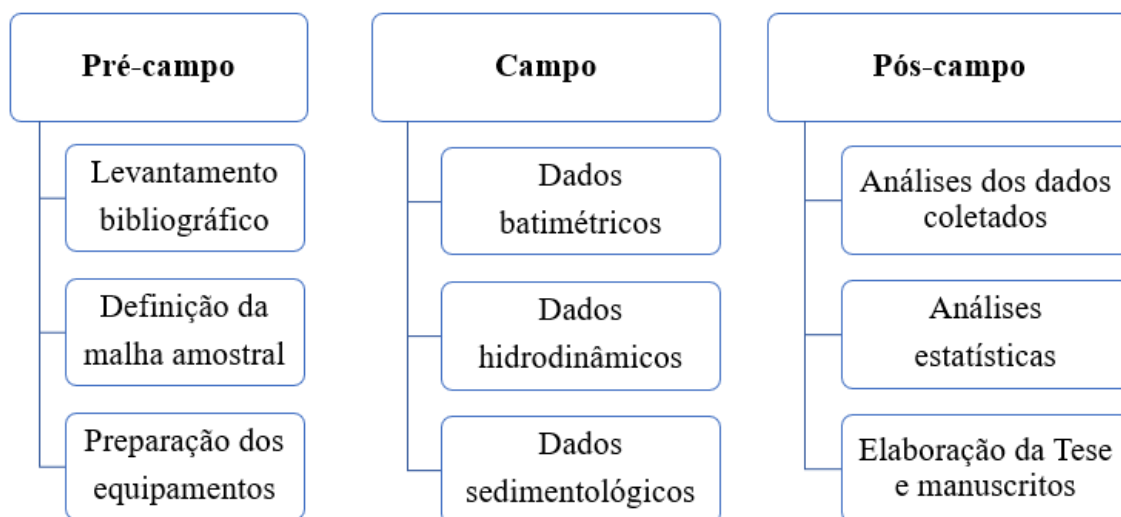


Figura 8- Fluxograma resumindo a metodologia utilizada na presente Tese.

As coletas foram realizadas, sumariamente, obtendo dados batimétricos, hidrodinâmicos e sedimentares, de acordo com a variação sazonal (períodos secos e chuvosos) em cada um dos estuários, assim como na área de plataforma continental. A tabela abaixo contém as datas e os períodos sazonais das coletas em cada estuário:

Tabela 1- Cronograma das coletas realizadas nos estuários.

LOCAL	DATA	METODOLOGIA	PERÍODO SAZONAL
Estuário do rio Mocajuba	Maio/2013	Hidrodinâmica	Chuvoso
	Março/2014	Hidrodinâmica	Chuvoso
	Novembro/2013	Morfologia e Hidrodinâmica	Seco
	Dezembro/2014	Hidrodinâmica	Seco
	Novembro/2022	Sedimentologia	Seco
Estuário do rio Caeté	Novembro/2022	Sedimentologia	Seco
Estuário do rio Gurupi	Maio/2012	Morfologia	Chuvoso
	Abril/2012	Hidrodinâmica	Chuvoso
	Novembro/2012	Morfologia e Hidrodinâmica	Seco
	Novembro/2022	Sedimentologia	Seco
Plataforma Continental Amazônica	Fevereiro/2022	Sedimentologia	Chuvoso
	Março/2022	Sedimentologia	Chuvoso
	Novembro/2022	Sedimentologia	Seco
	Maio/2023	Sedimentologia	Chuvoso

3.2.1 Morfologia

Os dados batimétricos forneceram informações detalhadas sobre a morfologia de fundo e as áreas das seções transversais. Os perfis das malhas batimétricas variaram de acordo com as especificidades de largura e comprimento de cada estuário.

As coletas de dados foram realizadas a bordo de uma pequena embarcação do tipo voadeira, com o uso de uma ecossonda *Furuno® 4100*, um equipamento de sistema de posicionamento global (*Global Positioning System – GPS*) da marca *Garmin®*, modelo *GPSmap 60CSx*, sendo estes equipamentos conectados a um *notebook* (Figura 9). O processamento desses dados ocorreu em laboratório com uso de aplicativos como o *Surfer 13*.

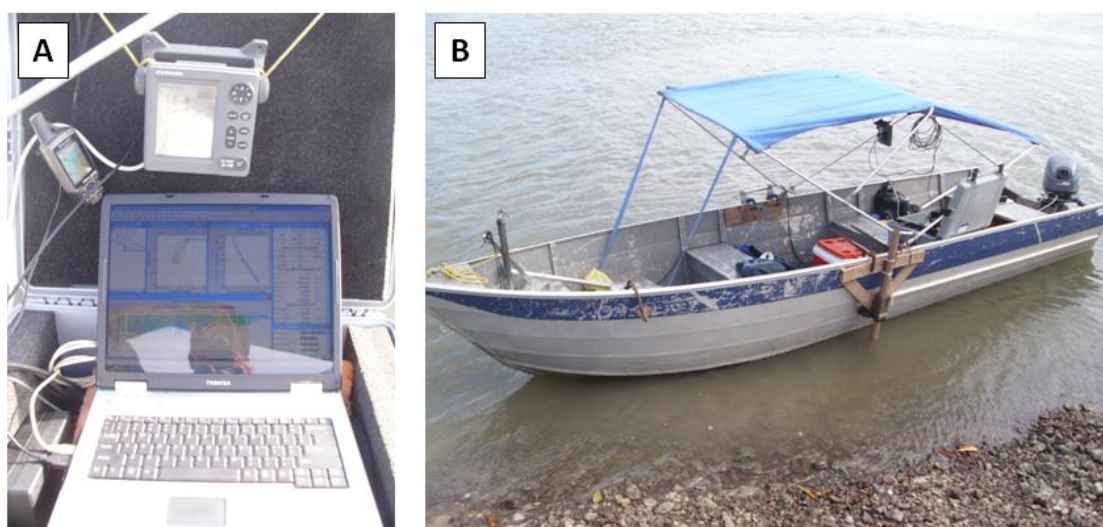


Figura 9- Equipamentos utilizados nas coletadas de dados batimétricos.

3.2.2 Hidrodinâmica

As medições hidrodinâmicas longitudinais foram realizadas por meio de perfis verticais na coluna d'água, distantes entre 1 km (estuário do rio Mocajuba) e 5 km (estuário do rio Gurupi) (Figura 10 – A). Os dados longitudinais incluem medições de salinidade, temperatura, turbidez e profundidade, e foram coletados com uso de CTD (*Conductivity, Temperature, Depth*), modelo 90m da marca *Sea & Sun*, equipado adicionalmente com um sensor de turbidez *Seapoint® bulkhead* (Figura 10 – B). Posteriormente, esses dados foram analisados com o uso dos aplicativos *SDA Sea & Sun Technology GmbH*, *Microsoft Excel*, *Grapher 12* e *Surfer 13*.

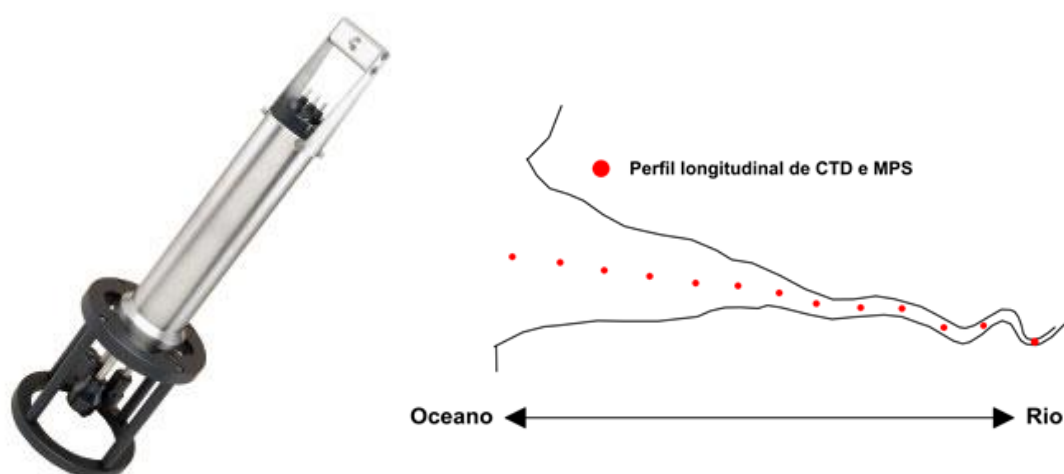


Figura 10- (A) Equipamento CTD utilizado nas coletas longitudinais e em (B) esquema de coleta dos perfis longitudinais.

Um perfilador acústico de corrente (ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*) modelo *workhorse monitor (1.200 kHz) Teledyne®* foi utilizado para obtenção de dados de vazão, sentido, direção e velocidade de corrente. Os dados foram coletados em um perfil transversal, de margem a margem, com intervalo de 20 a 30 minutos, dependendo do estuário, durante 13 horas (Figura 11). Em laboratório, estes dados foram processados o aplicativo *WinRiver II* e analisados em ambiente *MatLab*.

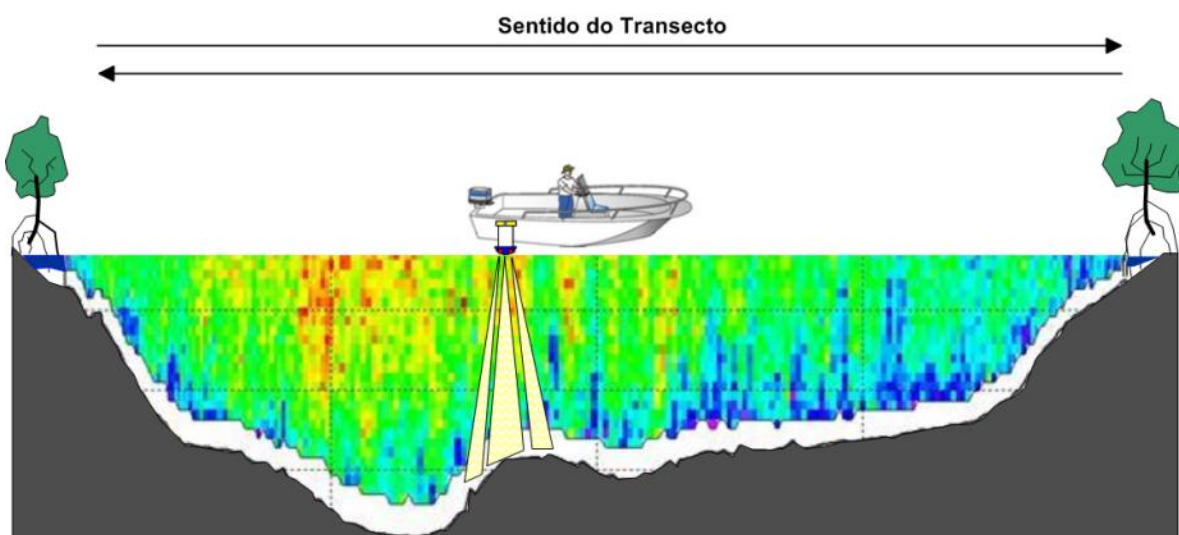


Figura 11- Esquema de coleta utilizando ADCP, evidenciando o perfil transversal, de margem a margem no estuário.

Os dados de variação de nível d'água foram obtidos com uso de marégrafos do tipo sensores de pressão modelo Onset/HOBO® U20-002-Ti (Figura 12 – A). Os marégrafos foram instalados longitudinalmente durante o primeiro dia de coleta e retirados no último dia para garantir os registros de ciclos de marés completos (Figura 12 – B).

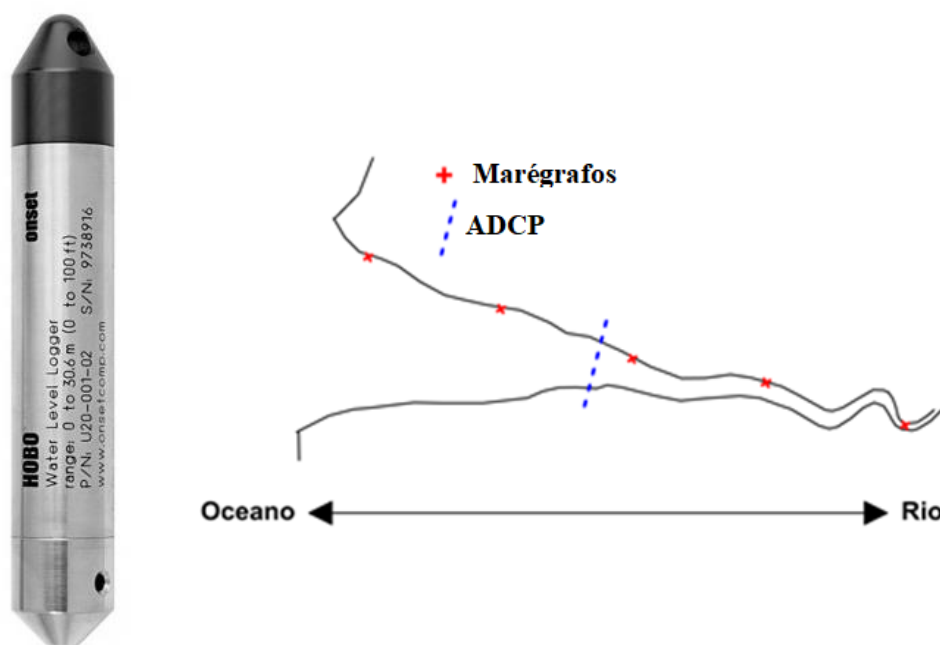


Figura 12- (A) Marégrafo utilizado para obtenção de dados de variação de nível d'água e (B) esquema de obtenção de dados transversais, utilizando ADCP e marégrafos.

3.2.3 Sedimentologia

3.2.3.1 Coletas de sedimentos

As coletas de sedimentos superficiais de fundo foram realizadas a bordo de embarcação do tipo voadeira, utilizando GPS, dragas busca-fundo modelos *Petersen* e *Shipek*. A escolha dos pontos amostrais foi baseada em estudos prévios, como o de Asp *et al.* (2018) e Gomes *et al.* (2021), a fim de abranger as áreas à montante (domínio de vazante), à jusante (domínio de enchente) e a área de convergência de transporte de cada estuário, além das áreas de manguezais adjacentes (Figura 13).

As amostras de sedimentos foram devidamente identificadas, etiquetadas, armazenadas em sacos plásticos e analisados em laboratório para determinação de carbonatos totais (C.T.), M.O. e distribuição textural dos sedimentos ao longo dos estuários.

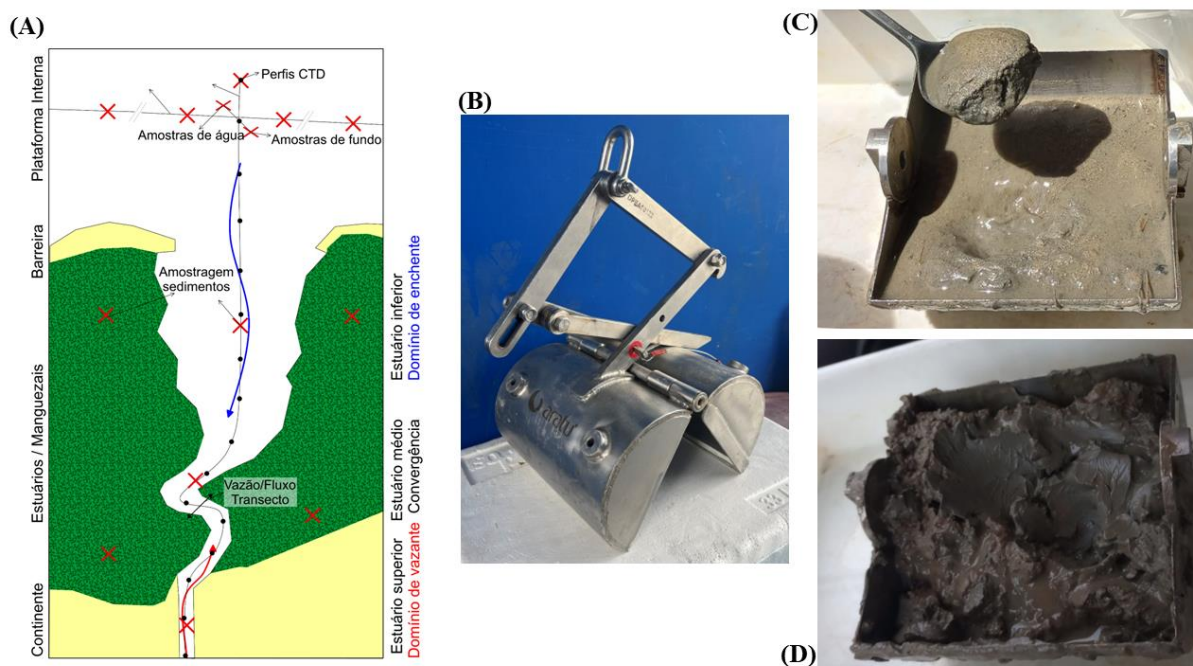


Figura 13- (A) Esquema de amostragem de sedimentos de fundo e em suspensão ao longo dos estuários e nas áreas de manguezais, (B) draga utilizada nas coletas, (C) e (D) amostras de sedimentos coletadas no estuário do rio Mocaíuba.

3.2.3.2 Eliminação de C.T. e M.O.

Inicialmente, todas as amostras de sedimentos foram lavadas com água destilada à temperatura ambiente para eliminação de sais e secadas em estufa a 60 °C. Em seguida, as amostras foram pesadas e subamostradas para determinação de C.T. e M.O.

As amostras de sedimentos de fundo foram tratadas com Ácido Clorídrico (HCl) para determinar a concentração de carbonatos totais. Cerca de 10 g de cada amostra sofreram ataque com HCl diluído a 10% durante 24 h. Por meio de cálculos simples foi estimado a porcentagem da concentração de carbonatos totais de cada amostra, seguindo a equação abaixo:

$$CT (\%) = (P1 (g) - P2 (g)) \times 100 \quad (1)$$

CT = Carbonatos totais (%)

P1 = Peso da amostra antes de tratar com HCl (g)

P2 = Peso da amostra depois de tratar com HCl (g)

A determinação da matéria orgânica (M.O.) foi estimada pela perda de peso do sedimento por oxidação com uso de Peróxido de Hidrogênio (H₂O₂) a 200 volumes. Cerca de 100 g de cada amostra foram tratadas com H₂O₂ em três imersões: 10%, 50% e 100% (puro). As amostras

permaneceram imersas em cada etapa por 24 horas, em temperatura ambiente. Após esse processo, as amostras foram lavadas com água destilada à temperatura ambiente e levadas para secagem na estufa, com temperatura de 60 °C durante 24 horas. Ao final do processo, utilizou-se o seguinte cálculo para obtenção da porcentagem de M.O. em cada amostra:

$$\text{MO (\%)} = (\text{P1 (g)} - \text{P2 (g)}) \times 100 \quad (2)$$

MO = Matéria Orgânica (%)

P1 = Peso da amostra antes de tratar com H₂O₂ (g)

P2 = Peso da amostra depois de tratar com H₂O₂ (g)

3.2.3.3 Análises granulométricas

Após as eliminações de carbonatos e M.O., as amostras de sedimentos foram analisadas com uso de granulômetro a *laser* modelo CILAS 1190 LD, com faixa de medida de 0,040 µm a 2.000.000 µm (Figura 14). Os dados foram processados com auxílio dos aplicativos *Size Expert* e *GRADISTAT*.



Figura 14- Equipamentos utilizados nas análises granulométricas dos sedimentos.

3.2.3.4 Classificação textural dos sedimentos

A classificação dos sedimentos quanto à textura foi realizada seguindo os protocolos de nomenclatura de Folk (1954), a classificação de Folk & Ward (1957) e escala milimétrica de Wentworth (1922). Os parâmetros sedimentares analisados foram o tamanho médio, grau de assimetria e grau de seleção.

O diâmetro médio é um parâmetro que representa o tamanho médio das partículas (Folk & Ward 1957). Na escala milimétrica de Wentworth (1922), a classificação quanto ao tamanho médio varia de colóide (13 Φ ou 0,12 µ) a bloco (acima de -8 Φ ou 256 mm) (Tabela 2).

O tamanho médio dos sedimentos e a hidrodinâmica local influenciam diretamente nos processos de transporte e deposição de sedimentos (Suguio 1973, Folk 1974). Segundo Davis Jr & FitzGerald (2004), os sedimentos finos (5Φ a 13Φ ou 31μ a $0,12 \mu$) tendem a se acumular em ambientes de baixa energia de ondas, enquanto os sedimentos grossos ($> 4 \Phi$ ou $< 0,0625$ mm) tendem a se acumular em ambientes de alta energia de ondas.

Tabela 2- Classificação textural dos sedimentos de acordo com Wentworth (1922). Os valores da terceira coluna marcados com * estão em escala μ , sendo $1 \mu = 0,001$ mm

Classificação de Wentworth	Escala em phi (Φ)	Escala em mm
Bloco	-9	512
	-8	256
Matacão	-7	128
	-6	64
Seixo	-5	32
	-4	16
	-3	8
	-2	4
	-1	2
Cascalho	-1	2
Areia m. grossa	0	1
Areia grossa	1	0,500
Areia média	2	0,250
Areia fina	3	0,125
Areia m. fina	4	0,0625
Silte grosso	5	$31\mu^*$
Silte médio	6	$15,6 \mu^*$
Silte fino	7	$7,8 \mu^*$
Silte muito fino	8	$3,9 \mu^*$
Argila grossa	9	$2 \mu^*$
Argila média	10	$0,98 \mu^*$
Argila fina	11	$0,49 \mu^*$
Argila muito fina	12	$0,24 \mu^*$
Colóide	13	$0,12 \mu^*$

Fonte: Dias (2004), com modificações.

O grau de seleção é uma medida de dispersão representada pelo desvio padrão (σ) da distribuição da amostra (Briggs 1977). O tamanho médio e o grau de seleção são parâmetros importantes para estudos relacionados ao transporte de sedimentos, principalmente no processo de fracionamento sedimentar (Suguio 1973). Folk & Ward (1957) sugerem que uma escala qualitativa seja usada convenientemente para descrição de grau de seleção de sedimentos, que apresenta os seguintes limites:

Tabela 3- Classificação de sedimentos com relação ao grau de seleção

Desvio padrão (σ)	Classificação
< 0,35	muito bem selecionado
0,35 a 0,50	bem selecionado
0,50 a 1,00	moderadamente selecionado
1,00 a 2,00	pobremente selecionado
2,00 a 4,00	muito pobremente selecionado

Fonte: Folk & Ward (1957).

O selecionamento dos grãos por tamanho pode ocorrer pelo aumento do transporte ou pelo aumento da agitação do meio. Uma amostra de sedimentos bem selecionados implica em pequena dispersão dos valores das medidas de tendência central (Nichols 2009). Segundo Folk (1974), os sedimentos praias, derivados de uma mesma fonte, são bem selecionados, enquanto sedimentos fluviais são pobremente selecionados devido à atuação dos agentes costeiros.

Outro parâmetro textural que foi utilizado na classificação textural dos sedimentos de fundo foi o grau de assimetria. Este parâmetro é indicado pela distância entre diâmetro médio e a mediana. As descrições para os valores de assimetria propostos por Folk & Ward (1957) são apresentadas na tabela a seguir:

Tabela 4- Classificação de sedimentos com relação ao grau de assimetria, segundo Folk & Ward (1957)

Assimetria	Classificação
+100 a +0,30	fortemente assimétrica no sentido dos finos (muito positiva)
+0,30 a +0,10	assimétrica no sentido dos finos (positiva)
+0,10 a -0,10	aproximadamente simétrica
-0,10 a -0,30	assimétrica no sentido dos grosseiros (negativa)
+0,30 a -1,00	fortemente assimétrica no sentido dos grosseiros (muito negativa)

Fonte: Modificado de Dias (2004).

Quando os valores de diâmetro médio e mediana coincidirem, a distribuição será simétrica. Porém, quando os valores de diâmetro médio e mediana forem distintos, a assimetria será classificada como positiva ou negativa. A assimetria positiva ocorre quando os valores da média foram maiores do que a mediana. Em oposição, quando os valores da média forem inferiores ao da mediada, a assimetria será negativa (Jesus & Andrade 2013).

O grau de assimetria está intrinsicamente relacionado aos ambientes de deposição. Ao correlacionar a assimetria com o diâmetro médio, nota-se que os sedimentos grossos (arenosos) apresentam assimetria negativa, enquanto sedimentos finos (lamosos) têm assimetria positiva Folk & Ward (1957).

3.2.4 Análise do Material Particulado em Suspensão (MPS)

O MPS foi estimado através da coleta de água superficial com uso de garrafa oceanográfica tipo *Niskin*. As amostras de água foram armazenadas em garrafas plásticas, devidamente identificadas e mantidas em caixa térmica com gelo para melhor conservação. O processo de filtragem foi realizado em laboratório, seguindo a metodologia proposta por Strickland & Parsons (1972), utilizando bomba a vácuo e filtros de fibra de vidro com 44 mm de diâmetro e 0,6 μm de porosidade (Figura 15).

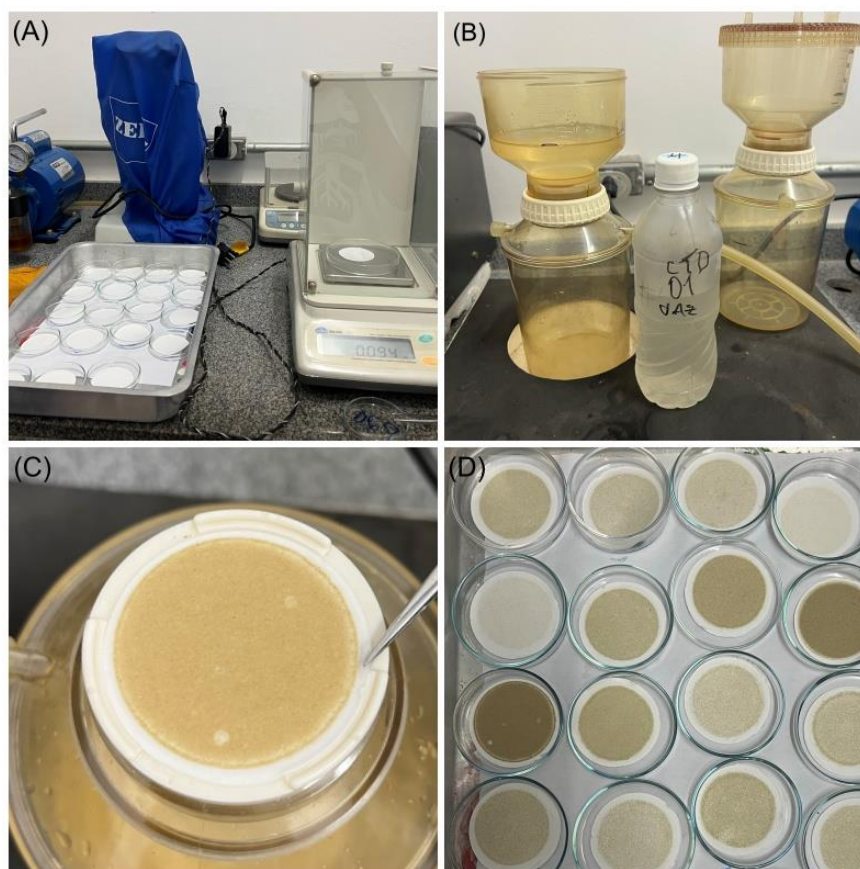


Figura 15- Análise do MPS em laboratório de acordo com a metodologia proposta por Strickland & Parsons (1972).

Inicialmente os filtros foram etiquetados de acordo com as amostras de água coletadas, em seguida, eles foram lavados com água destilada, secados em estufa a 60 °C, durante 24 horas. Finalmente, os filtros foram pesados e obteve-se o peso inicial em gramas (P1).

No processo de filtragem, cada amostra de água foi subamostrada em quantidades de 200 ml. Após a filtragem, os filtros utilizados foram secados novamente em estufa a 60 °C, durante 24 horas. Na etapa final, esses filtros contendo amostras de MPS foram pesados e obteve-se o peso final em gramas (P2). A quantidade de MPS é calculada através da equação abaixo:

$$\text{MPS (g.L}^{-1}\text{)} = \frac{\text{P2 (g)} - \text{P1 (g)}}{\text{Vf (L)}} \quad (3)$$

MPS = Material Particulado em Suspensão (g.L⁻¹)

P1 = Peso inicial do filtro (g)

P2 = Peso final do filtro (g)

Vf = Volume filtrado (L)

3.2.5 Fluxos residuais de água e sedimento

Os fluxos residuais de água e sedimento contribuíram na interpretação dos processos de importação e/ou exportação de sedimentos nos estuários. As análises foram realizadas em ambiente MatLab seguindo a metodologia proposta por Nowacki *et al.* (2015) e Glover *et al.* (2021).

Os dados de profundidade foram reajustados utilizando método de coordenada *sigma*, com valores variando entre 0 (superfície) e 1 (fundo) ($\sigma = z/h$) (Giddings *et al.* 2014, Nowacki *et al.* 2015, Glover *et al.* 2021). Os valores de velocidades de correntes, área de seção transversal e variação de maré foram extraídos do perfil transversal com uso de ADPC e instalação de marégrafo, respectivamente, seguindo a metodologia já descrita anteriormente (vide tópico 5.2.2). Os dados de SSC foram interpolados utilizando os perfis longitudinais de CTD.

O fluxo residual foi calculado assumindo:

$$F = \langle \int ucdA \rangle \quad (4)$$

sendo u a velocidade, c a concentração de sedimento em suspensão ou salinidade, dA representa a área de seção transversal e $\langle \int \rangle$ representa a variação de maré. A velocidade e concentração variam transversalmente (y), verticalmente (σ), e temporariamente (t). O fluxo residual de água foi calculado utilizando os dados QRev da saída de dados do ADCP e modificando a unidade c na equação.

No cálculo do fluxo residual de sedimentos, as lacunas nas medições foram calculadas utilizando interpolação cúbica dos dados de SSC. Em seguida, a decomposição do fluxo residual foi calculada seguindo o método proposto por Lerczak *et al.* (2006), Nowacki *et al.* (2015) e Glover *et al.* (2021), assumindo que:

$$F = u_0 c_0 A_0 + \int u_1 c_1 dA_0 + \langle \int u_2 c_2 dA \rangle = F_R + F_E + F_T \quad (5)$$

$$u_0 = \frac{\langle \int u dA \rangle}{A_0} c_0 = \frac{\langle \int c dA \rangle}{A_0} u_1 = \frac{\langle u dA \rangle}{dA_0} - u_0 c_1 = \frac{\langle c dA \rangle}{dA_0} - c_0 \quad (6)$$

$$u_2 = u - u_0 - u_1 c_2 = c - c_0 - c_1 \quad (7)$$

onde F_R é o fluxo relacionado à advecção fluvial, F_E é o fluxo das trocas estuarinas e F_T é o fluxo residual que representa outros processos como erosão, deposição e o bombeamento da maré.

O fluxo transversal foi calculado estimando os valores de salinidade e turbidez (obtidos pelo CTD) e correlacionados aos dados de ADCP de acordo com McLachlan *et al.* (2017) e Glover *et al.* (2021). As lacunas foram preenchidas usando interpolação linear.

3.2.6 Circulação estuarina

A circulação estuarina e a estratificação de salinidade foram calculadas seguindo os parâmetros propostos por Geyer & MacCready (2014), também aplicados por McLachlan *et al.* (2017) e Glover *et al.* (2021). De acordo com Geyer & MacCready (2014), a estratificação estuarina pode ser do tipo: fjorde, baía, SIPS (estratificação periódica induzida por tensão, do inglês “*strain-induced periodic stratification*”), fortemente estratificado, parcialmente misturado, bem misturado, cunha salina ou cunha salina intermitente (do inglês *time-dependent salt wedge*) (Figura 16).

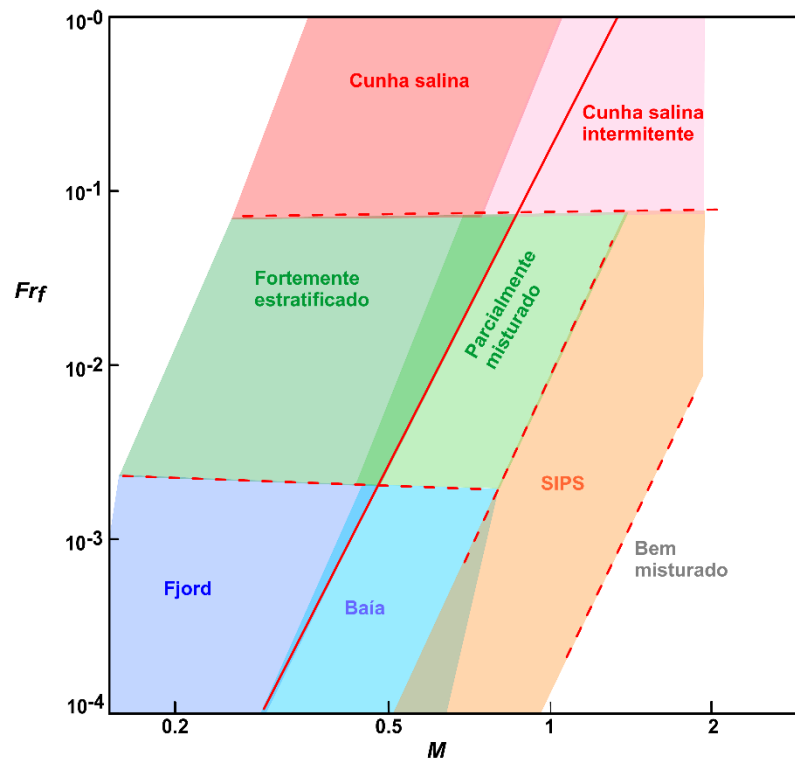


Figura 16- Diagrama de estratificação utilizando o *Froude number* e *Mixing number*. A linha sólida em vermelho representa o valor de M onde a camada limite de maré pode atingir a superfície. As linhas tracejadas em vermelho representam o valor de M que separa os estuários que sempre permanecem estratificados daqueles em que a estratificação pode variar de acordo com os ciclos de maré (Modificado de Geyer & MacCready 2014).

Esse critério leva em consideração o número de Froude (do inglês “*Froude number*”) e o número de mistura (do inglês “*Mixing number*”), os quais relacionam as variáveis de forçantes principais, a velocidade das correntes de maré e a descarga de água. O *Froude number* (F_{Rf}) representa a forçante fluvial (entrada de água doce) e é calculado da seguinte maneira:

$$F_{Rf} = \frac{U_R}{\sqrt{\beta g S H}} \quad (8)$$

sendo U_R a velocidade da descarga fluvial, β é 7.7×10^{-4} (β = coeficiente de salinidade), g é a gravidade ($9,8 \text{ m.s}^{-2}$), S é a salinidade oceânica e H é a profundidade da coluna d’água.

O *Mixing number* (M) caracteriza a forçante de maré (mistura vertical), sendo calculado através da seguinte fórmula:

$$M^2 = \frac{C_D U_T^2}{\omega N_0 H^2} \quad (9)$$

sendo C_D o coeficiente de cisalhamento, U_T a velocidade de corrente de maré, ω a frequência da maré, N_0 a frequência de flutuabilidade considerando a variação superfície-fundo (Geyer & MacCready 2014, McLachlan *et al.* 2017, Glover *et al.* 2021). O coeficiente de cisalhamento foi calculado de acordo com Sternberg (1968).

3.2.7 Análises biogeoquímicas

As amostras de sedimentos foram secas utilizando um liofilizador (L101 Liotop ®). Uma fração de cada amostra foi analisada com o uso de granulômetro a laser (Shimadzu SALD-3101) e o restante foi peneirada (peneiras de malhas de aço com aberturas entre $<2.0 \text{ mm}$ a $<63\mu\text{m}$) para análises isotópicas.

As amostras de sedimentos liofilizados foram adicionadas à granulometria, com limite de absorvância de grãos de 0,05 (para amostras arenosas) durante seis minutos, sendo devidamente descontaminadas entre cada amostra. A análise de classificação granulométrica foi realizada utilizando o programa Gradistat v9.1e a classificação de Folk & Ward (1957).

Para as análises de carbono total (C_{org}) e nitrogênio total (N_{total}) 10 mg de amostras foram pesadas em cápsula de estanho. Para a determinação de carbono orgânico, 10 mg de amostra foram pesadas em cápsulas de prata e, posteriormente, descarboxatadas (extração de carbono inorgânico) com cinco adições de 25 μL de ácido clorídrico (HCl 2M). As adições foram intercaladas com aquecimento em estufa a 60°C por 30 minutos. Finalmente, as amostras foram aquecidas a 110°C por quatro horas para evaporação do HCl em mufla.

As análises de composições elementares (C e N) e isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) foram realizadas com uso do Analisador Elemental Flash 2000 (*Organic Elemental Analyzer - Thermo Scientific*), acoplado à interface Conflo IV e Delta V Advantage (*Isotope Ratio Mass*

Spectrometer Thermo Scientific). As composições isotópicas de carbono e nitrogênio foram determinadas pela notação delta convencional (δ) em partes por mil (‰) referentes ao material de referência Pee Dee Belemnite (PDB) e ao nitrogênio atmosférico, com limites de detecção de 0,05% para carbono e 0,02% para nitrogênio. A razão isotópica é obtida como descrito abaixo:

$$\delta_{NE} \text{ ‰} = \left[\left(\frac{R_{amostras}}{R_{padrão}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

sendo N o isótopo mais pesado do elemento E (carbono e nitrogênio) e R é a razão do isótopo mais pesado sobre o mais leve ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) desses elementos.

3.2.8 Análises estatísticas

Nos artigos da presente Tese, testes estatísticos foram utilizados para verificar se houve diferenças significativas entre os dados sedimentológicos em diferentes períodos sazonais (i.e., secos e chuvosos). Os dados coletados foram independentes (não-pareados) e não apresentaram distribuição normal (não-paramétricos). Assim sendo, o teste de Mann-Whitney foi utilizado por se adequar aos dados e ao tipo de análise (McKnight & Najab 2010). Análises foram realizadas com uso do programa RStudio e os seguintes pacotes:

Tabela 5- Pacotes do programa RStudio que foram utilizados nas análises estatísticas e suas principais funções

Pacote	Função
xlsx (Dragulescu & Arendt 2020)	Analisar planilhas do Excel
vegan (Oksanen <i>et al.</i> 2015)	Testes estatísticos e análises multivariadas
MVar.pt (Ossani & Cirillo 2021)	Padronização e normalização dos dados
lattice (Sarkar D. 2008)	Análises multivariadas
grid (R Core Team 2019)	Análises multivariadas
ggplot2 (Wickham 2016)	Visualização gráfica

CAPÍTULO 4 IMPACTS OF INHERITED MORPHOLOGY AND OFFSHORE SUSPENDED-SEDIMENT LOAD IN AN AMAZON ESTUARY

<https://doi.org/10.1007/s12237-023-01253-3>

Ariane M. M. SILVA¹, Nils E. ASP^{2*}, Vando J. C. GOMES³ & Andrea S. OGSTON⁴

1 Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Perimetral, Número 1, Belém, PA CEP 66075-750, Brazil. E-mail: ariianemarques@hotmail.com

2 Instituto de Estudos Costeiros, Universidade Federal do Pará, Alameda Leandro Ribeiro, S/N, Bragança, PA CEP 68600-000, Brazil. E-mail: nilsasp@ufpa.br *corresponding author

3 Faculdade de Engenharia Costeira e Oceânica/Campus Salinópolis, Universidade Federal do Pará, Rua Raimundo Santana Cruz, S/N, Bairro São Tomé, Salinópolis, PA CEP 68.721-000, Brazil. E-mail: vandogomes@ufpa.br

4 School of Oceanography, University of Washington (UW), Box 357940, Seattle, WA 98195-7940, USA. E-mail: ogston@uw.edu

Abstract

The geomorphological aspects of coastal environments are influenced by the sea level variation, sediment supply, waves, tides, currents, river discharge, and tectonic evolution. In some cases, tectonic events that occurred millions of years ago still control the morpho- and hydrodynamics of modern depositional environments. The Mocajuba estuary is in the northeastern sector of the Brazilian Amazon coast, where the Amazon River Plume (ARP) provides offshore suspended sediment concentrations (SSC) substantially higher than those provided by the Mocajuba River itself. The aim of this study was to analyze the morphology and SSC dynamics of a tropical tide-dominated estuary, formed by small-scale tectonic faults. Morphology, hydrodynamics, and SSC were measured during spring tides of rainy and dry seasons of two different years.

The morphology was assessed via bathymetric surveys. Vertical profiles of depth, salinity, and SSC were collected using a CTD + turbidity sensor. Current velocity and discharge were evaluated on an ADCP transect occupied for 13 h at 20 km from the mouth. The water level variation was measured with five pressure sensor/tidal gauges along the estuary. The Mocajuba estuary is a tide-dominated estuary, with peculiar morphology aspects, such as rectilinear areas instead of the funnel-shaped morphology. Furthermore, due to the structural evolution and the faults caused by the tectonic events, the Mocajuba is a deep estuary, presenting an estuarine circulation similar to fjord systems. The combination between the inherited morphology and hydrodynamics aspects allows the tidal wave propagates without substantial deformation characterizing the synchronous behavior. The seasonal conditions influenced the salinity and

SSC data along the estuary. While the salinity levels were higher during the dry season, the SSC was higher during the rainy season. In both seasons, we noticed the influence of the ARP providing fine sediments to the estuary and mangroves adjacent areas. In contrast to other Amazonian estuaries, the Mocajuba estuary does not present an estuarine turbidity maxima zone due to the high deep areas, low current velocities, and low SSC. Nevertheless, a “turbid wedge” was formed near the estuary mouth.

Keywords Estuarine hydrodynamics, Amazon River plume, Deep estuary, Turbidity

Introduction

Coastal zones are large areas affected by processes that involve the oceanic and continental interfaces, such as the sea-level variation, sediment supply, waves, tides, currents, and river discharge (Garrison 2010). The geomorphological aspects of coastal zones are also influenced by the tectonic evolution (Bird 2008). In the Amazon Coastal Zone, the marginal basin is, structurally, the result of tectonic events that occurred mainly from the Upper Triassic to the Lower Cretaceous related to the formation of faults and grabens in NW-SE direction (Soares Júnior et al. 2008). The Amazon Coastal Zone has been controlled by the structural-sedimentary evolution of Pará-Maranhão and Bragança-Viseu coastal basins (Souza-Filho 2000, Souza-Filho et al. 2009).

Presently, this area is characterized by a tide-dominated regime, with large mangrove areas and numerous estuaries (e.g., Souza-Filho 2005; Asp et al. 2013, 2018; Gomes et al. 2021). According to the interaction between the morphology, hydrodynamics, and sediment load, the Amazon estuaries are mostly a combination of an incised-drowned river valley, with a prograding coastal plain. Whereas the morphology and hydrodynamics are in an equilibrium state, typical tropical, macrotidal estuaries are formed (Asp et al. 2018). Within an advanced state of sediment infilling, the estuaries are shallow and controlled by friction (Asp et al. 2012). Exceptionally, these estuaries might present deep channels, even in comparison to the tidal range (Asp et al. 2013), where deep estuaries typically reflect an inherited morphology from their tectonic evolution (Pritchard 1967; Valle-Levinson 2010).

Another characteristic of the Amazon Coastal Zone is the high concentrations of suspended sediments, mostly provided by the Amazon River in different time frames (Asp et al. 2018), including the Amazon River Plume (ARP) (Nittrouer et al. 1995; Geyer et al. 1996; Asp et al. 2018, 2022; Gomes et al. 2021). The ARP plays an important role in the geomorphological

evolution of and circulation within the numerous estuaries along the Amazon Coastal Zone, especially those near to the Amazon River mouth (Gomes et al. 2021).

The Amazon Coastal Zone harbors more than 20 estuaries, including the Mocajuba estuary (Martins et al. 2007), located about 225 km eastward of the Amazon River mouth (Gomes et al. 2021). The Mocajuba is a tide-dominated estuary, which presents a particular inherited morphology attributed to neotectonics events since the Neogene (Soares Júnior et al. 2010). Because of its location, geomorphology, and hydrodynamics aspects, the Mocajuba estuary presents unique conditions to investigate the Amazon River influence in the eastern sector of the Amazon Coastal Zone.

In this paper, we focus on the interaction of the morphodynamic, hydrodynamic, and sedimentary processes in the Mocajuba estuary. Furthermore, we also investigate the contribution and dynamics of the offshore suspended-sediment, especially considering the Amazon River Plume as the main source.

Material and methods

Regional setting and sampling

The northern Brazilian coast is 1200-km long and covers two global geomorphological features: the longest continuous mangrove system (Souza-Filho 2005) and the mouth of the largest river in length, discharge of water and sediment: the Amazon River (Souza-Filho et al. 2009) (Fig. 1a). The Amazon River drainage area is ~ 6.3 million km^2 , with an average discharge of $206 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Callède et al. 2010; Milliman and Farnsworth 2011) and the sediment load is $\sim 1.2 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$ (Meade et al. 1979).

Near the mouth, the discharge from the Amazon River mixes with the ocean water creating a plume (ARP) of low salinity water and large amount of suspended and dissolved material (Lentz and Limeburner 1995; Moller et al. 2010). Although the ARP typically spreads offshore to northwestward along the north Brazilian coast, the wind stress causes a temporal variation in the plume flow during part of the year. Consequently, the ARP can extend eastward into the North Atlantic by the retroflexion of the North Brazil Current (NBC) (Lentz and Limeburner 1995; Geyer et al. 1996).

The climate is hot and humid equatorial, controlled by variations in the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) (Souza-Filho et al. 2009). The rainy season occurs in January to August and the dry season occurs during the other months of the year (Fig. 1c), with average annual rainfall ranging between 2300 and 2800 mm (Moraes et al. 2005). High

quantities of rainfall are associated with the occurrence of trade winds, responsible for bringing humidity from the oceans. The temperature varies with maximum and minimum averages above 30 °C and below 22 °C (Martorano et al. 1993).

The Mocajuba estuary is located between 0° 40' S and 0° 53' S and between 47° 53' W and 47° 59.3' W in the eastern sector of the Amazon coastal zone (Fig. 1b). The drainage area of the Mocajuba River is 323 km², with an average river flow of ~8 m³.s⁻¹ (Martins et al. 2007; Asp et al. 2013; Gomes et al. 2021). The Mocajuba is a tide-dominated estuary, with the tidal range reaching > 5 m during spring tides (Asp et al. 2013; Gomes et al. 2021). The coastal plain is covered by ~116 km² of well-developed mangrove forests, represented by *Rhizophora mangle* (L.), *Avicennia germinans* (L.) Stearn, and *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn (Giarrizzo and Krumme 2007; Giarrizzo and Saint-Paul 2008).

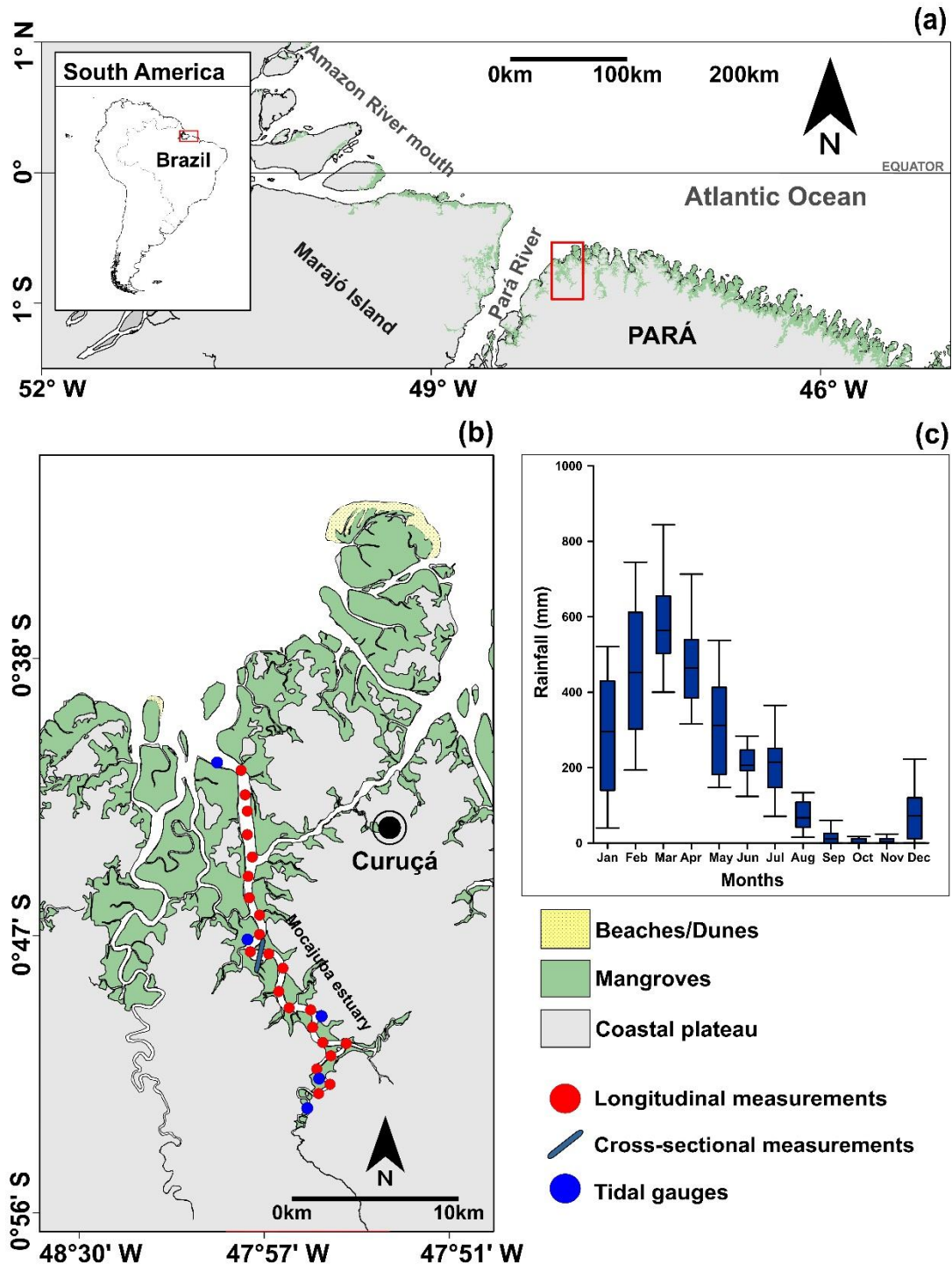


Fig. 1 **a** South America and the eastern sector of the Amazon coast, **b** Mocaçuba River estuary with samples locations and **c** Monthly mean of regional (Curuçá) rainfall for the 2000–2015 period

Data acquiring and analysis

Bathymetric data were collected on November 15th of 2013 to evaluate bottom morphology variations along the estuary. The data were recorded using a 50/200-kHz Furuno 4100 echosounder and Garmin 60Csx satellite positioning system (GPS). Longitudinal data were collected in two dry seasons and two rainy seasons, during spring tides. Data for dry

seasons were collected on November 15th and 16th of 2013 and on December 4th and 5th of 2014. Data for rainy seasons were collected on May 24th and 25th of 2013 and on March 31st and on April 1st of 2014.

Salinity and turbidity longitudinal data were collected using a CTD (conductivity, temperature, and depth), Sea and Sun model 90 M, additionally equipped with a Seapoint® bulkhead turbidity sensor. The sample grid consisted of 21 points spaced ~2 km apart. These data were analyzed using the software SDA Sea & Sun Technology GmbH, Microsoft Excel, Grapher 12 and Surfer 13.

Water samples (~0.30-m beneath the surface) were collected using a Niskin type oceanographic bottle, for quantification of suspended sediment concentration (SSC). The samples were kept in 600-mL plastic bottles and processed in the laboratory following the methodology described by Strickland and Parsons (1972). The turbidity and SSC values were related using a quadratic polynomial correlation between calculated SSC from physical samples and measured FTU from the CTD casts ($\text{SSC (g.L}^{-1}\text{)} = 0.0000008 (\text{OBS})^2 + 0.0006 (\text{OBS}) + 0.0221$), $R^2 = 0.805$), according to Gomes et al. (2021). Water level variations were obtained using tide gauges, Onset/HOBO® model U20-002-Ti pressure sensors, installed longitudinally during the first day of the campaign in each of the seasons described earlier.

The current velocity and flow were measured using a Teledyne ® Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), Workhorse Monitor (1200 kHz) during the first rainy season campaign May 25th of 2013. The data were collected in a single transversal transect, located about 20 km from the coastline. The WinRiver II software were used to process the data. Furthermore, vertical salinity and turbidity profiles were obtained using a CTD at 1-h interval, for 13 h. Finally, in order to make seasonal comparisons, we used the current velocity, flow, and water level data collected by Asp et al. (2013), which were representative of the dry season.

To check if there was a significant difference in SSC between the dry and rainy seasons in different years, the longitudinal data were statistically analyzed using the RStudio software (R Core Team 2020) and the Vegan package (Oksanen 2008). The data did not follow a normal distribution (nonparametric), so the Mann–Whitney test was chosen to perform the comparison analysis (Sheskin 2020).

The estuarine circulation was classified using the parameterization proposed by Geyer and MacCready (2014), also applied by McLachlan et al. (2017) and Glover et al. (2021), considering two important forcing variables. The first variable is the freshwater flow, which is represented by the Froude number (F_{Rf}) and is calculated as follows:

$$F_{Rf} = \frac{U_R}{\sqrt{\beta g S H}},$$

where U_R is the river discharge velocity, $\beta = 7.7 \times 10^{-4}$, g is gravity, S is the ocean salinity, and H is the water depth. The tidal forcing is the second variable and represents the mixing parameter (M), which was calculated by assuming:

$$M^2 = \frac{C_D U_T^2}{\omega N_0 H^2},$$

where C_D is the drag coefficient (Sternberg 1968), U_T is the tidal velocity, ω is the tidal frequency, N_0 is the buoyancy frequency of salinity variation, and H is the water depth.

Results

Morphology

The Mocajuba estuary morphology is quite peculiar, considering it is a tide-dominated estuary. The lower and middle sectors of the estuary have rectilinear areas, and the meandering morphology is restricted to the upper section. Near the mouth, a subtle reduction in the cross-sectional area was noticed, although, in the upper section the reduction in the cross-sectional area is more significant (Fig. 2). Due to the structural evolution of the area and the presence of faults caused by the tectonic events thousands of years ago, the middle sector of the Mocajuba estuary is characterized by deep areas, reaching > 30 m (e.g., profile 10) at some sites. Regardless of the seasonal or tide conditions, the estuarine channel remains completely submerged.

The Mocajuba estuary is a tropical estuary; however, it shares similarities with fjord-type estuaries because of the elongated, deep, and narrow channel. However, the deep sites are specifically located in areas where the fractures in the crust formed incised valleys. The shallowest areas were noticed at the upper and lower sectors of the estuary (Fig. 2). A muddy bank was identified at the seaward end of the lower estuary sector. Longitudinally, the cross-sectional areas do not show significant reductions in the landward direction, except for an increase at profiles 10–11 and decrease at profiles 21–23.

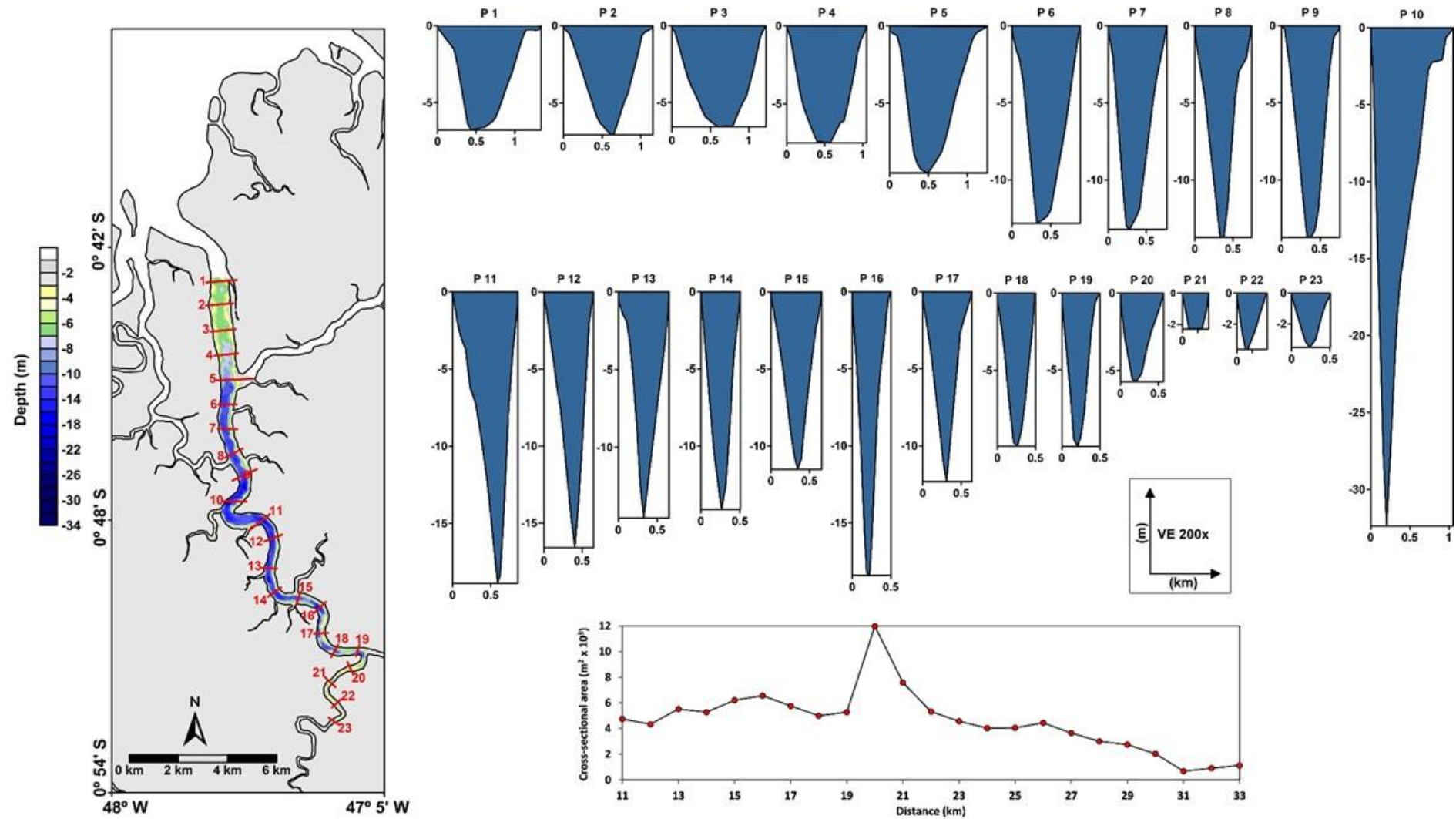


Fig. 2 Transect bathymetric profiles (P1-23) and variation in cross-sectional area along the Mocajuba estuary. The red line shows the location of the profiles. Changes in seasonal bottom morphology and water discharge were not considered

Salinity and suspended sediment concentration dynamics

The salinity levels within the estuary were substantially higher during the dry seasons in comparison to the rainy seasons. According to the data, the salinity variation along the estuary in the rainy seasons sampled was 10.7 to 2.7 in 2013, and 9.2 to 7.2 in 2014 (Fig. 3a, c). In both cases, the salinity levels were influenced by the discharge of tributaries into the Mocajuba estuary, especially the Furo do Muriá tidal channel which connects the estuaries of the Curuçá and Mocajuba. In the dry seasons, the salinity variation was 33.5 to 23.5 in 2013 and 33.7 to 22.7 (Fig. 3e, g). Because of the lower precipitation rate and Mocajuba River low discharge during the dry season, the salinity values were higher than during the rainy season.

While the salinity levels were lower during the rainy season, the SSC values were substantially higher in both rainy campaigns. The SSC mean values were 0.42 g.L^{-1} and 0.56 g.L^{-1} in the rainy seasons of 2013 and 2014, respectively. Statistically, these values were significantly different in both campaigns ($p\text{-value} = 0.0003$, $w = 0.846$, 95% confidence interval). However, the maximum concentration was 2.08 g.L^{-1} in both campaigns (Fig. 3b, d). In the two dry seasons sampled the SSC values were also different, but in general of lower concentrations. In 2013, the mean value was 0.08 g.L^{-1} and the maximum value was 0.33 g.L^{-1} . In 2014, the mean and maximum values were 0.05 g.L^{-1} and 0.14 g.L^{-1} , respectively (Fig. 3f, h). The means were statistically different ($p\text{-value} = 0.0000004$, $w = 0.755$, 95% confidence interval).

Higher values of SSC were observed at the lower sector of the Mocajuba estuary during both rainy seasons, although the position and concentrations were different between 2013 and 2014. In 2013, the SSC was lesser and restricted to the 12 km adjacent to the mouth. In 2014, the SSC were much greater and extended up to 16 km from the mouth. In contrast, during the dry seasons these zones of high SSC were not observed.

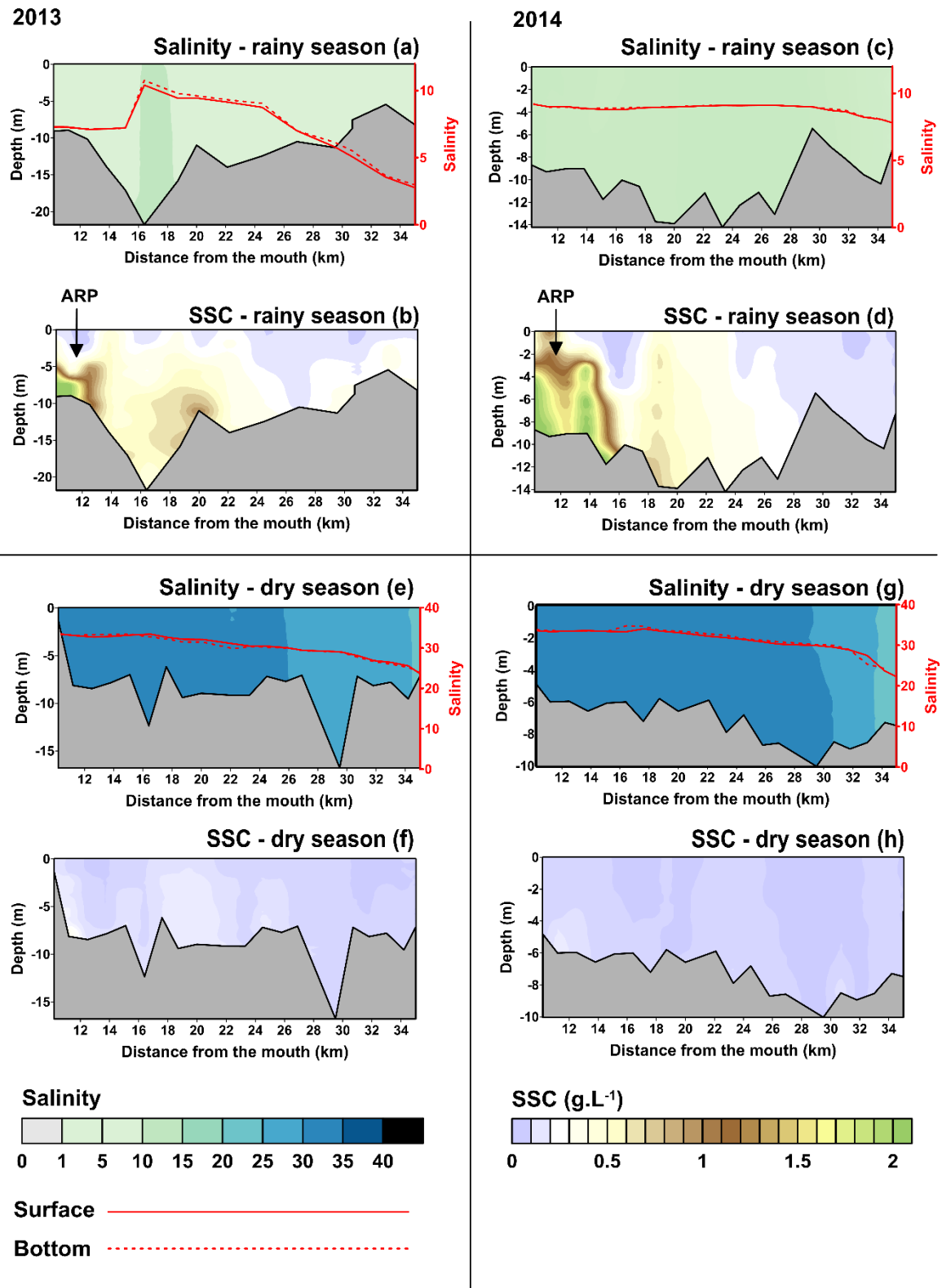


Fig. 3 Vertical profile of salinity and SSC along the Mocajuba estuary during the rainy (on the top) and dry (on the bottom) seasons. **a, c, e, g** Salinity data and **b, d, f, h** SSC data

Cross-sectional surveys

The comparison between the cross-sectional data collected during the rainy season in this study and the data from Asp et al. (2013), which was collected in the dry season, showed that the current velocities were seasonally different. During the dry season, the current velocities values were 0.40 m.s^{-1} and 0.43 m.s^{-1} for the ebb and flood phases (Fig. 4a). Since these values are very similar, we can conclude that, for this season, the ebb and flood phases are symmetrical. In contrast, the current velocities during the rainy season showed a clear asymmetrical pattern, with the ebb phase more intense than the flood phase. In this case, the peak values of current velocities were 0.60 m.s^{-1} and 0.44 m.s^{-1} for the ebb and flood phase, respectively (Fig. 4b).

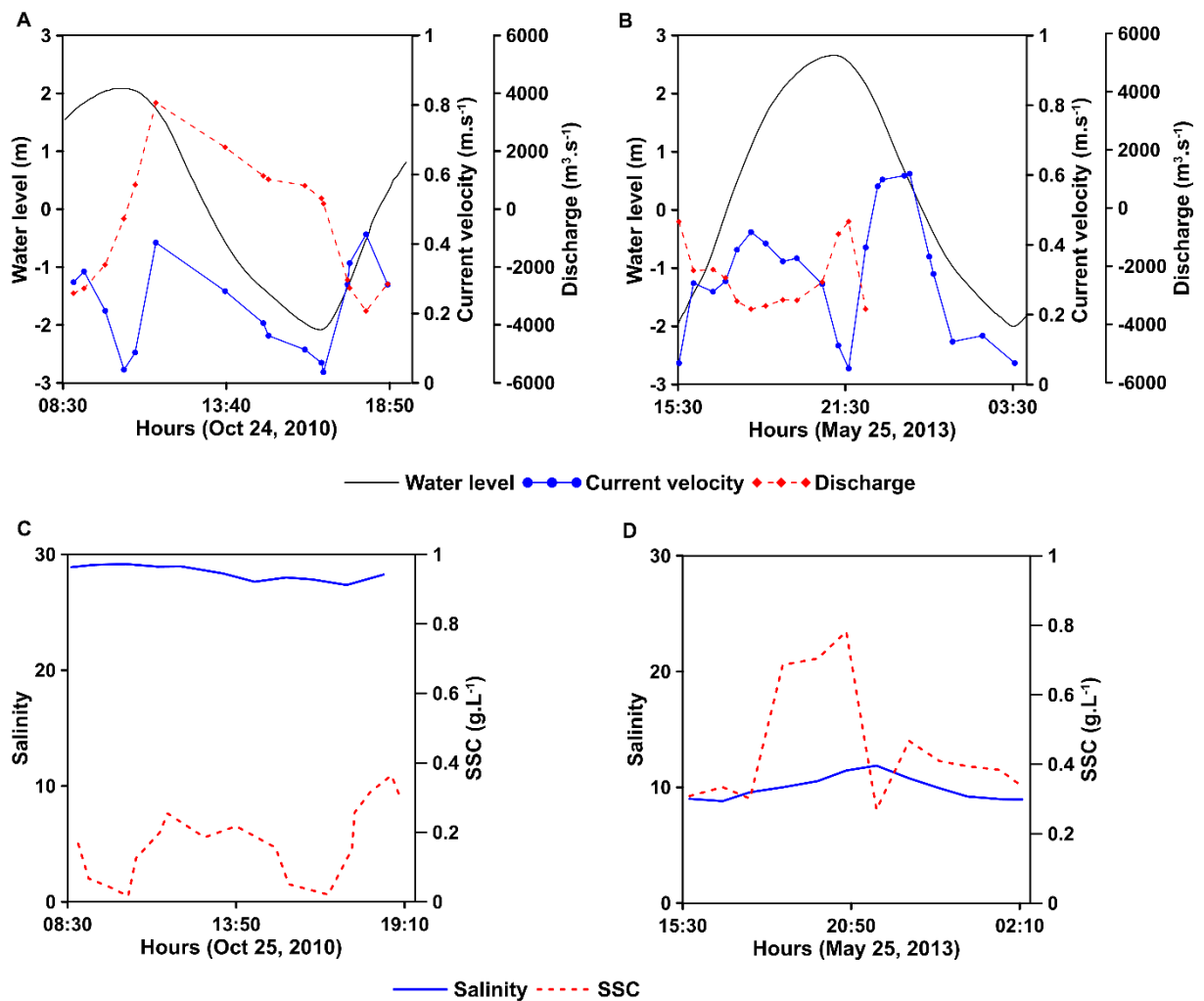


Fig. 4 Hydrodynamics in the cross-sectional area comparing the water level (solid black line), current velocities (solid black line with dots), discharge (dashed black line with rhombus), salinity (solid blue line), and SSC (dashed red line) during the dry (A, C) and rainy (B, D) seasons

The total discharge is characterized by the ebb phase dominance over the flood phase for both seasons. During the dry season, the maximum total discharge values were $3520 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ and $3674 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ for flood and ebb phases, respectively. In contrast, during the rainy season, the

maximum values of total discharge during the flood and ebb phases were $3472 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ and $5874 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectively.

Regarding the salinity and SSC, the same patterns as seen in the longitudinal data were observed. During the dry season, the salinity was higher at the transect, and SSC were lower in comparison to the rainy season. The mean values of salinity were 28 and 10 during the dry and rainy season, respectively (Fig. 4c). In the case of the SSC, the mean values were 0.17 g.L^{-1} for the dry season and 0.44 g.L^{-1} for the rainy season (Fig. 4d).

Tidal propagation

In general, the tidal wave propagated along the Mocajuba estuary with a symmetrical pattern. In the upper estuary there is a subtle tide asymmetry, which is more significant during the rainy seasons due to greater river discharge. Due to the morphological aspects of the channel, i.e., the depth and rectilinear areas, the tide propagates into the Mocajuba estuary without significant frictional or convergence effects (Fig. 5a–d).

Regarding the tidal phase duration, an asymmetrical pattern was observed in all seasons. The ebb phase was longer than the flood phase, and because of this, the Mocajuba estuary is classified as a flood-dominated estuary. During the rainy seasons, in 2013, the tidal phase duration was $\sim 7 \text{ h}$ and $\sim 6.30 \text{ h}$ for ebb and flood phases, respectively. In 2014, the tidal phase duration was $\sim 6.20 \text{ h}$ and 5.80 h for ebb and flood phases, respectively. During dry seasons, in 2013, the ebb phase duration was $\sim 6.50 \text{ h}$ and the flood phase duration was $\sim 5.70 \text{ h}$. In 2014, the ebb phase duration was $\sim 5.74 \text{ h}$ and the flood phase duration was $\sim 4.49 \text{ h}$ (Fig. 5e–h).

The correlation of water-level variation and current velocities at the monitored cross-section shows that velocities increase or decrease in a rather linear pattern for the dry season (Fig. 6), whereas maximum velocities during ebb and flood phases are equivalent (see also Fig. 4a) and rather weak (Fig. 6) when compared to other estuaries of the region (Gomes et al. 2021), not exceeding 0.5 m.s^{-1} .

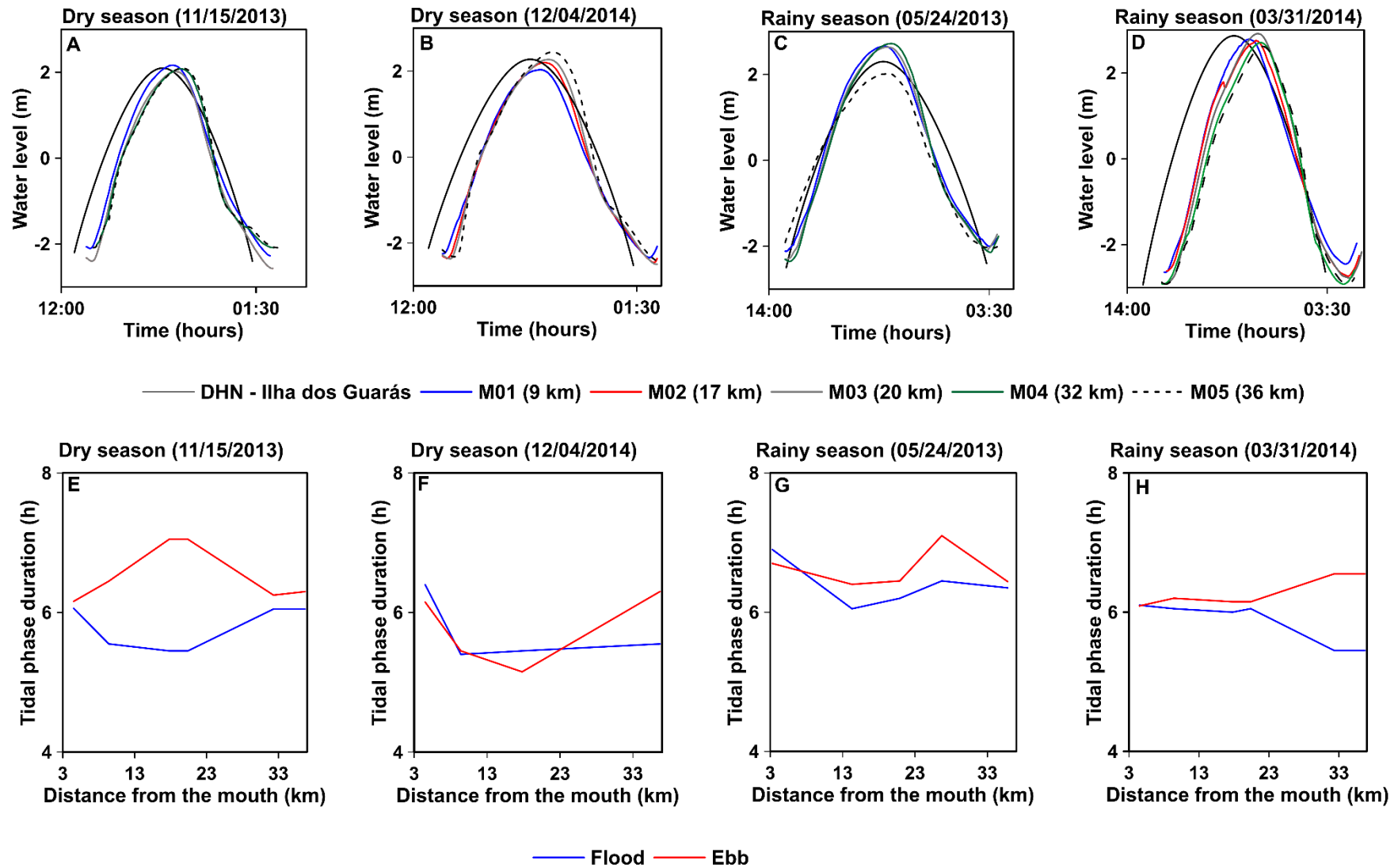


Fig. 5 Tide records along the Mocajuba estuary during the dry seasons (**A, B**) and rainy seasons (**C, D**). Longitudinal variation of tidal range and tidal phase duration during dry (**E, F**) and rainy (**G, H**) seasons.

Especially in the dry season, the maximum velocities in both phases are reached near the beginning of each phase, instead of at the mid tide. The rainy season measurements show a similar pattern to the dry season for the ebb phase, whereas current velocities are substantially higher as river flow is increased as well. However, the flood phase velocities remain fairly constant during most of its duration, despite second order oscillations. During the flood tide in both seasons these oscillations reflect the pattern of a double peak in current velocities, one at the beginning of flood, when shallower areas near the mouth represent some restriction to the flow, and a second one, close to the high water, when mangrove areas are being effectively flooded (Fig. 6).

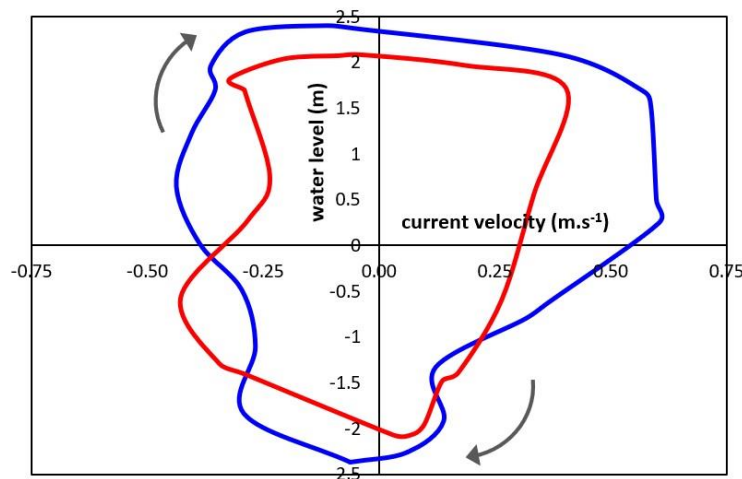


Fig. 6 Relationship between water level and current velocity during spring tides of the dry (red line) and rainy (blue line) seasons

Discussion

Origin of morphology and impacts on hydrodynamics

The Amazon River marginal basin is experiencing substantial subsidence due to the massive sediment load from the Amazon River, especially during the last 10 Ma (Bird 2008; Figueiredo et al. 2009; Souza-Filho et al. 2009). This Holocene subsidence has locally compensated for the sea level fall in the last thousands of years, creating and maintaining accommodation spaces, and originating the current estuaries along the eastern sector of the Amazon Coastal Zone (Lessa et al. 2018).

The main characteristic features of the Mocajuba estuary are the deep depth and its predominantly straight course, due to its inherited morphology caused by the tectonic events. The meandering and narrowest areas occur at the upper estuary, in the river domain. Therefore,

the variation of the bottom morphology is more effective at determining the increase (or decrease) in the cross-sectional area than the width.

The Mocajuba river estuary is in the Pará Platform area, where the coastal plateau reaches the coastline and the coastal plain is restricted to the seaward fringe of the plateau, typically less than 2 km wide (Souza-Filho 2005). The deposition of sediments on the Pará Platform occurred after a tectonic stabilization in the Neogene. Subsequently, during the Holocene, the continuous rise in sea level caused the drowning of drainage basins and part of coastal plain, and in addition activated normal faults due to recent movement (Soares Júnior et al. 2010).

That inherited morphology has a substantial influence on the hydrodynamics aspects, especially regarding the current velocity and tidal propagation. Gomes et al. (2021) have demonstrated that Mocajuba is a non-equilibrium (morphology– hydrodynamics) estuary. Since the cross-sectional area is substantially large, in comparison with similar estuaries along the Amazon coast (Asp et al. 2013, 2016), the current velocities are substantially lower than expected, and tidal wave propagation is symmetrical, without substantial deformation along the estuary.

The aforementioned structural control of the Mocajuba estuary morphology results in an ‘over-dimensioned’ cross-sectional area. This configuration has been reported to other Amazonian systems where the infilling process, after the drowning phase, is still incipient or ongoing, due to different reasons, such as reduced sediment supply and/or structural control (Freitas et al. 2017; Silva et al. 2021). This can be verified by a direct comparison with the Urumajó estuary (Fig. 7), ~150 km eastwards of the Mocajuba estuary. The Mocajuba and Urumajó estuaries have similar catchment areas (323 and 544 km², respectively), freshwater discharges (11 and 10 m³.s⁻¹, respectively) and are subjected to the same setting of ocean tides, waves, and climate (Gomes et al. 2021), although the Urumajó estuary shows current velocities three times greater than Mocajuba estuary (Asp et al. 2016). The Urumajó estuary has been investigated in detail, showing an in-equilibrium morphology and hydrodynamics (Brito et al. 2008; Asp et al. 2016; Gomes et al. 2021).

The Urumajó is located at the Bragança-Viseu sedimentary basin, which was tectonically stable over the Quaternary, and it shows typical funnel-like morphology of a tide-dominated estuary. There is a substantial upstream reduction of the cross-sectional area in its lower portion, followed by a gentle and steady reduction of the area upstream, as a result of a gradual reduction of the tidal-related flow (Fig. 7). The Mocajuba estuary, however, shows a

rather steady cross-sectional area along the lower and middle portions of the estuary, within sudden variations that could not be explained by the hydrodynamics (Fig. 7).

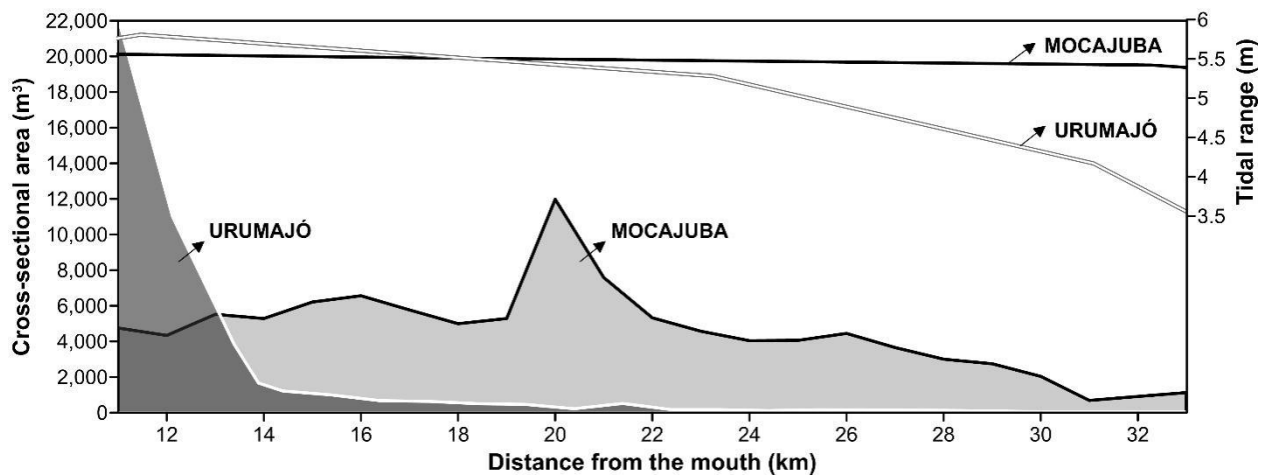


Fig. 7 Cross-sectional areas and tidal range along the Mocajuba and Urumajó estuaries, illustrating the impacts of the inherited morphology in the Mocajuba estuary in comparison with the more typical tide-dominated morphology of the Urumajó estuary.

As the fluvial discharges are basically the same, the ‘excess’ of cross-sectional area of the Mocajuba in comparison to the Urumajó estuary is considered to be the product of the inherited morphology. This also reflects in the tidal propagation (Fig. 7), whereas the Urumajó shows a hypersynchronous pattern and the Mocajuba a synchronous pattern of tidal propagation (Gomes et al. 2021). Further, the Mocajuba estuary does not show the strong upstream reduction in the cross-sectional area in the lower portion as expected for tide-dominated estuaries. Actually, there is even a slight increase in the cross-sectional area from the 11th to the 16th kilometer (Fig. 7), which could be related to the mud input from the Amazon River in the lowermost portion of the Mocajuba estuary. A comparison between the two different frequencies of the echo-sounder (50×200 kHz) suggest that this portion includes a massive ‘fresh’ mud deposit that could not be provided by the black water, small Mocajuba River. This assumption is also supported by measured SSC (Fig. 3). This mud input causes some area reduction at the mouth, with a gradual increase upstream.

Amazon plume and impact from offshore source

As pointed out by Geyer et al. (1996), the wind direction and intensity have a seasonal pattern, affecting the flow expansion, ARP structure and freshwater content on the shelf (Fig. 8a). Studies have showed that from January to May, the winds are perpendicular to the coastline, so the ARP expands along the shelf area towards the northeast and allows the trapping of fine

sediments in the SACZ estuaries and mangroves (Nitttrouer et al. 1995; Geyer et al. 1996; Asp et al. 2018), as showed schematically in Fig. 8b.

However, from June to December the winds direction is parallel to the coastline and currents result in the transport of freshwater and suspended sediments to the northwest of the Amazon River mouth. Although most of the sediments in the plume move in a northwesterly direction during this period, a small amount of mud from the Amazon River still reaches the boundary areas of the Mocajuba estuary mouth (Fig. 8c).

In this study, the seasonal SSC pattern observed was consistent with the proximity of the Amazon River mouth and the ARP seasonal dynamic. Consequently, it was assumed that the ARP was an important source of SSC in the Mocajuba estuary, especially during the rainy season. Because of the vast volume of freshwater and SSC associated with the ARP, the offshore plume can become denser and form a “turbid wedge” with transport closer to the bottom as it enters the estuary (Fig. 3b, d). This process occurs in a similar way in some tributaries to the Amazon River (Medeiros Filho et al. 2016; Freitas et al. 2017; Fricke et al. 2017). Furthermore, the observed high SSC zone in the Mocajuba estuary when the ARP is present offshore is very similar to the estuarine turbidity maximum (ETM) that occurs in other Amazonian estuaries (e.g., Asp et al. 2012, 2018; Gomes et al. 2021).

However, in the Mocajuba estuary case, the combination of the morphology and hydrodynamic conditions is not appropriate for typical ETM formation where upstream fluvial and marine waters meet. During the dry season, high salinity levels persist along the estuary, and the current velocities of the Mocajuba estuary are very low relative to other Amazonian estuaries (e.g., Asp et al. 2018; Gomes et al. 2021). Due to the low velocities, the resuspension effects are not significant. These features associated with the low SSC along the estuary prevent the ETM formation, since the SSC and mud deposition at the bottom are only high near the mouth and due to the ARP contribution.

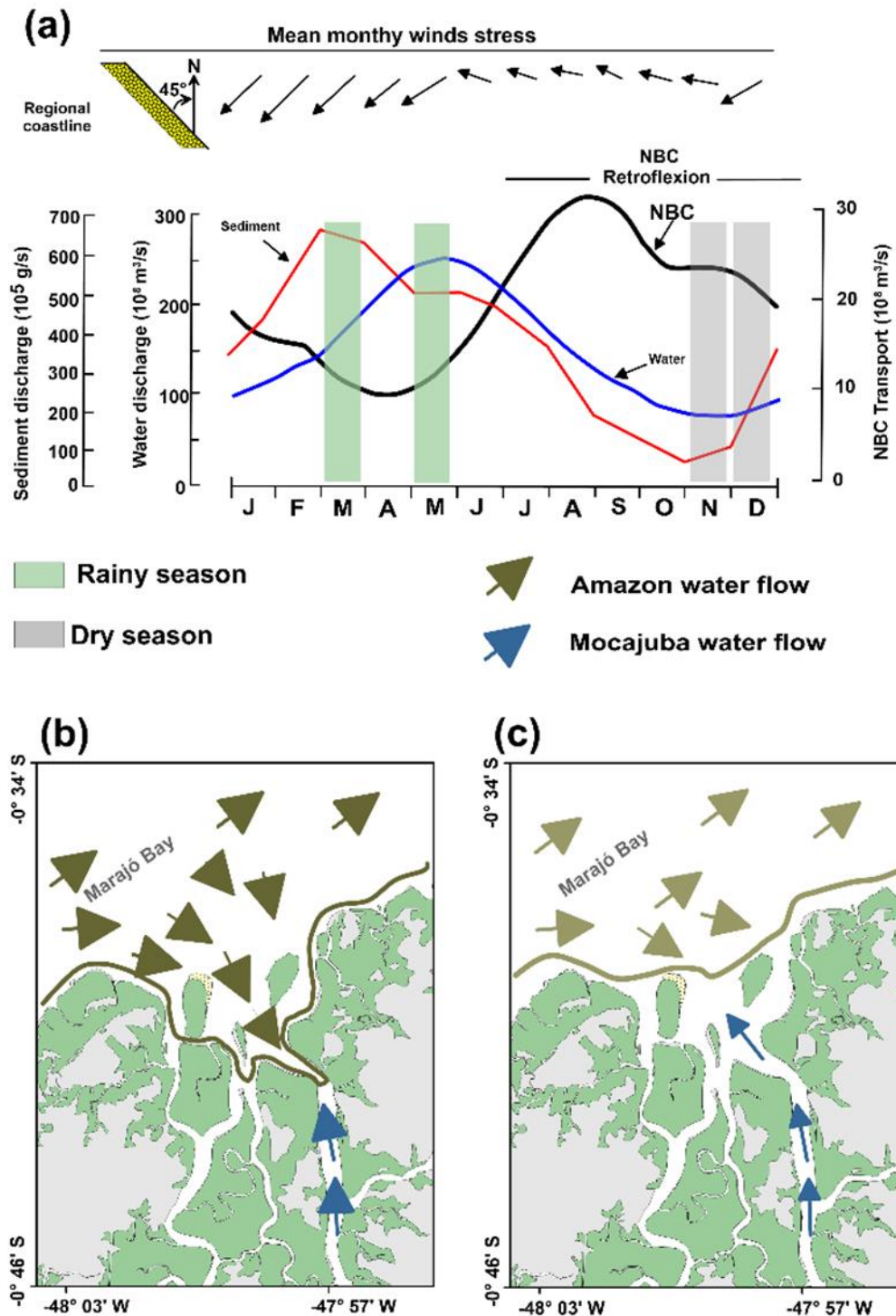


Fig. 8 Scheme showing the Amazon River water into the Mocajuba estuary. **a** The scheme proposed by Nittrouer et al. (1995), and **b, c** the behavior of the ARP at the Mocajuba estuary mouth during the rainy and dry seasons, respectively

Estuarine circulation

The estuarine circulation can be affected by the river discharge, the wind patterns, and the tidal conditions (Farmer and Freeland 1983). Considering the river discharge and tidal

conditions, the estuarine circulation and stratification of the Mocajuba estuary is classified as “Fjord” (Geyer and MacCready 2014), in both rainy and dry season observations (Fig. 9). In the calculation of the Froude number (Fr_f), the river discharge is small relative to the reservoir of offshore waters in the deep basin of the estuary, similar to a fjord system.

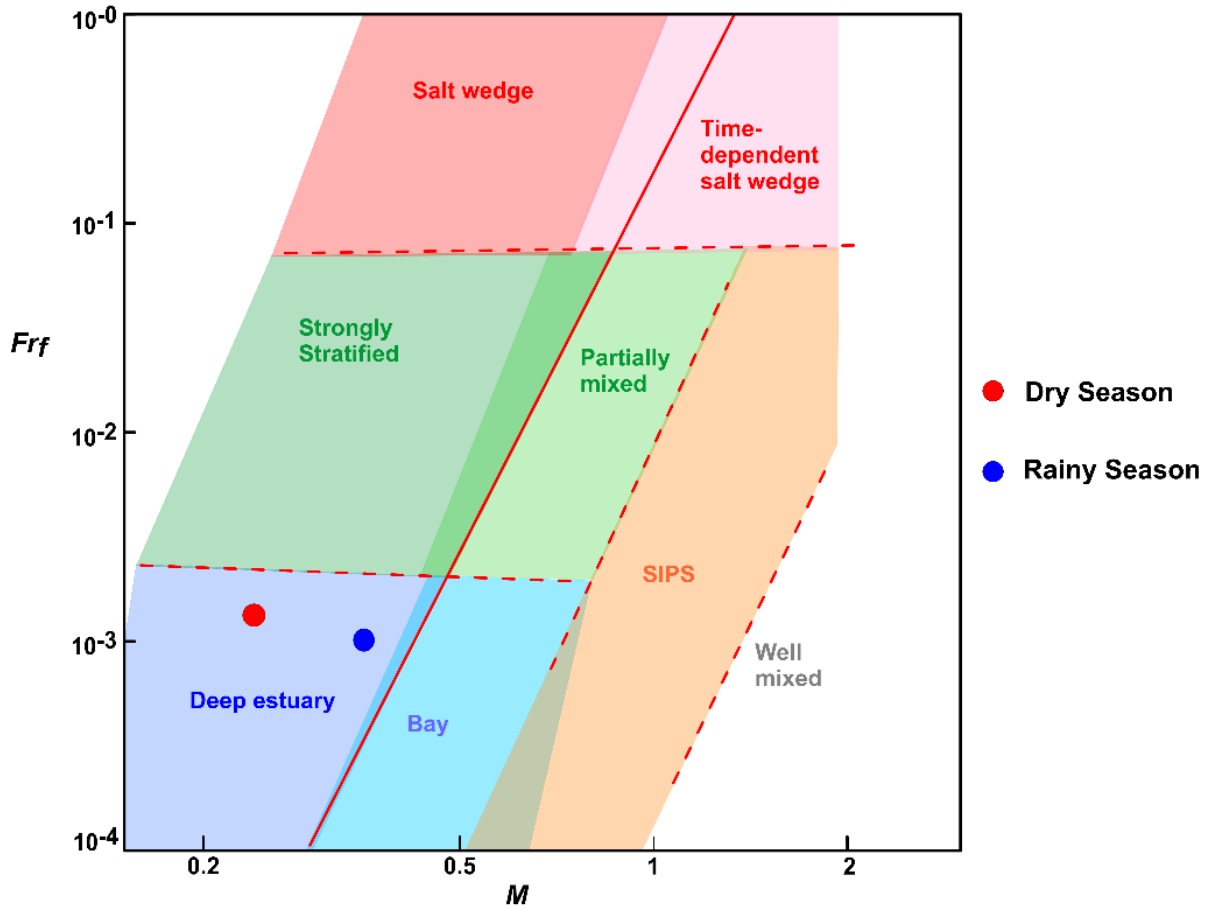


Fig. 9 Estuarine circulation classification based on estuarine parameter space (diagram modified from Geyer and MacCready 2014). The points represent the estuarine circulation during the dry (red point) and rainy (blue point) seasons

Additionally, the relative water depth exerts a strong control on the mixing parameter (M) promoting reduced turbulence (Friedrichs and Aubrey 1988) and reflects the condition where tidal flow is small relative to the underlying volume of more saline water, within reduced entrainment. Thus, the classification for the Mocajuba estuary is due to morphological aspects in which depth plays an important influence in the estuarine circulation. Especially in the middle sector of the Mocajuba estuary, which is the deepest zone, the salinity variation from top-to-bottom is relatively higher, resulting in stratification similar to what occurs in fjord estuaries (Syvitski and Shaw 1995). As freshwater flows seaward, it mixes with the underlying waters below, so stratification is progressively reduced towards the mouth (Hansen and Rattray 1966). Even though the river discharge varies during the seasons, the morphology remains the

main control of the estuarine circulation in the Mocajuba estuary. Here, we propose that deep estuaries may not always have a glacial origin and the zone on the estuarine classification scheme be re-named “Deep”.

Conclusions

The observations in this study have shown that the Mocajuba River estuary is indeed a tide-dominated one, as tidal range and tidal-related flows are by far more important than fluvial discharge for the hydrodynamics and SSC circulation. However, it has been demonstrated that the estuary presents a deep morphology, with depths two to three times the tidal range along most of the lower and middle sectors of the estuary. It has been demonstrated that the combined tidal and fluvial flows could not explain the observed deepness, which is consistent with the structural control herewith postulated and is reinforced by the low sinuosity of the channel. Maximum measured current velocities were just one third of those expected and observed in another regional estuary with virtually same tidal and fluvial flows. Considering freshwater flow and mixing parameters, the Mocajuba estuary can be classified as a fjord-like or deep estuary, stressing the importance of its inherited morphology. The Mocajuba is not a fjord and this emphasizes that the estuary depth is the controlling factor in fjords and other morphologies that have not filled to a sedimentary equilibrium. Besides, although flow measurements reflected the seasonal increase of fluvial discharge, this was not enough to impact its classification, which was fjord/deep type for both seasons.

Current velocities did not show substantial tidal asymmetries, although ebb currents were stronger during the rainy season. Further, the estuary showed a synchronous pattern of tidal propagation, despite some seasonal and interannual variation. The salinity did not show substantial vertical or even longitudinal variations, although with a clear overall reduction during the rainy season.

However, SSC showed important variations, especially near the estuary mouth, where a turbid wedge was observed. This represents a substantial input of mud to the estuary, which is associated with the Amazon River plume (ARP) consistent with the plume’s seasonal variation. Overall, the results show that Amazonian estuaries have a large range of morphological and hydrodynamic characteristics and respond diversely to external forcing, namely, tidal range, fluvial discharge, and ARP influence, and will do so as well for upcoming global changes.

Acknowledgements

The authors are especially thankful to the funding agencies CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, Pró-Amazônia Program grant 3290/2013) and CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, grants 446895/2014-8 and 307182/2018-5). Nils E. Asp is a CNPq research fellow. Andrea S. Ogston was supported via the ONR (Office of Naval Research, grant N000141712350). Our thanks also go to all students and staff that participate in the extensive field work. The authors are grateful to the reviewers that substantially improved this paper with their anonymous and voluntary work.

References

- Asp, N.E., P.T. Amorim de Freitas, V.J.C. Gomes, and J.D. Gomes. 2013. Hydrodynamic overview and seasonal variation of estuaries at the eastern sector of the Amazonian coast. *Journal of Coastal Research* 165: 1092–1097. <https://doi.org/10.2112/si65-185.1>.
- Asp, N.E., J.D. Gomes, V.J.C. Gomes, C.Y. Omachi, A.M.M. Silva, E. Siegle, P.F. Serrao, et al. 2022. Water column and bottom gradients on the continental shelf eastward of the Amazon River mouth and implications for mesophotic reef occurrence. *Journal of Marine Systems* 225: 103642. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103642>.
- Asp, N.E., V.J.C. Gomes, A. Ogston, J.C.C. Borges, and C.A. Nittrouer. 2016. Sediment source, turbidity maximum, and implications for mud exchange between channel and mangroves in an Amazonian estuary. *Ocean Dynamics* 66: 285–297. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0910-2>.
- Asp, N.E., V.J.C. Gomes, C.A.F. Schettini, P.W.M. Souza-Filho, E. Siegle, A.S. Ogston, C.A. Nittrouer, et al. 2018. Sediment dynamics of a tropical tide-dominated estuary: turbidity maximum, mangroves and the role of the Amazon River sediment load. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 214: 10–24. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.09.004>.
- Asp, N.E., C.A.F. Schettini, E. Siegle, M.S. da Silva, and R.N.R. de Brito. 2012. The dynamics of a frictionally-dominated amazonian estuary. *Brazilian Journal of Oceanography* 60: 391–403. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592012000300011>.
- Bird, E. 2008. Costal processes. In *Coastal geomorphology: an introduction*, 2nd ed., 13–37. John Wiley & Sons.
- Callède, J., G. Cochonneau, F.V. Alves, and J. Guyot. 2010. The River Amazon water contribution to the Atlantic Ocean. *Journal of Water Science* 23: 247–273. <https://doi.org/10.7202/044688ar>.

- Brito, R.N.R., N.E. Asp, C.R. Beasley, and H.S.S. dos Santos. 2008. Características sedimentares fluviais associadas ao grau de reservação da mata Ciliar - Rio Urumajó, Nordeste Paraense. *Acta Amazonica* 39: 173–180. <https://doi.org/10.1590/s0044-59672009000100017>.
- Moraes, B.C., J.M.N. da Costa, A.C.L. da Costa, and M.H. Costa. 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no Estado do Pará. *Acta Amazonica* 35: 207–214. <https://doi.org/10.1590/s0044-59672005000200010>.
- Farmer, D.M., and H.J. Freeland. 1983. The physical oceanography of Fjords. *Progress in Oceanography* 12: 147–220. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(83\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90004-6).
- Figueiredo, J., C. Hoorn, P. van der Ven, and E. Soares. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37:619–622. <https://doi.org/10.1130/G25567A.1>.
- Freitas, P.T.A., N.E. Asp, P.W.M. Souza-Filho, C.A. Nittrouer, A.S. Ogston, and M.S. da Silva. 2017. Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River tributary – lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 189–201. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.005>.
- Fricke, A.T., C.A. Nittrouer, A.S. Ogston, D.J. Nowacki, N.E. Asp, P.W.M. Souza-Filho, M.S. da Silva, and A.M. Jalowska. 2017. River tributaries as sediment sinks: processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river. *Sedimentology* 64: 1731–1753. <https://doi.org/10.1111/sed.12372>.
- Friedrichs, C.T., and D.G. Aubrey. 1988. Nonlinear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27: 521–545. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(90\)90054-U](https://doi.org/10.1016/0272-7714(90)90054-U).
- Garrison, T. 2010. *Fundamentos de oceanografia*, 4th ed. São Paulo: CENGAGE learning.
- Geyer, W.R., R.C. Beardsley, S.J. Lentz, J. Candela, R. Limeburner, W.E. Johns, B.M. Castro, and I.D. Soares. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research* 16: 575–616. [https://doi.org/10.1016/02784343\(95\)00051-8](https://doi.org/10.1016/02784343(95)00051-8).
- Geyer, W.R., and P. MacCready. 2014. The estuarine circulation. *Annual Review of Fluid Mechanics* 46: 175–197. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313141302>.
- Giarrizzo, T., and U. Krumme. 2007. Spatial differences and seasonal cyclicity in the intertidal fish fauna from four mangrove creeks in a salinity zone of the Curuçá estuary, north Brazil. *Bulletin of Marine Science* 80: 739–754.
- Giarrizzo, T., and U. Saint-Paul. 2008. Ontogenetic and seasonal shifts in the diet of the pemecou sea catfish *Sciades herzbergii* (Siluriformes: Ariidae), from a macrotidal

- mangrove creek in the Curuçá estuary, Northern Brazil. *Revista de Biologia Tropical* 56: 861–873. <https://doi.org/10.15517/rbt.v56i2.5629>.
- Glover, H.E., A.S. Ogston, A.T. Fricke, C.A. Nittrouer, C. Aung, T. Naing, K. Kyu Kyu, and H. Htike. 2021. Connecting sediment retention to distributary-channel hydrodynamics and sediment dynamics in a tide-dominated delta: the Ayeyarwady Delta, Myanmar. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 126: e2020JF005882. <https://doi.org/10.1029/2020JF005882>.
- Gomes, V.J.C., N.E. Asp, E. Siegle, J.D. Gomes, A.M.M. Silva, A.S. Ogston, and C.A. Nittrouer. 2021. Suspended-sediment distribution patterns in tide-dominated estuaries on the eastern amazon coast: geomorphic controls of turbidity-maxima formation. *Water (switzerland)* 13: 1–21. <https://doi.org/10.3390/w13111568>.
- Hansen, D.V., and M. Rattray. 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography* 11: 319–326. <https://doi.org/10.4319/lo.1966.11.3.0319>.
- Lentz, S.J., and R. Limeburner. 1995. The Amazon River Plume during AMASSEDs: spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research* 100: 2355–2375.
- Lessa, G.C., F.M. Santos, P.W.M. Souza-Filho, and L.C. Corrêa-Gomes. 2018. Brazilian estuaries: a geomorphologic and oceanographic perspective. In *Brazilian estuaries: a benthic perspective*, ed. P.D.C. Lana and A.F. Bernardino, 1–37. Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77779-5_1.
- Martins, E.S.F., P.W.M. Souza-Filho, F.R. Costa, and P.J.O. Alves. 2007. *Extracao automatizada e caracterizacao da rede de drenagem e das bacias hidrograficas do nordeste do Para ao noroeste do Maranhao a partir de imagens SRTM*, 6827–6834. Florianópolis: 13o Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto.
- Martorano, L.G., L.C. Perreira, E.G.M. Cézar, and I.C.B. Pereira. 1993. *Estudos climaticos do estado do Para, classificacao climática (Koppen) e deficiencia hidrica (Thorntwhite, Mather)*. Belém: SUDAM.
- McLachlan, R.L., A.S. Ogston, and M.A. Allison. 2017. Implications of tidally-varying bed stress and intermittent estuarine stratification on fine-sediment dynamics through the Mekong's tidal river to estuarine reach. *Continental Shelf Research* 147: 27–37. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.07.014>. Elsevier Ltd.
- Meade, R.H., C.F. Nordin, W.F. Curtis, F.M. Costa Rodrigues, C.M. do Vale, and J.M. Edmond. 1979. Sediment loads in the Amazon River. *Nature* 278: 161–163. <https://doi.org/10.1038/278161a0>.

- Medeiros Filho, L.C., J.M. Lafon, and P.W.M. Souza-Filho. 2016. Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.012>.
- Milliman, J.D., and K.L. Farnsworth. 2011. *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*. Cambridge University Press.
- Moller, G.S.F., E.M.L.D.M. Novo, and M. Kampel. 2010. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. *Continental Shelf Research* 30: 342–352. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.11.015>. Elsevier.
- Nittrouer, C.A., S.A. Kuehl, R.W. Sternberg, A.G. Figueiredo, and L.E.C. Faria. 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology* 125: 177–192. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00075-A](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00075-A).
- Oksanen, J. 2008. Vegan: an introduction to ordination. *Management* 1: 1–10.
- Pritchard, D.W. 1967. What is an estuary: physical viewpoint. In *Estuaries*, vol. 83, ed. G.H. Lauff, 3–5. Washington, D.C.: American Association for the Advancement of Science.
- Sheskin, D.J. 2020. The Mann-Whitney U test. In *Handbook of parametric and nonparametric statistical procedures*, 531–594. Chapman and Hall/CRC. <https://doi.org/10.1201/9780429186196-17>.
- Silva, A.M.M., N.E. Asp, V.J.C. Gomes, A.A. Braga, J.D. Gomes, A.T. Fricke, P.W.M. Souza-Filho, T.P. Souza, P.D. Almeida, A.S. Ogston, and C.A. Nittrouer. 2021. Recent sedimentation in an Amazon tidal tributary: integrated analysis of morphology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences* 107: 103134. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103134>.
- Soares Júnior, A.V., J.B.S. Costa, and Y. Hasui. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *Geociências* 27: 427–437.
- Soares Júnior, A.V., Y. Hasui, J.B.S. Costa, and F.B. Machado. 2010. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociências* 30: 669–692.
- Souza-Filho, P.W.M. 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira De Geofísica* 23: 427–435. <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2005000400006>.

- Souza-Filho, P.W.M., G.C. Lessa, M.C.L. Cohen, F.R. Costa, and R.J. Lara. 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*, vol. 107. Lecture Notes in Earth Sciences, 347–375. Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9_11.
- Souza-Filho, P.W.M. 2000. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the Northeastern Pará state. *Revista Brasileira de Geociencias* 30: 527–530. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303527530>.
- Sternberg, R.W. 1968. Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marine Geology* 6: 243–260. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(68\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(68)90033-9).
- Strickland, J.D.H., and T.R. Parsons. 1972. *A practical handbook of seawater analysis*, 2nd ed. Fisheries Research Board of Canada Bulletin 167.
- Syvitski, J.P.M., and J. Shaw. 1995. Sedimentology and geomorphology of Fjords. In *Developments in sedimentology*, vol. 53, ed. G.M.E. Perillo, 113–178. Amsterdam: Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80025-1](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80025-1).
- R Core Team. 2020. *R: A language and environment for statistical computing*, vol. 2, 1–12.
- Valle-Levinson, A. 2010. Definition and classification of estuaries. In *Contemporary issues in estuarine physics*, ed. A. Valle-Levinson, 1–11. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511676567.002>.

CAPÍTULO 5 IMPLICATIONS OF A LARGE RIVER DISCHARGE ON THE DYNAMICS OF A TIDE-DOMINATED AMAZONIAN ESTUARY

<https://doi.org/10.3390/w15050849>

Ariane M. M. Silva ¹, Hannah E. Glover ², Mariah E. Josten ³, Vando J. C. Gomes ⁴, Andrea S. Ogston ³ and Nils E. Asp ^{5*}

¹Graduate Program in Geology and Geochemistry, Federal University of Pará, Rua Augusto Corrêa, 01—UFPA-Guamá, Belém 66075-110, PA, Brazil

² College of Engineering, Oregon State University (OSU), 101 Kearney Hall, Corvallis, OR 97331, USA

³ School of Oceanography, University of Washington (UW), Box 357940, Seattle, WA 98195-7940, USA

⁴ Coastal and Oceanic Engineering Faculty/Campus Salinópolis, Federal University of Pará (UFPA), Rua Raimundo Santana Cruz, s/n Bairro São Tomé, Salinópolis 68721-000, PA, Brazil

⁵ Institute for Coastal Studies, Federal University of Pará (UFPA), Alam. Leandro Ribeiro, s/n—Bairro Aldeia Campus UFPA, Bragança 68600-000, PA, Brazil

*Correspondence: nilsasp@ufpa.br

Abstract

Estuaries along the Amazonian coast are subjected to both a macrotidal regime and seasonally high fluvial discharge, both of which generate complex circulation. Furthermore, the Amazon River Plume (ARP) influences coastal circulation and suspended sediment concentrations (SSCs). The Gurupi estuary, located south of the mouth of the Amazon River, is relatively unstudied. This study evaluates how the Gurupi estuary dynamics respond to seasonal discharge and the varying influence of the ARP using cross-sectional and longitudinal surveys of morphology, hydrodynamics, and sediment transport. The Gurupi was classified as a tide-dominated estuary based on morphology and mean hydrodynamic conditions. However, the estuary was only partially mixed during both the wet and dry seasons. The tides propagated asymmetrically and hypersynchronously, with flood dominance during the dry season and ebb dominance during the rainy season. Seasonal variations of the ARP did not significantly affect the hydrodynamic structure of the lower Gurupi estuary. Estuarine turbidity maxima (ETM) were observed in both seasons, although the increase in fluvial discharge during the wet season attenuated and shifted the ETM seaward. Little sediment was delivered to the estuary by the river, and the SSCs were higher at the mouth in both seasons. Sediment was strongly imported during the dry season by tidal asymmetry. The morphology, hydrodynamics, and sediment dynamics all highlight the importance of considering both fluvial discharge and coastal influences on estuaries along the Amazon coast.

Keywords: Amazon coast; high fluvial discharge; suspended sediments; estuarine turbidity maxima; mangroves

1. Introduction

Rivers are the most important agents for transporting sediments to oceans [1,2]. The Amazon River is the largest sediment source to the ocean [3], carrying a load of about 1.2×10^9 t.yr⁻¹ of sediments [4]. The Southeastern Amazon Coastal Zone (SACZ) is nearly 8000 km² and it stretches along approximately 480 km and covers the Brazilian states of Pará and Maranhão [5]. There are more than 20 tide-dominated estuaries in this region, where large amounts of mud were deposited during the Holocene [6–8]. However, these numerous, small Amazonian rivers do not contribute significantly to the sediment supply to the Atlantic Ocean because they carry a low SSC. These rivers are often called “blackwater rivers” because of the high levels of dissolved organic matter [9].

The transport and fate of sediment carried by these rivers is influenced by estuarine processes. The tidal range and fluvial discharge are fundamental controls on estuarine processes, influencing the primary production, tidal wave propagation, estuarine turbidity maxima (ETM), salinity intrusion, and estuarine circulation [10–15]. The size of the drainage basin has a large impact on the timing and magnitude of fluvial discharge [6,16].

The Amazon River Plume (ARP) also influences the estuaries in the SACZ, especially by supplying fine sediments [6,17,18]. The surface area of the ARP reaches 1.5×10^6 km² and extends into the western tropical North Atlantic [19–21]. However, studies have shown that the ARP can also extend northwestward, penetrating approximately 100 km into the North Atlantic [17,19,22,23].

The Gurupi estuary is a large tide-dominated estuary in the eastern sector of the Amazon coast. This estuary provides an excellent opportunity to study the influence of river flow and the ARP on the hydrodynamics and morphodynamics of a macrotidal system. Recent research has been conducted on sediment dynamics and tidal propagation [6,18,24,25]. This study will evaluate how the large catchment area and high river discharge affect the hydrodynamics and morphology of the Gurupi River estuary. Additionally, we investigate the seasonally varying, fine-sediment contribution from the Amazon River Plume.

2. Study Area

The Gurupi estuary is a blackwater river [9] located between 1°3'50" S and 1°51'50" S and between 45°57' W and 46°21' W in the SACZ (Figure 1). The Gurupi estuary is

characterized by widely developed mangrove forests [5], which cover an area of 1333.97 km². The main mangrove vegetation species are *Rhizophora mangle* (L.), *Avicennia germinans* (L.), and *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f. [5,25–27]. Additionally, in this sector, the coastal plateau can be found farther inland, including inactive bluffs, as the coastal plain prograde seaward during Late Holocene [5].

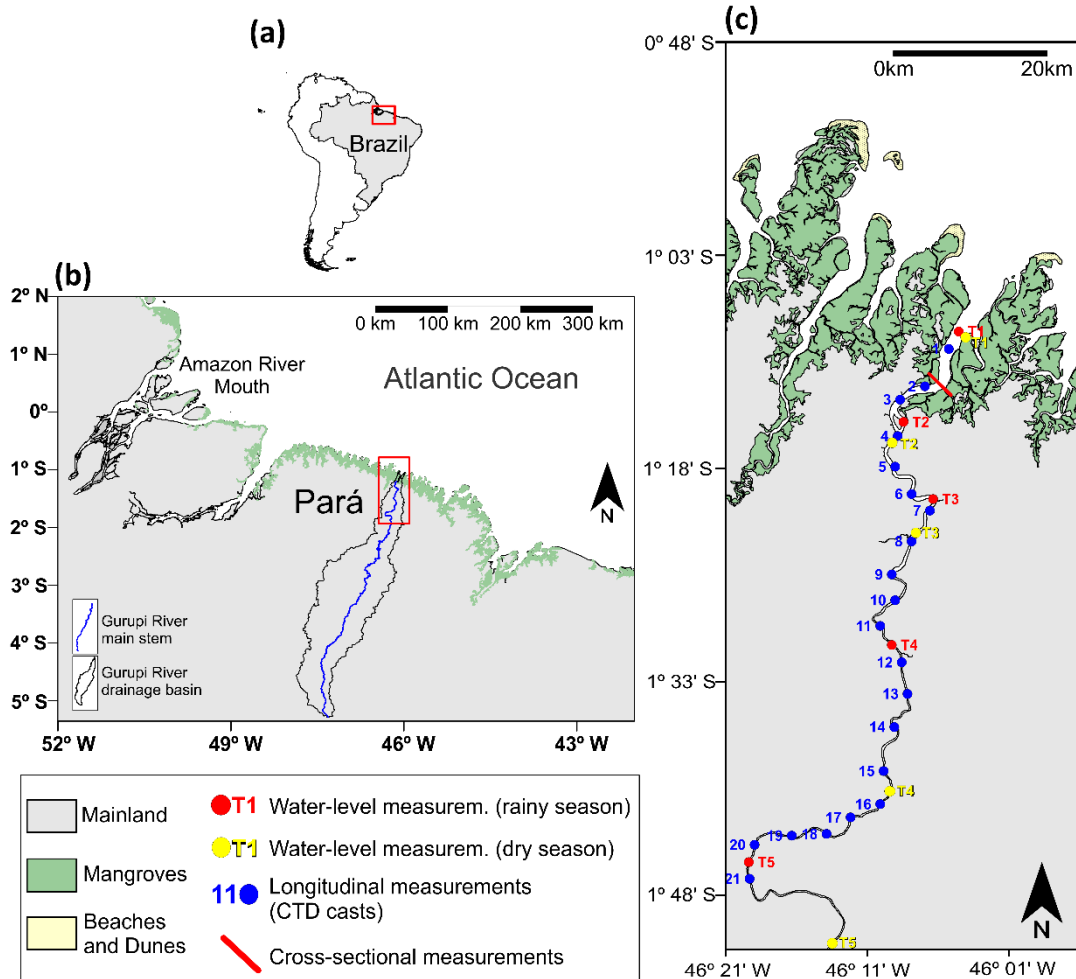


Figure 1: The location of (a) South America, (b) the Amazon Coastal Zone, and (c) the Gurupi River estuary, with sampling points.

The Gurupi River basin covers an area of 35,200 km² [7] and the river is approximately 700 km long [28]. The hydrographic basin area and the river profile have low relief, with elevations less than 100 m [29]. However, in the headland area, the elevation exceeds 450 m because of the Gurupi Mountain Range. The basin topography, geology, and hypsometry may contribute to the sediment production and erosion in the coastal zone. Though, the relatively minimal relief reduces the transport potential.

The region's climate is classified as hot and humid equatorial, with the rainy season from January to August, and the dry season from September to December. The climate is influenced

by the variations in the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). The rainy season occurs when the ITCZ moves toward the coastal areas of the Maranhão, Pará, and Amapá states. In contrast, during the dry period, the ITCZ moves toward the Northern Hemisphere [7,30,31]. The average annual precipitation varies between 2.3 and 2.8 m [32]. The mean flow rate of the Gurupi River is $472 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, and the flow rate is estimated to be approximately seven times greater in the rainy season than in the dry season [18,33]. The mean discharge over a 10-year period (2005–2014) was $161 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ in November, and $1137 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ in April [34]. The maximum tidal range is 5.6 m (in this study).

3. Materials and Methods

3.1. Fixed Instruments

The water levels were obtained using tidal gauges of the Onset/HOBO® (Bourne/MA—USA) U20-002-Ti model pressure sensors sampling at 1 Hz. These tidal gauges were installed at five points along the estuary, with approximately 20 km of spacing between locations (Figure 1c). The instruments were deployed in both the dry and rainy seasons to identify the propagation and deformation of the tide during low and high fluvial discharge. The location of the tidal gauges differs within the seasons, as tides propagate farther during the dry season. The tidal gauges were installed during the first day of the campaign and removed on the last day to ensure complete tidal cycle records.

3.2. Boat-Based Longitudinal Surveys

Bathymetric data were collected along the estuary during the rainy (i.e., May 2012) and dry (i.e., November 2012) seasons, to examine the bottom morphology and calculate the cross-sectional areas. Data were collected from a small boat, using a Furuno® 4100 echo sounder, a Global Positioning System (GPS) device, GPSmap 60CSx model from Garmin®, and a notebook.

Longitudinal surveys of hydrodynamic and sedimentology aspects along the Gurupi estuary were conducted during the rainy (April) and dry (November) seasons to capture seasonal variability. Vertical profiles in the water column were collected using a Sea and Sun model 90M CTD probe (conductivity, temperature, and depth), which was additionally equipped with a Seapoint® bulkhead turbidity sensor. The water column profiles were approximately 5 km apart, totaling 21 measurement locations (Figure 1c).

The suspended sediment concentration (SSC) was estimated by collecting water samples using a Niskin sampler at ~30 cm below the surface. Sampling was performed simultaneously

with CTD casts. The water samples were stored in plastic bottles, and the SSC was determined through filtration, using a vacuum pump and glass fiber filters with 44 mm in diameter with 0.6 μm porosity [35]. The turbidity values were related to the SSC using a large dataset of samples (~180 casts/samples), including other neighboring estuaries according to [15]. This resulted in a quadratic polynomial correlation between calculated SSC from physical samples and measured FTU from the CTD casts ($\text{SSC (g.L}^{-1}\text{)} = 0.0000008 (\text{OBS})^2 + 0.0006 (\text{OBS}) + 0.0221$), $R^2 = 0.805$). This equation was used to convert turbidity into SSC [18].

3.3. Boat-Based Transversal Surveys

Flow and current velocity data were measured using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) model workhorse monitor (1200 kHz) Teledyne®. A single transect was occupied ~20 km from the coastal line during the rainy and dry seasons (Figure 1c). The vessel traversed the transect every 30 min for a 13-hour period to capture the tidal cycle.

3.4. Data Processing

The morphology was analyzed using bathymetric data, Landsat 5 TM satellite imagery, and SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) data to establish the watershed boundaries and water pathways. These datasets were integrated using Surfer 13 (Golden Software, Golden/CO—USA) to construct a digital elevation model (DEM). Subsequently, bathymetric and topographic profiles were extracted, and the area and volume were calculated. Longitudinal survey data were analyzed using SDA Sea & Sun Technology GmbH (Trappenkamp, Germany), Microsoft Excel, Grapher 12, and Surfer 13 software. Transverse survey data were processed using the WinRiver II softwares.

The residual fluxes of sediment and water were estimated following [2,36]. Since the cross-sectional area varies with the tide, a sigma coordinate was used to replace the depth with values between 0 at the surface and 1 at the bed ($\sigma = z/h$) [2,36,37]. The SSC transects were linearly interpolated using the CTD profiles. The residual flux was calculated by assuming the following:

$$F = \langle \int u c dA \rangle, \quad (1)$$

where u is the velocity, c is the concentration (suspended sediment or salt), dA is the cross-sectional area (divided into 18 grid cells), and $\langle \rangle$ represents the tidal averaging. The velocity and concentration vary across-channel (y), vertically (σ), and temporally (t). The transect-wide fluxes were calculated from the salinity and turbidity values, measured by the CTD, and

assigned to ADCP ensembles according to [36,38]. Temporal and spatial data gaps were filled using linear interpolation.

For the residual flux of sediment, missing values were estimated by cubic interpolation of SSC. The residual flux was decomposed following [2,36,39], by assuming the following:

$$F = u_0 c_0 A_0 + \int u_1 c_1 dA_0 + \langle \int u_2 c_2 dA \rangle = F_R + F_E + F_T, \quad (2)$$

$$u_0 = \frac{\langle \int u dA \rangle}{A_0} c_0 = \frac{\langle \int c dA \rangle}{A_0} u_1 = \frac{\langle u dA \rangle}{dA_0} - u_0 \quad c_1 = \frac{\langle c dA \rangle}{dA_0} - c_0, \quad (3)$$

$$u_2 = u - u_0 - u_1 \quad c_2 = c - c_0 - c_1, \quad (4)$$

where F_R is generally interpreted as river advection, F_E is generally interpreted as estuarine exchange flux, and F_T is the residual term containing other processes such as tidal pumping, local erosion, and deposition.

The estuarine circulation and salinity structures were classified using the parameterization proposed by [15], also applied in [36,38]. According to [15], this parameterization allows the classification of estuaries using the principal forcing variables, the tidal velocity, and the freshwater flow. This classification relies on the freshwater Froude number and the Mixing number. The freshwater Froude number represents the fluvial forcing (freshwater input) and is calculated as follows:

$$F_{Rf} = \frac{U_R}{\sqrt{\beta g S H}}, \quad (5)$$

where U_R is the river velocity, β is 7.7×10^{-4} (β = coefficient of salinity), g is the gravitational acceleration, S is the oceanic salinity, and H is the water depth. The Mixing number (M) describes the tidal forcing (vertical tidal mixing) and is calculated as follows:

$$M^2 = \frac{C_D U_T^2}{\omega N_0 H^2}, \quad (6)$$

where C_D is the drag coefficient, U_T is the tidal velocity, ω is the tidal frequency, and N_0 is the buoyancy frequency from the maximum top-to-bottom salinity variation [15,36,38]. The drag coefficient was calculated according to [40].

3.5. Statistics Analyses

Additional statistical analyses were used to determine whether there were significant differences between the seasonal data of salinity and SSC from the two sample groups (April and November). The analyses were performed in the R software by applying the Vegan and ggplot2 packages [41–43]. The normality of all data were checked using the Shapiro–Wilk test. As the data were non-parametric and unpaired, the Mann–Whitney U test was used [44–46].

For both tests, the Shapiro–Wilk test and the Mann–Whitney U test, a significance level of 95% (p -value = 0.05) was adopted for the analysis.

4. Results

4.1. Estuarine Morphology

The Gurupi is a typical coastal plain estuary, presenting a funnel-like lower estuary, with tidal meanders along the middle sector and progressively narrowing upstream. Mangroves border the estuary longitudinally from the middle sector to the lower sector. The Gurupi is relatively shallow, with an average depth of ~ 6 m (Figure 2), reaching 13 m near the mouth (see profile 1 in Figure 2).

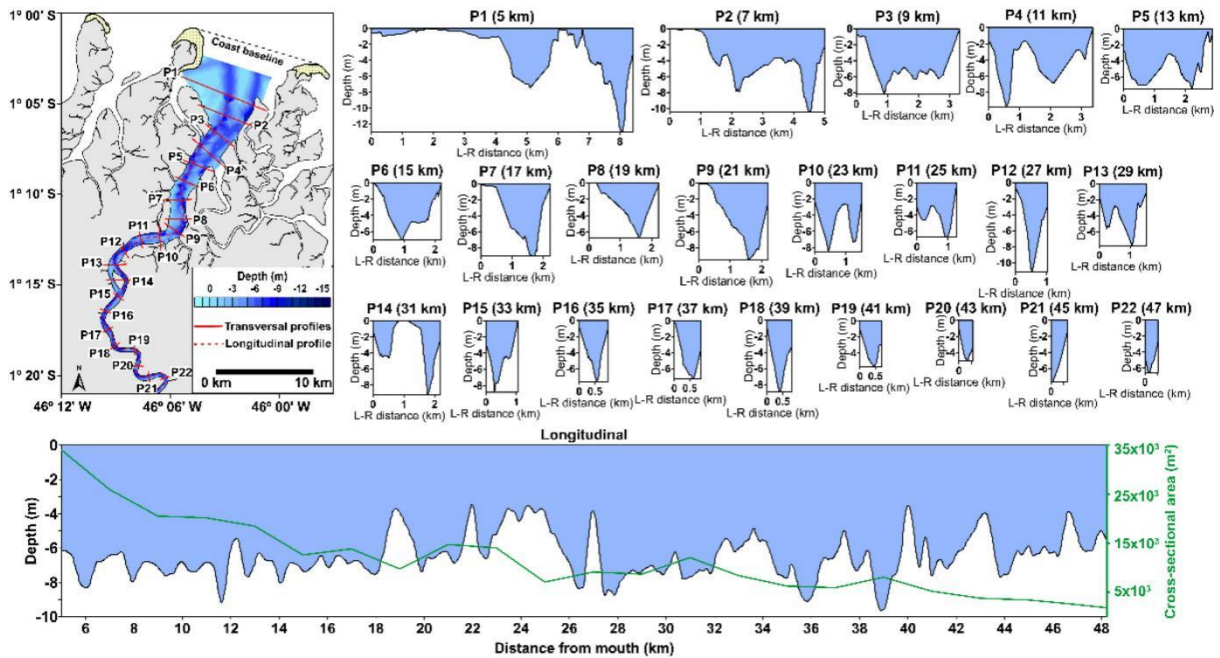


Figure 2: Bathymetric profiles showing the morphology of the Gurupi estuary. The red lines show the location of the transect. The green line shows the variation of the cross-sectional area along the estuary. Seasonal bottom morphology changes are not considered.

The bottom morphology and depths vary along the estuary with the formation of W-shaped channels in areas such as profiles P1 to P6, P10, and P11 (Figure 2). Additionally, a V-shape cross-section is observed on the upper estuary (P15–P22). No substantial seasonal morphological changes were observed. However, the seasonal river flood results in deeper waters in the upper estuary, whereas the water level might increase by ~ 3 m during the rainy season. This resulted in an apparent morphological difference (comparison of Figure 3a,b with Figure 3d,e). Additionally, these profiles may not follow the precise thalweg, resulting in apparently different profiles for each season.

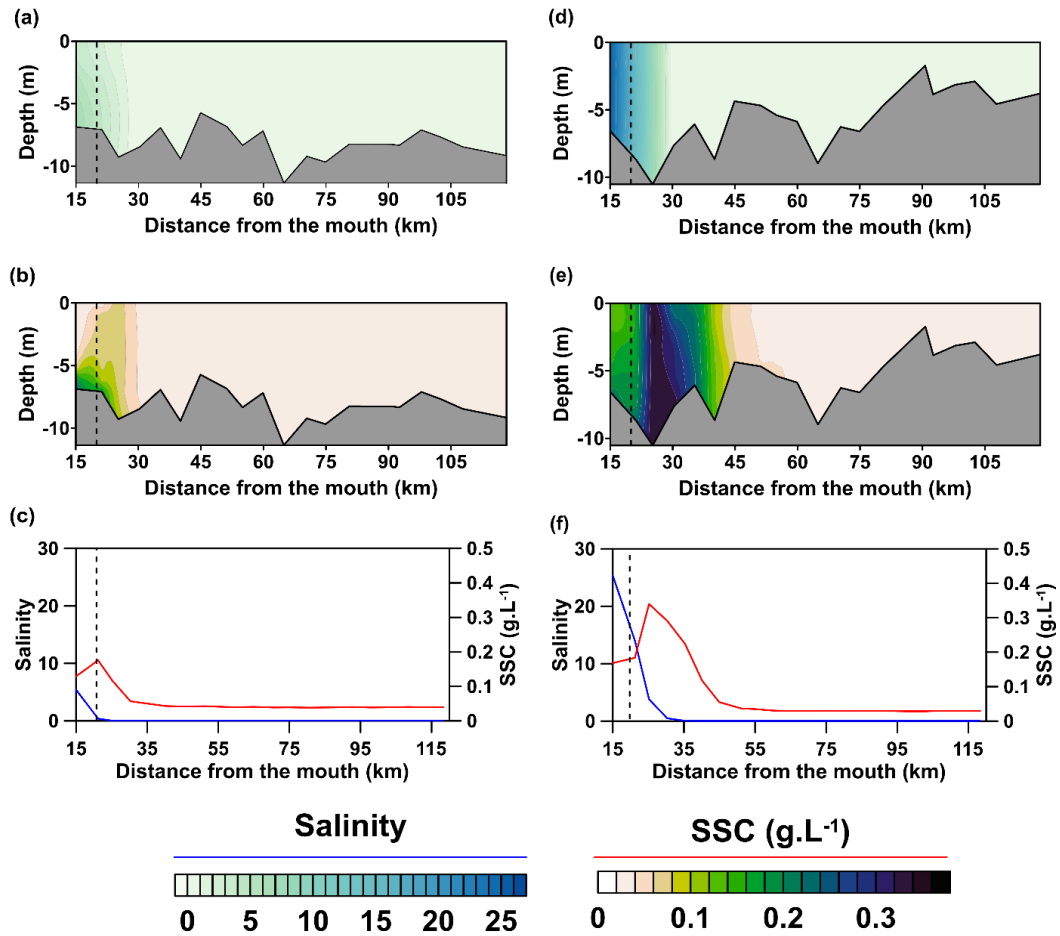


Figure 3: Longitudinal variation of salinity and SSC during the rainy (a–c) and dry (d–f) seasons (modified from [18]). The dashed line represents the location of the cross-sectional profile with ADCP. Notice that the location of the cross-section profile is the same for both seasons.

4.2. Suspended Sediment Concentration and Salinity

Suspended sediment concentration (SSC) and salinity were higher near the mouth. However, values were seasonally different. During the rainy season, SSC values ranged from 0.17 g.L^{-1} to 0.03 g.L^{-1} , from the mouth to the head of the estuary. Furthermore, the greater SSC values were recorded near the mouth and a concentration of 0.04 g.L^{-1} was consistently recorded along the middle and upper estuary. The observed salinity varied between 5.4 in the lower estuary to ~ 0 at $\sim 30 \text{ km}$ (Figure 3a–c).

During the dry season, the SSC values were substantially higher than in the rainy season, ranging from 0.34 g.L^{-1} to 0.28 g.L^{-1} . During the dry season, increased SSC was observed along most of the estuary, and a lesser SSC was only observed at $\sim 51 \text{ km}$ from the mouth. As expected, the salinity levels were higher during the dry season than in the rainy season. The maximum salinity was 25 and reached ~ 0 at 40 km from the mouth (Figure 3d–f). Variations

of salinity and SSCs were greater in the lower sector of the Gurupi estuary (until ~30 km from the mouth).

The Mann–Whitney U test was used to check if these seasonal variations were significant. Regarding salinity, the Mann–Whitney U test showed a significant seasonal difference ($W = 9.5$; p -value = 0.02978). These variations were expected due to the reduction in rainfall and river flow during the dry season, which directly impacts the salinity. The SSC also differed between the dry and rainy seasons ($W = 3$; p -value = 0.01515). Local fluvial waters have a low SSC, and increased fluvial discharges result in SSC dilution.

4.3. Tidal Patterns in Estuary Fluxes

The instantaneous fluvial discharge was also compared to the current velocities and net residual discharge. During the rainy season, the maximum values of total discharge during the flood and ebb phases were $6863 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $4435 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectively. The maximum values of current velocity during the flood and ebb phases were $0.95 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and $0.76 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, respectively (Figure 4a).

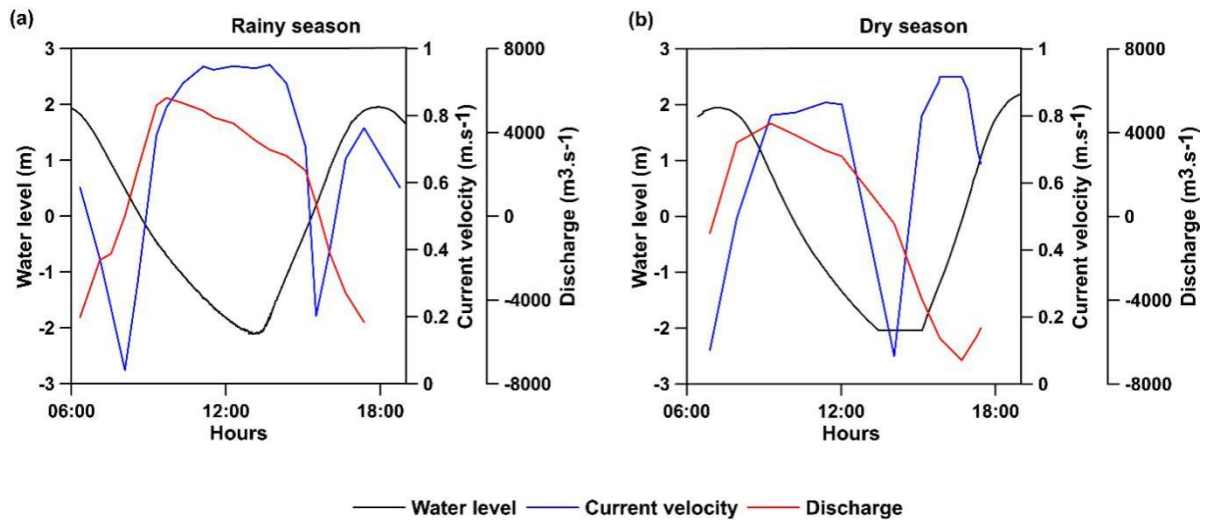


Figure 4: Hydrodynamics in the cross-sectional area comparing the discharge (red line) and the current velocity (blue line), during the rainy (a) and dry (b) seasons. The black line shows the water level variation.

During the dry season, the maximum total discharge was greater during the ebb ($5647 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) than during the flood phase ($5505 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). The maximum current velocity was $0.84 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and $0.93 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ during the ebb and flood phases, respectively (Figure 4b).

Vertical (surface–bottom) variations of salinity and SSC were observed in both seasons with greater values near the bottom for both variables. As expected, the salinity level was consistently greater during the dry season. At the transect locations, the salinity values were close to zero during the rainy season and reached 14.5 during the dry season. For the dry season,

variations along the tidal cycle follow the expected pattern of higher values during the flood, in comparison with the ebb phase (Figure 5b). For the rainy season, there was a small peak of salinity (i.e., 1.09) during the beginning of the ebb, which is associated with the flushing of large mangrove areas with salt-rich sediments (Figure 5a). Further, surface–bottom variations were noticeable, especially during the dry season, when differences reach up to five between the saltier bottom waters and the surface, during the onset of the ebb phase.

In contrast, the SSC was substantially greater during the dry season in comparison with the rainy season, considering both cross-sectional and longitudinal measurements. The SSC values were about 0.11 g.L^{-1} at the surface and 0.24 g.L^{-1} at the bottom during the rainy season. During the dry season, the SSC values were 0.20 g.L^{-1} and 0.24 g.L^{-1} at the surface and bottom, respectively (Figure 5).

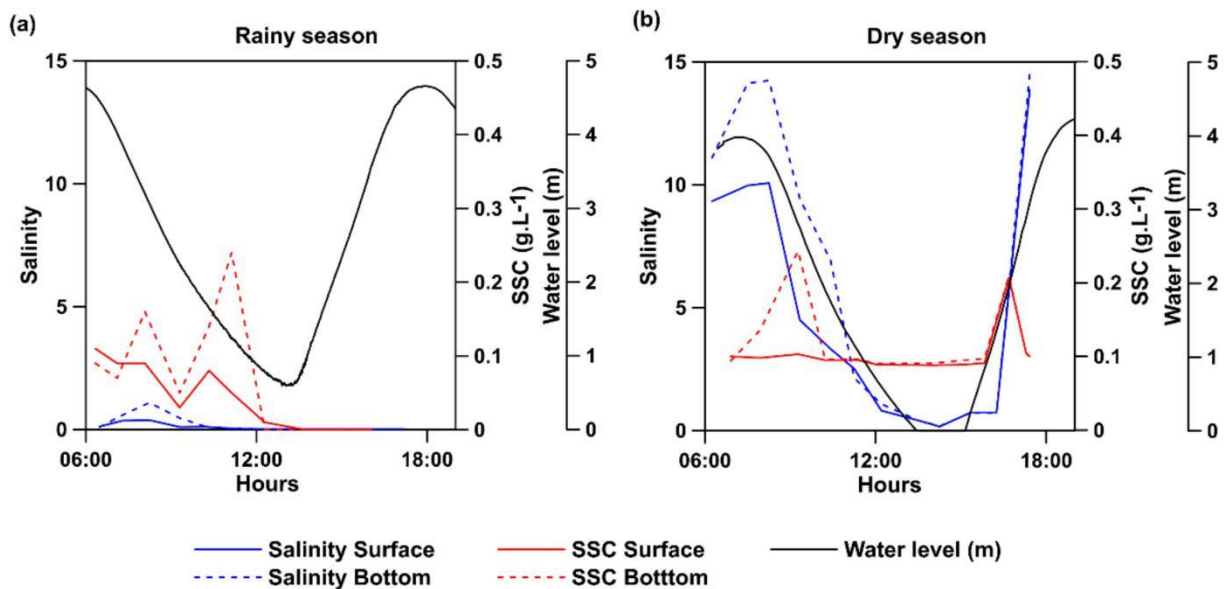


Figure 5: Hydrodynamics in the cross-sectional area comparing the salinity and SSC data during the rainy (a) and dry (b) seasons. The blue line shows the salinity level at the water surface (solid line) and bottom (dashed line). The red line shows the SSC data at the water surface (solid line) and at the bottom (dashed line).

4.4. Estuary Fluxes

4.4.1. Net Water and Sediment Fluxes

The net residual water and sediment discharges differed significantly between the seasons. The ratio of river discharge (Q) (m^3)/tidal cycle was $0.007 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (seaward) and $-0.027 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (landward) during the rainy and dry seasons, respectively. The mean water flux led to a positive flux gradient during the rainy season. However, during the dry season, the Gurupi estuary showed a higher flux peak during the flood phase with a net landward flux (Figure 6).

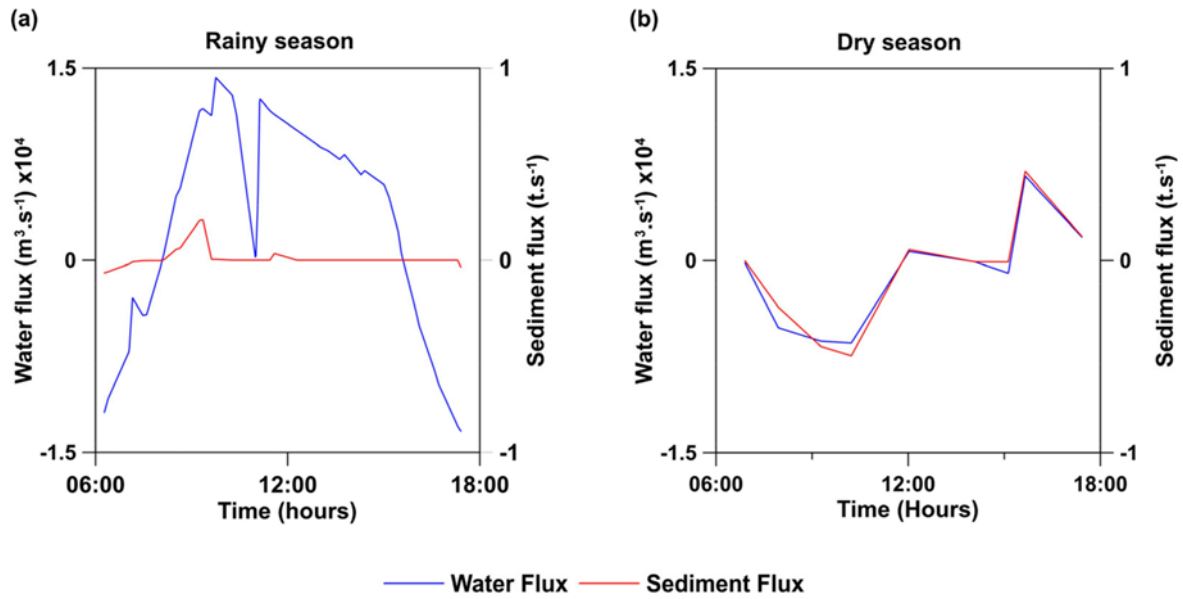


Figure 6: Water (blue line) and sediment (red line) fluxes for the Gurupi estuary during the rainy season (a) and dry season (b).

The sediment flux for the rainy season ranged from $-0.06 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$ to $0.21 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$, indicating processes of importation and exportation, respectively. The mean sediment flux was $0.07 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$, indicating net sediment export to the estuary. The sediment flux during the dry season ranged from $-0.49 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$ (import) to $0.46 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$ (export). The mean sediment flux was $-0.07 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$, indicating net sediment import to the estuary.

4.4.2. Sediment Flux Decomposition

The sediment flux decomposition shifted seasonally by one order of magnitude. During the rainy season, the river advection (F_R), estuarine exchange (F_E), and residual tidal (F_T) processes all led to an export of sediment. In contrast, during the dry season, the fluvial and tidal processes drove the importation of sediments (Figure 7). The flux decomposition showed that the estuarine exchange was the primary mechanism of transport for both seasons.

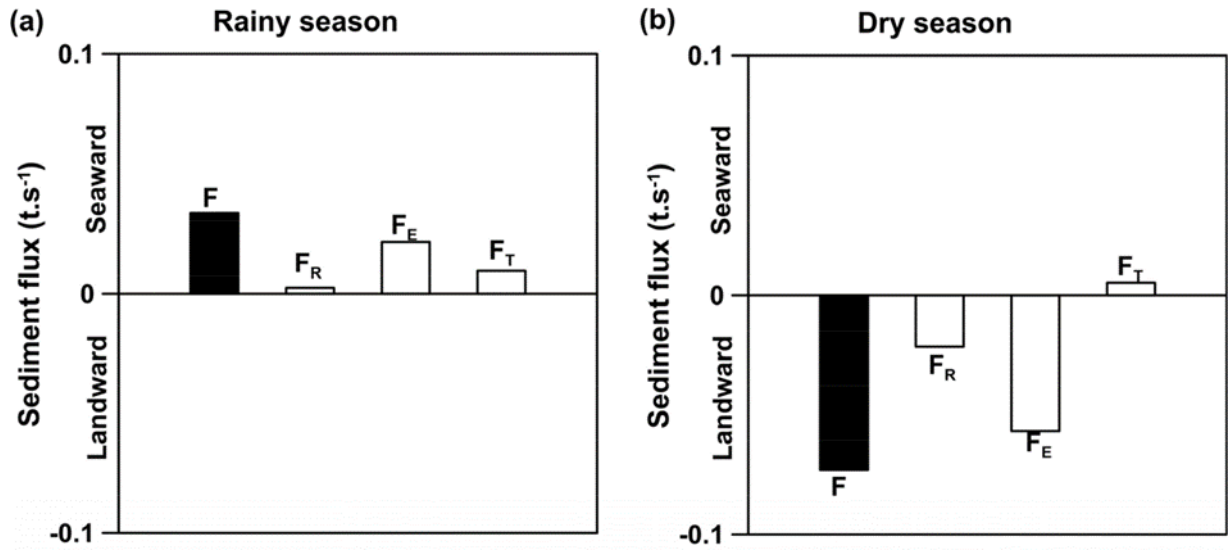


Figure 7: Sediment flux decomposition for Gurupi estuary during the rainy (a) and dry (b) seasons. The first column (black) represents the total sediment flux (F). F_R , F_E , and F_T represent river flux, estuarine exchange, and tidal residual flux, respectively.

4.5. Tidal Propagation

In the lower area of the Gurupi estuary, the tidal range increased as the estuary became narrower toward its head. At the mouth, the maximum measured tidal range was 5.6 m and 5.1 m, during the rainy and dry seasons, respectively (Figure 8a,b). In the lowermost section of the estuary, the water level and current velocities were relatively synchronous. With the tidal propagation at the estuarine funnel, some amplification was observed during the dry season (Figure 8b). Upstream of the Gurupi estuary, the river discharge becomes dominant, and the tidal range was damped (Figure 8a,b), mainly due to frictional effects from the narrowing cross-section (see tidal gauge T5—Figure 1). However, the river discharge is an important frictional factor in the tidal propagation upstream, especially during the rainy season, resulting in a stronger tidal attenuation (Figure 8a), in comparison to the dry season (Figure 8b).

The Gurupi estuary also presents an asymmetric pattern regarding the tidal phase duration, with the ebb longer than the flood phase during both seasons (Figure 8c,d). However, during the rainy season, the phase asymmetry is increased, due to the increased fluvial discharge.

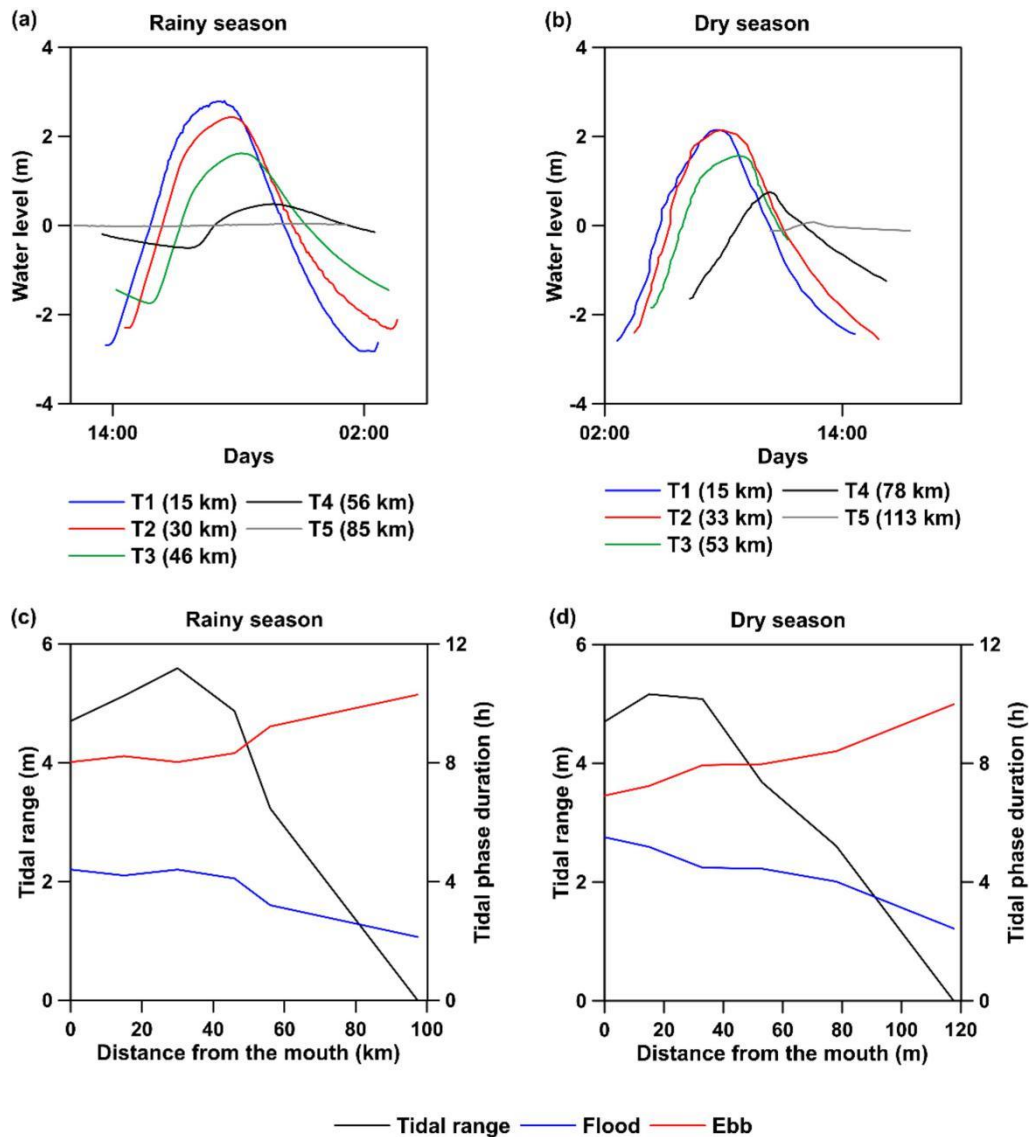


Figure 8: Water level oscillation along the Gurupi estuary. Panels (a,b) show the oscillation during rainy and dry seasons, respectively. Panels (c,d) show the longitudinal variation of tidal range and tidal phase duration during rainy and dry seasons.

5. Discussion

Overall, the results place the Gurupi as a tidal-dominated estuary, where estuarine exchange dominates sediment transport processes. The local fluvial discharge and ARP impact the seasonal variations of flow and stratification, which control sediment import and export. These competing tidal and fluvial processes are especially apparent during the rainy season.

5.1. ETM Formation and Implications for Sediment Dynamics

In tidal-dominated estuaries, fluvial suspended sediment transport and tidal processes tend to form a zone referred to as Estuarine Turbidity Maximum (ETM), where the SSC is greater [47,48]. The location, concentration, and size of the ETM will vary with the estuarine

conditions. In the Gurupi, an ETM zone was observed in both seasons. During the dry season, the ETM zone was located between 20–35 km from the mouth and the SSC was significantly elevated, reaching up to 0.335 g.L^{-1} at the surface. However, during the rainy season, the ETM zone shifted to 15–25 km from the mouth and the maximum SSC only reached 0.101 g.L^{-1} at the surface. This compression of the ETM can be explained by the increase in river discharge during the rainy season. The interaction between the tidal wave and the strong river discharge compressed the ETM into the estuary. Similar behavior was observed in the Gironde estuary [11,49], Colombia river estuary [11,50], Humber estuary [51], and Caeté estuary [6].

During this rainy season, low amounts of suspended sediment were being transported by the Gurupi River, despite the large river discharge. In addition, the increased river flow and the ebb-phase dominance inhibited the entry of sediments from offshore sources, especially the ARP. Consequently, the SSC was generally lesser throughout the estuary during the rainy season. The net transport of sediment through the Gurupi estuary remains unclear. The data indicate that the Gurupi estuary could be importing suspended sediments during this period; however, the concentrations and magnitude of the values observed were very low and are therefore, within the margin of error.

Estuarine conditions were significantly different during the dry season, when the river flow is ~ 7 times lower than during the rainy season. There was a greater contribution of freshwater and sediment from offshore sources. Consequently, higher values of SSCs and an expansion of about ~ 5 km of the ETM zone were observed, with a shift landward. We note that in this period, the SSC peak of the ETM zone was landward of the point where the cross-sectional profile was performed. There was a strong, net import of sediment, including a tidally invariant landward flux (Fr in Figure 7b). Generally, this Fr term is associated with the net, near-surface fluvial discharge [2,36]. However, in the Gurupi, this term demonstrates the importance of the persistent supply of sediment from the ARP.

Overall, the seasonal patterns of SSCs were consistent with the ARP role in the SSC dynamics and ETM formation. The ARP expands to the southeast shelf due to the prevailing winds and the ITCZ seasonal migration [52]. Consequently, the SSC from the Amazon River is carried into estuaries along the southeastern Amazon coast [6,18]. The data presented here demonstrate that the ARP is also important for the Gurupi estuary. However, since the Gurupi estuary is more than 400 km away from the Amazon River mouth, the seasonal ARP fluctuations are less dramatic than those observed in estuaries nearer the Amazon River mouth, such as the Mocajuba and even the Caeté [6,18,53].

5.2. Estuarine Circulation

Estuaries can be classified based on the geomorphological aspects as fjords (deep estuaries), drowned river valleys, bar-built estuaries, and rias, among others. However, the shape of the along-estuary salinity gradient is an important driver of estuarine processes, and this structure can also be used to classify estuaries [54]. The salinity and vertical stratification are determined by the geomorphology, freshwater flow, and tides [55]. In this context, estuaries can be classified as a salt wedge, weakly stratified or partially mixed, heavily stratified, and well-mixed, based on the relative strength of tidal mixing versus freshwater discharge [56].

The Gurupi estuary is classified as partially mixed (Figure 9), which is consistent with the observed structures. During the rainy season, the Mixing number (M) was 0.84 and the freshwater Froude number (Frf) was 0.01. During the dry season, the values were 0.91 and 0.02 for the Mixing number (M) and freshwater Froude number (Frf), respectively. However, a well-mixed classification would be expected for tide-dominated estuaries. In partially mixed estuaries, the salinity is higher at the mouth and decreases upstream. Additionally, the vertical layers of water mix at all depths, although the bottom layer is saltier than the top [57], as observed in the Gurupi estuary (Figures 3 and 5). Although the estuarine circulation is partially mixed based on the cross-sectional measurements (Figure 5), the salinity difference between the bottom and surface is only apparent during the ebb. During the flood tide, the estuary is rather well-mixed (Figure 3).

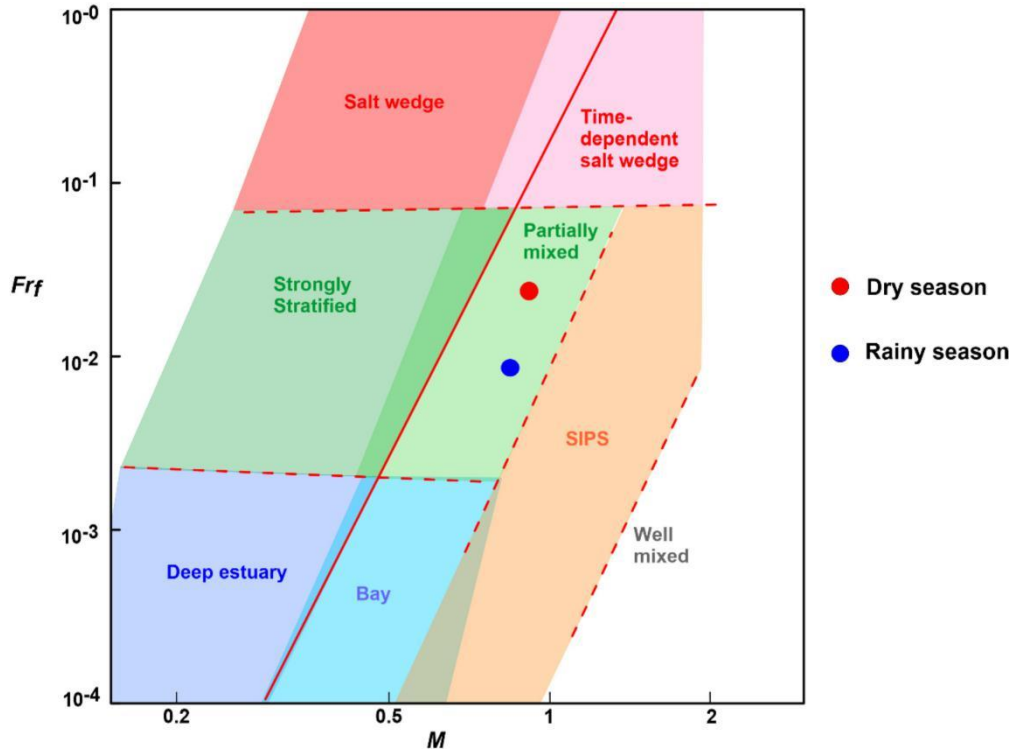


Figure 9: The Gurupi estuary in estuarine parameter space (diagram following the classification of [15]). The blue point represents the rainy season and the red point represents the dry season.

5.3. Comparison to Other Amazonian Estuaries

This investigation of the Gurupi estuary emphasizes the variability in estuaries within the SACZ. The Gurupi estuary is one of the largest Amazon estuaries [58], and because of its funnel-shape morphology, the presence of a W-shaped channel, and a rather wide and shallow basin, the Gurupi estuary is comparable with the Caeté and Urumajó estuaries [6,18,25]. From a morphologic perspective, the Gurupi is a typical tide-dominated estuary. However, the hydrodynamics do not uniformly match those in other tide-dominated estuaries.

A comparison with other typical tide-dominated estuaries (equilibrium estuaries) along the eastern sector of the Amazon coast was used to try to categorize estuaries along the Amazon coast based on the relative tidal prism (tidal prism/total estuarine volume) versus the fluvial discharge into the system (Figure 10). Based on recent investigations [6,18,24], it is considered that typical tide-dominated estuaries (equilibrium estuaries) along the eastern sector of the Amazon coast have tidal prisms between half and two-thirds of the total estuarine water volume. For the SACZ, three estuaries have been considered as representative of equilibrium estuaries, which include the Gurupi, Urumajó, and Caeté estuaries [18]. Using a linear relationship to fit the data of river discharge and relative tidal prism ($y = -0.0002x + 0.6738$), an R-squared value of 0.98 was obtained. It shows that during the rainy season, the channel (residual) estuarine

volume of the Gurupi estuary overcomes the tidal prism, and during that period, the Gurupi estuary is not a typical tide-dominated estuary. Globally, these findings show that large river estuaries are subject to a critical balance between tidal prism and fluvial discharge, which determine if the estuary is either importing or exporting sediments, whereas slight changes in fluvial discharge, due to, for instance, climate changes or water uses, might change the balance substantially.

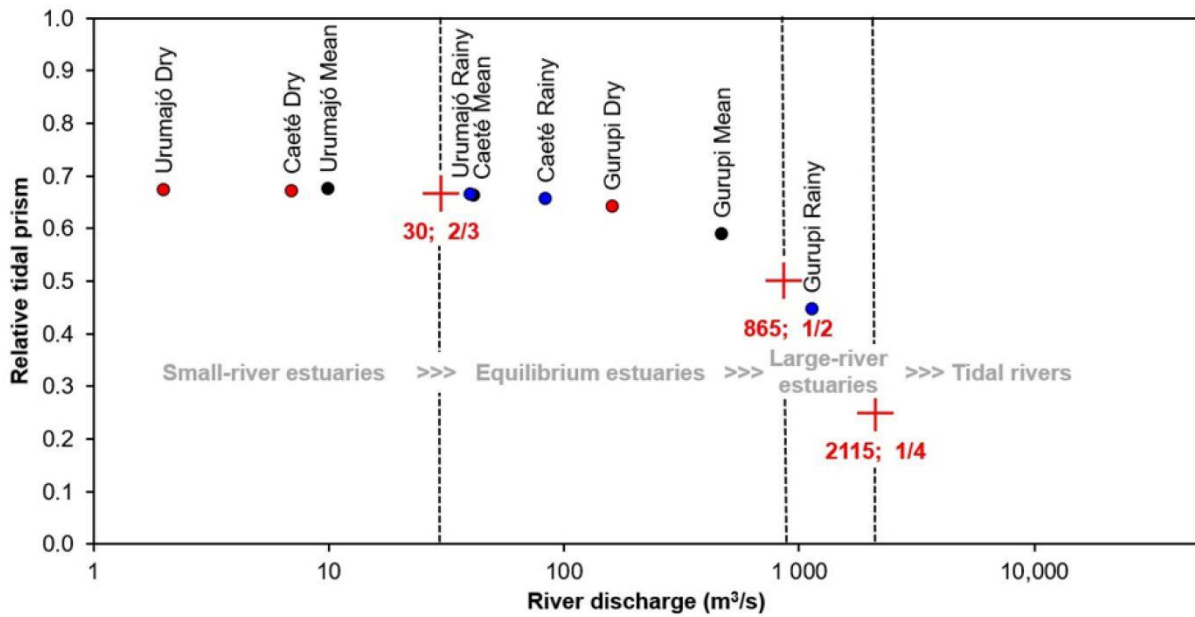


Figure 10: Correlation of relative tidal prism and fluvial discharge of the Gurupi estuary based on the seasonal variations of fluvial discharge, in comparison to the Caeté and Urumajó estuaries (data from [18]). The red circles represent the dry season, the blue circles represent the rainy season, and the black circles represent the mean river discharge values. River discharge is represented in a logarithmic scale.

The dominant provenance (fluvial or marine) of sediments accumulated in macrotidal estuaries can also be used to classify an estuary. When the accumulating sediment is primarily sourced from the river the estuary is classified as a bypassing type, usually corresponding to a river-dominated estuary. When the accumulating sediment is primarily sourced offshore the estuary is classified a starve type, typically corresponding to a tide-dominated estuary [59]. The Gurupi River provides a small amount of sediment, and therefore, it could not be referred to as a river-dominated estuary. Instead, we refer to the Gurupi as a large river estuary. It was also considered that with a similar physical setting, a fluvial discharge of $\sim 2115 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ would imply a relative tidal prism as small as one-quarter of the total estuarine volume (Figure 10). In this case, it was assumed that such a system would be classified as a tidal river.

The tidal propagation can also be used to compare and classify estuaries. When the tidal wave propagates landward without significant changes in amplitude, the estuary is classified as synchronous, for example, the Mocajuba estuary [18]. When the tidal wave attenuates

landward, the estuary is classified as hyposynchronous, and an example is the Taperaçu estuary [18]. In the Gurupi estuary an effect of tidal amplification is observed, indicating hypersynchronous behavior (Figure 5). The same effect was also observed in the Caeté [6,18] and Urumajó estuaries [18,24]. This landward tidal amplification likely contributes to the import of sediment in all of these ARP-influenced systems.

Another important aspect of tidal properties is phase asymmetry. Ebb–flood duration or magnitude asymmetries are caused by the tidal wave distortion [60,61]. Shorter phases would normally result in higher velocities and therefore, a higher sediment transport in that phase. This is the case for the Gurupi estuary during the dry season, which exhibits an ebb dominance. However, during the rainy season, current velocities were higher during the (longer) ebb phase, reinforcing the large impact of the fluvial discharge. This pattern has not been documented for other estuaries of the region, with smaller fluvial discharges. The morphology has a large impact on the flood/ebb tidal asymmetry. Bottom friction promotes the tidal flood duration asymmetry, while the accumulation of sediments promotes the tidal ebb duration asymmetry [61–64]. The Gurupi morphology, which does not substantially change seasonally, promotes shorter flood phases in both seasons.

6. Conclusions

This work demonstrates the complexity of estuarine morphology and hydrodynamics, especially in a region dominated by the Amazon River Plume. The Gurupi is a shallow, coastal plain estuary, with a typical tide-controlled morphology, which results in substantial deformation of the tidal wave as it propagates upstream. Despite a macrotidal regime, the Gurupi is classified as a partially mixed estuary due to estuarine stratification analysis [15].

Seasonal variation had a great influence on the dynamics of the Gurupi estuary. Although an ETM occurred during both seasons, its location and concentration changed significantly. During the dry season, the ETM moved landward, and the SSC was substantially higher in comparison to the rainy season. The salinity and SSCs were substantially higher throughout the estuary during the dry season, and as a result, reduced fluvial discharge resulted in the concentration/accumulation of suspended sediments.

The large fluvial discharge associated with the estuarine morphology affected the current velocities and the tidal phase duration. In both seasons, the Gurupi morphology promoted shorter flood phases. However, the fluvial discharge during the rainy season resulted in higher current velocities during the (longer) ebb phase. The estuarine exchange was the dominant

driver of the net sediment flux in both seasons. The estuary imported suspended sediments, though the net sediment fluxes were difficult to establish during the rainy season.

Overall, the results showed that the combination of sediment supply, hydrodynamics, and morphology placed the Gurupi in a peculiar situation between river and tidal domination. Although the high fluvial discharge affects the estuarine dynamics, it does not result in substantial fluvial sediment input, whereas we suggest the term large river, tide-dominated estuary. The partial stratification and seasonal ebb dominance of the flow are directly related to the increased fluvial discharge and highlight the importance of freshwater input along the Amazon coast and its large mangrove areas.

Acknowledgments

We are thankful to the Brazilian and U.S.A. research institutions, especially the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) and the Coordination of Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for the financial support of the project and the student research grants. Additionally, we thank the LAGECO and School of Oceanography staff for their contributions to the fieldwork and laboratory analyses. We also thank the PAPQ program from PROPESP/UFPA for the APC funding.

References

1. Syvitski, J.P.M.; Kettner, A. Sediment Flux and the Anthropocene. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2011, 369, 957–975.
2. Nowacki, D.J.; Ogston, A.S.; Nittrouer, C.A.; Fricke, A.T.; Van, P.D.T. Sediment Dynamics in the Lower Mekong River: Transition from Tidal River to Estuary. *J. Geophys. Res. Ocean* 2015, 120, 6363–6383.
3. Milliman, J.D.; Farnsworth, K.L. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2011.
4. Meade, R.H.; Nordin, C.F.; Curtis, W.F.; Costa Rodrigues, F.M.; do Vale, C.M.; Edmond, J.M. Sediment Loads in the Amazon River. *Nature* 1979, 278, 161–163.
5. Souza Filho, P.W.M. Costa de Manguezais de Macromaré Da Amazônia: Cenários Morfológicos, Mapeamento e Quantificação de Áreas Usando Dados de Sensores Remotos. *Rev. Bras. Geofís.* 2005, 23, 427–435.
6. Asp, N.E.; Gomes, V.J.C.; Schettini, C.A.F.; Souza-Filho, P.W.M.; Siegle, E.; Ogston, A.S.; Nittrouer, C.A.; Silva, J.N.S.; Nascimento, W.R.; Souza, S.R.; et al. Sediment Dynamics of a Tropical Tide-Dominated Estuary: Turbidity Maximum, Mangroves and the Role of the Amazon River Sediment Load. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2018, 214, 10–24.

7. Souza Filho, P.W.M.; Lessa, G.C.; Cohen, M.C.L.; Costa, F.R.; Lara, R.J. The Subsiding Macrotidal Barrier Estuarine System of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil. In *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil; Lecture Notes in Earth Sciences*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2009; Volume 107, pp. 347–375. ISBN 9783540250081.
8. Cohen, M.C.L.; Souza Filho, P.W.M.; Lara, R.J.; Behling, H.; Angulo, R.J. A Model of Holocene Mangrove Development and Relative Sea-Level Changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetl. Ecol. Manag.* 2005, 13, 433–443.
9. Sioli, H. The Amazon and Its Main Affluents: Hydrography, Morphology of the River Courses, and River Types. In *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and Its Basin*; Sioli, H., Ed.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1984; pp. 127–165.
10. Copeland, B. Effects of Decreased River Flow on Estuary Ecology. *Water Pollut. Control Fed.* 1966, 38, 1831–1839.
11. Ridderinkhof, H. Sediment Transport in Intertidal Areas. In *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*; Eisma, D., Ed.; CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 1998; pp. 363–382. ISBN 0-8493-8049-9.
12. Zhang, E.; Savenije, H.H.G.; Wu, H.; Kong, Y.; Zhu, J. Analytical Solution for Salt Intrusion in the Yangtze Estuary, China. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2011, 91, 492–501.
13. Zhang, E.F.; Savenije, H.H.G.; Chen, S.L.; Mao, X.H. An Analytical Solution for Tidal Propagation in the Yangtze Estuary, China. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2012, 16, 3327–3339.
14. Cai, H.; Savenije, H.H.G.; Toffolon, M. Linking the River to the Estuary: Influence of River Discharge on Tidal Damping. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2014, 18, 287–304.
15. Geyer, W.R.; MacCready, P. The Estuarine Circulation. *Annu. Rev. Fluid. Mech.* 2014, 46, 175–197.
16. Martins, E.D.S.F.; Souza Filho, P.W.M.; Costa, F.R.; Alves, P.J.O. Extração Automatizada e Caracterização Da Rede de Drenagem e Das Bacias Hidrográficas Do Nordeste Do Pará Ao Noroeste Do Maranhão a Partir de Imagens SRTM. In *Proceedings of the 13 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brazil, 21–26 April 2007*; pp. 6827–6834.
17. Asp, N.E.; Gomes, J.D.; Gomes, V.J.C.; Omachi, C.Y.; Silva, A.M.M.; Siegle, E.; Serrao, P.F.; Thompson, C.C.; Nogueira, L.C.; Francini-Filho, R.B.; et al. Water Column and Bottom Gradients on the Continental Shelf Eastward of the Amazon River Mouth and Implications for Mesophotic Reef Occurrence. *J. Mar. Syst.* 2022, 225, 103642.
18. Gomes, V.J.C.; Asp, N.E.; Siegle, E.; Gomes, J.D.; Silva, A.M.M.; Ogston, A.S.; Nittrouer, C.A. Suspended-Sediment Distribution Patterns in Tide-Dominated Estuaries on the Eastern Amazon Coast: Geomorphic Controls of Turbidity-Maxima Formation. *Water* 2021, 13, 1568.
19. Araújo, T.C.M.; Seoane, J.C.S.; Coutinho, P.N. Geomorfologia Da Plataforma Continental de Pernambuco. In *Oceanografia: Um Cenário Tropical*; Leça, E.E., Neumann-Leitão, S., Costa, M.F., Eds.; Bagaço: Recife, Brazil, 2004; pp. 39–57.
20. Coles, V.J.; Brooks, M.T.; Hopkins, J.; Stukel, M.R.; Yager, P.L.; Hood, R.R. The Pathways and Properties of the Amazon River Plume in the Tropical North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Ocean* 2013, 118, 6894–6913.

21. Goes, J.I.; do Rosario Gomes, H.; Chekalyuk, A.M.; Carpenter, E.J.; Montoya, J.P.; Coles, V.J.; Yager, P.L.; Berelson, W.M.; Capone, D.G.; Foster, R.A.; et al. Influence of the Amazon River Discharge on the Biogeography of Phytoplankton Communities in the Western Tropical North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 2014, 120, 29–40.
22. Geyer, W.R.; Beardsley, R.C.; Lentz, S.J.; Candela, J.; Limeburner, R.; Johns, W.E.; Castro, B.M.; Soares, I.D. Physical Oceanography of the Amazon Shelf. *Cont. Shelf Res.* 1996, 16, 575–616.
23. Nittrouer, C.A.; Kuehl, S.A.; Sternberg, R.W.; Figueiredo, A.G.; Faria, L.E.C. An Introduction to the Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf. *Mar. Geol.* 1995, 125, 177–192.
24. Asp, N.E.; Gomes, V.J.C.; Ogston, A.; Borges, J.C.C.; Nittrouer, C.A. Sediment Source, Turbidity Maximum, and Implications for Mud Exchange between Channel and Mangroves in an Amazonian Estuary. *Ocean Dyn.* 2016, 66, 285–297.
25. Asp, N.E.; Amorim de Freitas, P.T.; Gomes, V.J.C.; Gomes, J.D. Hydrodynamic Overview and Seasonal Variation of Estuaries at the Eastern Sector of the Amazonian Coast. *J. Coast. Res.* 2013, 165, 1092–1097.
26. Cohen, M.C.L.; Lara, R.J.; Ramos, J.D.F.; Dittmar, T. Factors Influencing the Variability of Mg, Ca and K in Waters of a Mangrove Creek in Braganca, North Brazil. *Mangroves Salt Marshes* 1999, 3, 9–15.
27. Pereira, C.T.C.; Giarrizzo, T.; Jesus, A.J.S.; Martinelli, J.M. Caracterização Do Efluente de Cultivo de *Litopenaeus Vannamei* No Estuário Do Rio Curuçá (PA). In *Sistemas de Cultivos Aquícolas na Zona Costeira do Brasil: Recursos, Tecnologias, Aspectos Ambientais e Sócio-Econômicos*; Barroso, G.F., Poersch, L.H.S., Cavalli, R.O., Eds.; Editora do Museu Nacional: Rio de Janeiro, Brazil, 2007; pp. 291–301.
28. Lima, I.F.; Prata, T.C.; Maria, A.; Lima, M. de Análise Da Paisagem Aplicada a Bacia Do Rio Gurupi Pa/Ma. In *Proceedings of the XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Florianópolis, Brazil, 16 November–1 December 2017; pp. 1–8.
29. Gomes, J.D. Caracterização Hidrodinâmica Do Estuário Do Rio Gurupi, Na Zona Costeira Amazônica; Universidade Federal do Pará: Belém, Brazil, 2015.
30. Figueroa, S.N.; Nobre, C.A. Precipitations Distribution over Central and Western Tropical South América. *Climanál.-Bol. Monit. Anál. Clim.* 1990, 5, 36–45.
31. Marengo, J.A. Interannual Variability of Deep Convection over the Tropical South American Sector as Deduced from ISCCP C2 Data. *Int. J. Climatol.* 1995, 15, 995–1010.
32. de Moraes, B.C.; da Costa, J.M.N.; da Costa, A.C.L.; Costa, M.H. Variação Espacial e Temporal Da Precipitação No Estado Do Pará. *Acta Amaz.* 2005, 35, 207–214.
33. Gomes, V.J.C.; Freitas, P.T.A.; Asp, N.E. Dynamics and Seasonality of the Middle Sector of a Macrotidal Estuary. *J. Coast Res.* 2013, 165, 1140–1145.
34. ANA—Agência Nacional de Águas. Hidroweb: Serviço de Informações Hidrológicas. Available online: <http://www3.ana.gov.br> (accessed on 11 December 2020).
35. Strickland, J.D.H.; Parsons, T.R. *A Practical Handbook of Seawater Analysis*, 2nd ed.; Fisheries Research Board of Canada Bulletin: Ottawa, ON, Canada, 1972; Volume 167.

36. Glover, H.E.; Ogston, A.S.; Fricke, A.T.; Nitttrouer, C.A.; Aung, C.; Naing, T.; Kyu Kyu, K.; Htike, H. Connecting Sediment Retention to Tributary-Channel Hydrodynamics and Sediment Dynamics in a Tide-Dominated Delta: The Ayeyarwady Delta, Myanmar. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2021, 126, e2020JF005882.
37. Giddings, S.N.; Monismith, S.G.; Fong, D.A.; Stacey, M.T. Using Depth-Normalized Coordinates to Examine Mass Transport Residual Circulation in Estuaries with Large Tidal Amplitude Relative to the Mean Depth. *J. Phys. Oceanogr.* 2014, 44, 128–148.
38. McLachlan, R.L.; Ogston, A.S.; Allison, M.A. Implications of Tidally-Varying Bed Stress and Intermittent Estuarine Stratification on Fine-Sediment Dynamics through the Mekong's Tidal River to Estuarine Reach. *Cont. Shelf Res.* 2017, 147, 27–37.
39. Lerczak, J.A.; Geyer, W.R.; Chant, R.J. Mechanisms Driving the Time-Dependent Salt Flux in a Partially Stratified Estuary. *J. Phys. Oceanogr.* 2006, 36, 2296–2311.
40. Sternberg, R.W. Friction Factors in Tidal Channels with Differing Bed Roughness. *Mar. Geol.* 1968, 6, 243–260.
41. Ginestet, C. Ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis. *J. Stat. Softw.* 2009, 35, 245.
42. Oksanen, J. *Vegan: An Introduction to Ordination*. Management 2008, 1, 1–10.
43. R Core Team. *A Language and Environment for Statistical Computing*; R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria, 2020.
44. Royston, P. Approximating the Shapiro-Wilk W-Test for Non-Normality. *Stat. Comput.* 1992, 2, 117–119.
45. Sheskin, D.J. The Mann–Whitney U Test. In *Handb. Parametr. Nonparametric Stat. Proced.*, 5th ed.; Sheskin, D.J., Ed.; Chapman and Hall/CRC: New York, NY, USA, 2011; pp. 531–594.
46. Wilcoxon, F. Individual Comparisons by Ranking Methods. In *Breakthroughs in Statistics*; Springer: New York, NY, USA, 1992; pp. 196–202.
47. Wu, J.; Liu, J.T.; Wang, X. Sediment Trapping of Turbidity Maxima in the Changjiang Estuary. *Mar. Geol.* 2012, 303–306, 14–25.
48. Dyer, K.R. *Estuaries: A Physical Introduction*, 2nd ed.; Wiley-Interscience Publication; John Wiley and Sons: New York, NY, USA, 1997; ISBN 0-471-9741-4.
49. Allen, G.P.; Salomon, J.C.; Bassoullet, P.; du Penhoat, Y.; de Grandpre, C. Effects of Tides on Mixing and Suspended Sediment Transport in Macrotidal Estuaries. *Sediment. Geol.* 1980, 26, 69–90.
50. Jay, D.A.; Dungan Smith, J.; Jay, D.; SMrrH, J. Circulation, Density Distribution and Neap-Spring Transitions in the Columbia River Estuary. *Prog. Oceanogr.* 1990, 25, 81–112.
51. Uncles, R.J.; Stephens, J.A.; Law, D.J. *Turbidity Maximum in the Macrotidal, Highly Turbid Humber Estuary, UK: Floccs, Fluid Mud, Stationary Suspensions and Tidal Bores*. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2006, 67, 30–52.
52. Valerio, A.M.; Kampel, M.; Ward, N.D.; Sawakuchi, H.O.; Cunha, A.C.; Richey, J.E. CO₂ Partial Pressure and Fluxes in the Amazon River Plume Using in Situ and Remote Sensing Data. *Cont. Shelf Res.* 2021, 215, 104348.
53. Silva, A.M.M.; Asp, N.E.; Gomes, V.J.C.; Ogston, A.S. Impacts of Inherited Morphology and Offshore Suspended-Sediment Load in an Amazon Estuary. *Estuar. Coasts* 2023. (under review).

54. Geyer, W.R. Estuarine Salinity Structure and Circulation. In *Contemporary Issues in Estuarine Physics*; Valle-Levinson, A., Ed.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2010; pp. 22–26.
55. Hansen, D.V.; Rattray, M. New Dimensions in Estuary Classification. *Limnol. Oceanogr.* 1966, 11, 319–326.
56. Valle-Levinson, A. Definition and Classification of Estuaries. In *Contemporary Issues in Estuarine Physics*; Valle-Levinson, A., Ed.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2010; pp. 1–11.
57. Farmer, D.M.; Freeland, H.J. The Physical Oceanography of Fjords. *Prog. Oceanogr.* 1983, 12, 147–220.
58. Lessa, G.C.; Santos, F.M.; Souza Filho, P.W.; Corrêa-Gomes, L.C. Brazilian Estuaries: A Geomorphologic and Oceanographic Perspective. In *Brazilian Estuaries: A Benthic Perspective*; Lana, P.D.C., Bernardino, A.F., Eds.; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2018; pp. 1–37. ISBN 978-3-319-77779-5.
59. Chappell, J.; Woodroffe, C.D. Macrotidal Estuaries. In *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*; Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1994; pp. 187–218.
60. Dronkers, J. Tidal Asymmetry and Estuarine Morphology. *Neth. J. Sea Res.* 1986, 20, 117–131.
61. Kang, J.W.; Jun, K.S. Flood and Ebb Dominance in Estuaries in Korea. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2003, 56, 187–196.
62. Aubrey, D.G.; Speer, P.E. A Study of Non-Linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems Part I: Observations. *Estuar. Coast Shelf. Sci.* 1985, 21, 185–205.
63. Brown, J.M.; Davies, A.G. Flood/Ebb Tidal Asymmetry in a Shallow Sandy Estuary and the Impact on Net Sand Transport. *Geomorphology* 2010, 114, 431–439.
64. Friedrichs, C.T.; Aubrey, D.G. Nonlinear Tidal Distortion in Shallow Well-Mixed Estuaries. *Estuar. Coast Shelf. Sci.* 1988, 27, 521–545.

CAPÍTULO 6 DISTRIBUTION AND SOURCES OF THE SEDIMENTARY ORGANIC MATTER IN THE AMAZON COAST

Ariane M. M. Silva ¹, Paula Gilyane da Silva Lima ², Carlos Eduardo Breda Richene ¹, Pedro Vianna Gatts ³, Carlos Eduardo de Rezende ³ and Nils E. Asp ^{2*}

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, 01, Guamá, Belém 66075-110, PA, Brasil

² Instituto de Estudos Costeiros, Universidade Federal do Pará, Alameda Leandro Ribeiro, Campus UFPA-Bragança, Aldeia, Bragança 68600-000, PA, Brasil

³ Laboratório de Ciências Ambientais (LCA), Centro de Biociências e Biotecnologia (CBB), Universidade Estadual do Norte Fluminense, Avenida Alberto Lamego, 2000, Parque Califórnia, Campos dos Goytacazes 28013-602, RJ, Brasil

*Correspondence: nilsasp@ufpa.br

Abstract

The mangroves, estuaries and inner continental shelf along the southeast Amazonian coastal zone are interconnected by the Amazon River plume, resulting in large amounts of terrestrial organic matter (i.e., carbon) mixing with those from marine sources. In this study, we aimed to analyze the sedimentary and carbon dynamics in order to better understand the sources and processes influencing the organic matter and carbon flux on the Amazon coastal zone, where the most important river and the longest mangrove belt in the world are located. Surface bottom sediment samples from three Amazonian estuaries and from the continental inner shelf were collected and, the contents of total and organic carbon and nitrogen, including their isotope ratios were analyzed. The estuarine samples are mostly muddy, poorly sorted, with more negative $\delta^{13}\text{C}$ values as a result of the mangrove and terrestrial contribution. However, the shelf samples are majority sandy, well sorted, presenting less negative $\delta^{13}\text{C}$ values, resulted of the mangrove and marine planktonic carbon sources. The study area sectorization highlighted the ARP contribution on the shelf samples, but also, pointed the geological and geomorphological influence on the estuarine samples, especially considering the size of the drainage basin and the morphological features. This study is only a first effort and future work is needed to characterize the sedimentary organic matter and to better understand the carbon dynamics in the Amazon coastal zone.

Key-words: Amazon River plume; mangroves; estuaries; continental inner shelf; surface bottom sediment; carbon.

1 Introduction

Estuaries act as sediment and organic matter (OM) trapping from marine and terrestrial sources, including the dissolved, colloidal, and particulate material (Thornton and McManus, 1994). In estuaries, the processes of inputs, exchanges, filtering, and processing of OM are complex, selective, and dependent of the elements' composition, but have great relevance to understand the estuarine functioning and connectivity with marine and terrestrial ecosystems (Allen 2017, Bouillon *et al.*, 2012).

Carbon is one of the most abundant elements related to organic matter. Understanding carbon dynamics is fundamental for the functional and structural comprehension of the ecosystem (Martinelli *et al.*, 1994). Thus, carbon isotopic ratios (C) are useful for identifying the different sources of OM and the type of terrestrial plant (Meyers 1994). C₃ plants have a lighter isotopic composition (more negative), with $\delta^{13}\text{C}$ values between -24 to -38‰. C₄ plants have a heavier (less negative) isotopic composition, with $\delta^{13}\text{C}$ values between -11 to -15‰. Finally, CAM plants present similar values between C₃ and C₄ plants, with a wide range of variation (Ferraz *et al.*, 2009). In mangroves, $\delta^{13}\text{C}$ values vary between -25 to 28‰ (Bouillon *et al.*, 2008; Corrêa *et al.*, 2019; Lacerda *et al.*, 1986).

In the marine environment, the OM produced by phytoplankton has $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -22 to -18‰ (Meyers 1997). Furthermore, the mix between the marine and terrestrial sources present a range of $\delta^{13}\text{C}$ from -22 to -25‰ (Pancost and Boot, 2004).

The $\delta^{15}\text{N}$ composition helps to identify the biogeochemical processes associated with the formation of OM (Kumar *et al.*, 2004). However, since the proportion of ^{15}N varies according to the isotope fractionation during the processes of N₂ fixation, denitrification, nitrification and nitrate assimilation, the identification of the sources based on $\delta^{15}\text{N}$ is difficult in comparison to the $\delta^{13}\text{C}$ method.

The carbon/nitrogen atomic ratio (C/N)_a is also used to identify whether the sedimentary OM present in coastal environments have a marine or terrestrial source (Guo *et al.*, 2004; Usui *et al.*, 2006). The difference between sources is justified by the cellulose present in terrestrial plants and absent in algae (Hedges *et al.*, 1986; Meyers, 1994).

Investigating the provenance and distribution of the sedimentary OM in the Amazon coastal area is particularly interesting because of the Amazon River, within the largest single-source discharge of freshwater ($206 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and sediments ($1.2 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$) into the Ocean (Callède *et al.*, 2010; Cohen *et al.*, 2005; Meade *et al.*, 1979; Milliman and Farnsworth, 2011). Besides, the coastal setting includes the longest continuous mangrove belt in the world and several tide-dominated estuaries (Asp *et al.*, 2018; Souza-Filho *et al.*, 2023, 2009) and large

areas of mesophotic reefs along the outer continental shelf (Francini-Filho *et al.*, 2018; Mahiques *et al.*, 2019; Moura *et al.*, 2016).

The Amazon Forest, the mangrove-estuarine coast and the mesophotic reefs are interconnected by the Amazon River plume (ARP), including large amounts of OM (i.e., carbon) and inorganic nutrients from terrestrial origin (Asp *et al.*, 2022; Nitttrouer *et al.*, 2021; Showers and Angle, 1986). The understanding of carbon sources and dynamics at this area is fundamental for global assessment of carbon sequestration potential and global carbon stock take.

In this study, we measured total and organic C, total N contents and their isotope ratios in the surface bottom sediment from three Amazonian estuaries and the adjacent continental inner shelf to understand the sources and processes that affect the dynamics of the sedimentary organic matter on the Amazonian coastal zone, where several estuaries and enormous mangrove areas are essential for the biodiversity, productivity, and carbon sequestration.

2 Material and Methods

2.1 Study area

The Amazon Coastal Zone (Figure 1) is a complex and highly energetic environment, influenced by the association of trade winds, waves, currents, macrotidal regime and the Amazon River, the largest freshwater discharge in the world (Asp *et al.*, 2022; Beardsley *et al.*, 1995). The Southeastern Amazon Coastal Zone (SACZ) stretches along ~480 km, with a mangrove area covering 7,600 km² (Souza-Filho *et al.*, 2009).

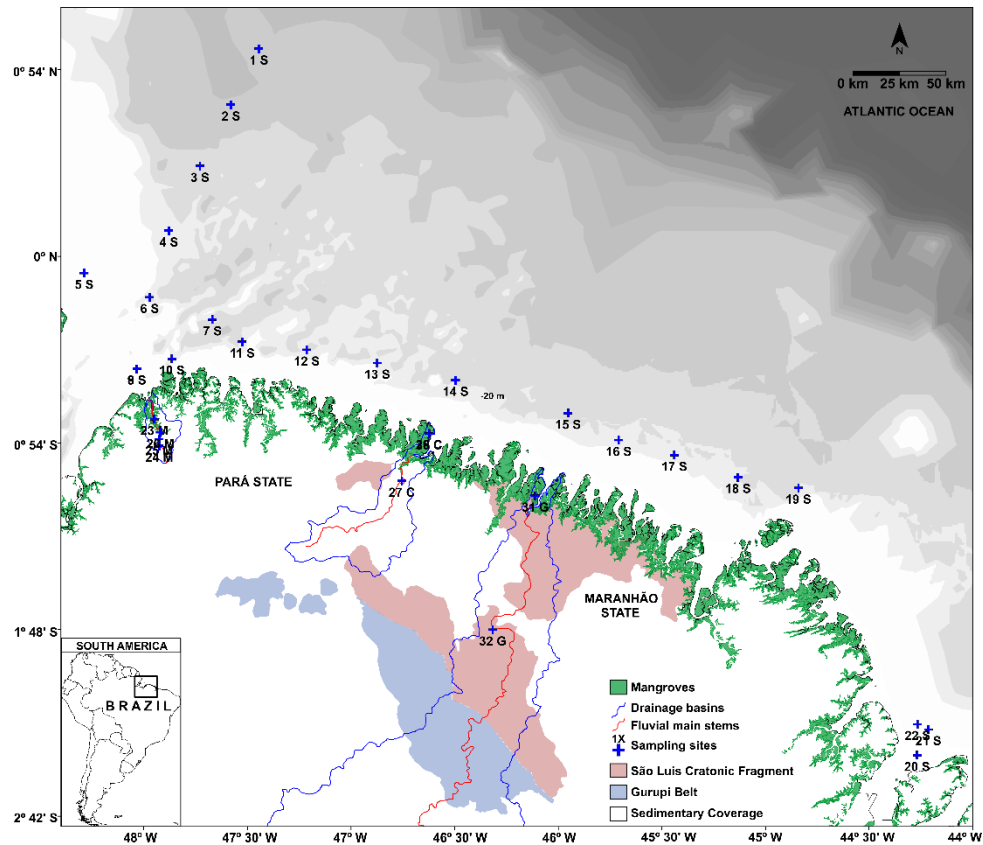


Figure 1: Study area location showing the samples location, the mangrove area, the Mocajuba, Caeté and Gurupi drainage basins and some geological aspects of the area. The blue symbols represent the samples collected along the shelf and the estuaries. The letter “S” means “shelf”, the “M” means “Mocajuba estuary”, the “C” means “Caeté estuary” and the “G” means “Gurupi estuary”.

The SACZ has low relief, with an irregular coastline protruding seaward. The coastal evolution in this region is a result of the sea-level changes during the Quaternary, the large supply and reworking of fluvial sediments on the continental shelf (Souza-Filho *et al.*, 2009). Furthermore, this sector includes more than 20 estuaries and 30 catchment areas (Asp *et al.*, 2018; Souza-Filho *et al.*, 2009), including the Mocajuba, Caeté and Gurupi estuaries, approached within this study.

The Mocajuba estuary is located at 225 km from the Amazon mouth (Gomes *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2023a). Its main characteristics are the peculiar morphology with rectilinear and deep areas at the middle sector, and the estuarine circulation pattern resembling tectonic or fjord systems (Silva *et al.*, 2023a). The Mocajuba River has a drainage basin of 323 km², with a mean river discharge of 11 m³.s⁻¹ and estuarine length of 53 km (Gomes *et al.*, 2021). During the spring tides, the tidal range reaches more than 5 m (Asp *et al.*, 2013; Gomes *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2023a).

The Caeté estuary is a typical coastal-plain estuary, located at 369 km from the Amazon mouth (Asp *et al.*, 2018; Gomes *et al.*, 2021), characterized by the funnel-shape morphology

and tidal meanders at the middle sector (Asp *et al.*, 2018). The drainage basin is 2,236 km², with a mean river discharge of 41.5 m³.s⁻¹ (Gomes *et al.*, 2021).

The Gurupi estuary is located at 433 km from the Amazon mouth, being the largest and furthest from the Amazon River mouth, in comparison to those previously described. The drainage basin is 35,053 km², with the estuarine length of 57.7 km and mean river discharge of 472 m³.s⁻¹ (Gomes *et al.*, 2021). Although the Gurupi estuary is a coastal-plain, tide-dominated estuary, its estuarine circulation showed a partially-mixed regime due to the high fluvial discharge (Silva *et al.*, 2023).

The area of the Amazonian inner continental shelf adjacent to the estuaries described above was also investigated to compare the signatures of the local rivers (i.e., Mocajuba, Caeté and Gurupi Rivers) with the marine sources, which include the load from the Amazon River, in this case. This area is characterized by the massive water and sediment loads from the Amazon and Pará Rivers, the action of trade winds, currents and macrotidal regime (Asp *et al.*, 2022; Castro & Miranda, 1998; Geyer *et al.*, 1996; Nittrouer *et al.*, 2021; Oltman, 1968).

In general, the region's climate is hot and humid equatorial. The rainfall is strongly influenced by the intertropical convergence zone (ITCZ), which, associated with the wind pattern, also contributes to the Amazon River plume seasonal shift (Geyer *et al.*, 1996; Nittrouer *et al.*, 1995). Nevertheless, from the west to the east, a dry season is progressively intensifying. Whereas The Mocajuba River is located there is no dry season, a noticeable four months long dry season is observed at the Gurupi River estuary area, where the rainy season occurs from January to June, and the dry season from September to December (Moraes *et al.*, 2005).

2.2 Methodology

The survey in the inner continental shelf was carried out using the *Ciências do Mar II* research and education vessel from the Brazilian Ministry of Education, in February of 2022, March of 2022, November of 2022 and May of 2023. In these occasions, a total of 22 bottom-sediment samples were collected using a Shipek grabber (4 L internal volume), beside water samples and vertical profiles of physic-chemical parameters of the water column. In the estuaries, the surveys occurred in November 2022 (in the Mocajuba and Gurupi estuaries) and December 2022 (in the Caeté estuary), totalizing 10 samples. In these cases, a vessel was not required, as the access to the stations was facilitated by bridges and roads. The bottom-sediment samples were collected using a stainless-steel Petersen grab sampler (5 L internal volume), at the mouth, the convergence zone of transport and the head of each estuary, to check the contribution of fluvial/continental and marine sources.

In the laboratory, the sediment samples were desalinized, and treated with hydrogen peroxide for oxidation and quantification of the OM. Afterward, the samples were analyzed using a laser granulometer for grain-size distribution analyses. The particle size classification included the textural patterns of sediments in terms of statistical parameters, i.e. mean, sorting and skewness (Folk and Ward, 1957). The analysis was carried out using the Gradistat v9.1 software (Blott and Pye, 2001).

Sediment samples were dried by lyophilization (L101 Liotop ®). A fraction of each sample was analyzed using a laser granulometer (Shimadzu SALD-3101) and the remainder was sieved (steel mesh sieves with openings between <2.0 mm and <63µm) for isotopic analysis. The lyophilized sediment samples were added to granulometry, with a grain absorbance limit of 0.05 (for sandy samples) for six minutes, being properly decontaminated between each sample.

For total carbon (C_{total}) and total nitrogen (N_{total}) analyses, 10 mg of samples were weighed in a tin capsule. To determine organic carbon, 10 mg of sample was weighed into silver capsules and subsequently decarbonated with five additions of 25 µL of hydrochloric acid (2M HCl). The additions were alternated with heating in an oven at 60°C for 30 minutes. Finally, the samples were heated at 110°C for four hours to evaporate the HCl in a muffle furnace.

The analyzes of elemental (C and N) and isotopic ($\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$) compositions were carried out using the Flash 2000 Elemental Analyzer (Organic Elemental Analyzer - Thermo Scientific), attached to the Conflo IV and Delta V Advantage interface (Isotope Ratio Mass Spectrometer Thermo Scientific). Carbon and nitrogen isotopic compositions were determined by conventional delta notation (δ) in parts per thousand (‰) according to the reference standard material Pee Dee Belemnite (PDB) and atmospheric nitrogen, with detection limits of 0.05% for carbon and 0.02% for nitrogen. The isotope ratio is obtained as described below:

$$\delta NE \text{ ‰} = \left[\left(\frac{R_{sample}}{R_{standard}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

where N is the heaviest isotope of element E (carbon and nitrogen) and R is the ratio of the heaviest isotope to the lightest ($^{13}C/^{12}C$ and $^{15}N/^{14}N$) of these elements.

To estimate the contribution of the terrestrial influence on the sediment samples, we use a linear two-source mixing model based on Corrêa *et al.* (2019), Marques *et al.* (2017) and Rezende *et al.* (1990), by assuming the following:

$$\text{Terrestrial (\%)} = \frac{\delta^{13}C_{sample} - \delta^{13}C_{marine}}{\delta^{13}C_{terrestrial} - \delta^{13}C_{marine}} \times 100$$

where $\delta^{13}\text{C}_{\text{sample}}$ is the isotopic composition in a given sample, $\delta^{13}\text{C}_{\text{marine}}$ is the marine end-member (-19.5‰) and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{terrestrial}}$ is the terrestrial end-member (-27.3‰), according to Sommerfield *et al.* (1996) and Showers & Angle (1986). An underlying assumption of our calculations is that there are only two main sources of sedimentary carbon: (1) the marine source, controlled by the phytoplankton influence, and (2) the terrestrial source, controlled by the rivers and mangroves influence.

The end-member analysis was performed by using the end-member unmixing algorithms according to the BasEMMA method (Zhang *et al.*, 2020, 2016). We assumed two to five end-members, following the $\frac{1}{4}$ phi grain size distribution, ranging from -1 to 14.75.

3. Results

3.1 Bottom sediment analysis

The samples collected in the adjacent inner continental shelf had substantially higher percentages of sand, reaching 100% in most of them. However, four of the twenty-two samples had a different composition, showing higher mud content instead (more than 50%). From the location of the samples, it was possible to notice that the four samples were situated in areas under the direct of the ARP influence, which justifies the higher mud content (Figure 2). Mean grain size varied from coarse sand to silt.

Muddy sediments were predominant in the estuarine samples, with values above 50%, except for two samples: 24M (from the Mocajuba estuary) and 32G (from the Gurupi estuary).

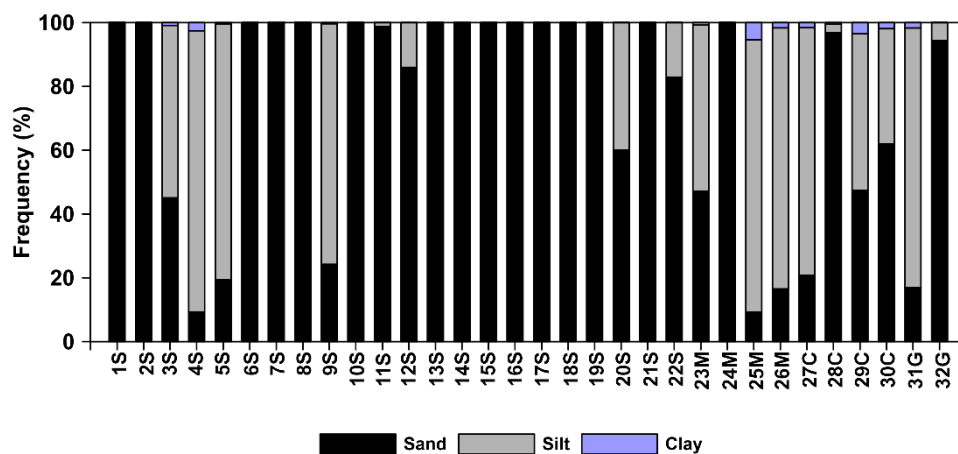


Figure 2: Results of particle size analysis of the samples. The black, gray, and light blue columns represent the percentage of sand, silt, and clay, respectively.

Skewness values varied from -0.66 to +0.50 in the samples shelf and from -0.65 to +0.58 at the estuaries (Figure 3a). Despite the large range of calculated skewness, most samples were

Results from the end-member analysis showed three populations of grains (Figure 4d), with modes at 1.5 Φ (end-member 1), 2.25 Φ (end-member 2) and 5.75 Φ (end-member 3). First

end-member population represented the medium sand class (Figure 4a), evidencing the influence of sand waves in the most offshore station, but also the influence of the rocky outcrops at the Pará Platform (especially at the 12S sample). Additionally, the Gurupi River estuary samples are also representative of this population. For this case, it is important to remark that the Gurupi River does not transport large quantities of suspended sediment (fine sediments), and is located far from the Amazon River mouth. Besides, its mighty discharge during the rainy season (over $2,000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) and the presence of cratonic portions in the distal portion of its basin (Figure 1) can certainly provide the estuarine area with some coarse sand.

The end-member 2 represents the fine sand class (Figure 4b), expected to most of the shelf samples. Posteriorly, as a result of the currents and waves reworking, very-fine sand will be winnowed from these sediments and transported from the shelf to the estuaries. Estuarine samples collected at the superior portions of each estuary also presented a high content of fine sand, which could be associated to the low-gradient local rivers.

The end-member 3 is a representative of the medium silt class (Figure 4c). Samples located near the Marajó Island, under the ARP influence, presented the higher mud content and a transition from fine sand to medium silt was noted between the shelf samples (from the 1S to 7S). The estuarine samples located between the middle and the low portions also presented higher mud content, due to the transport convergence, resulting in turbidity maximum zones' formation (Asp *et al.*, 2018; Gomes *et al.*, 2020).

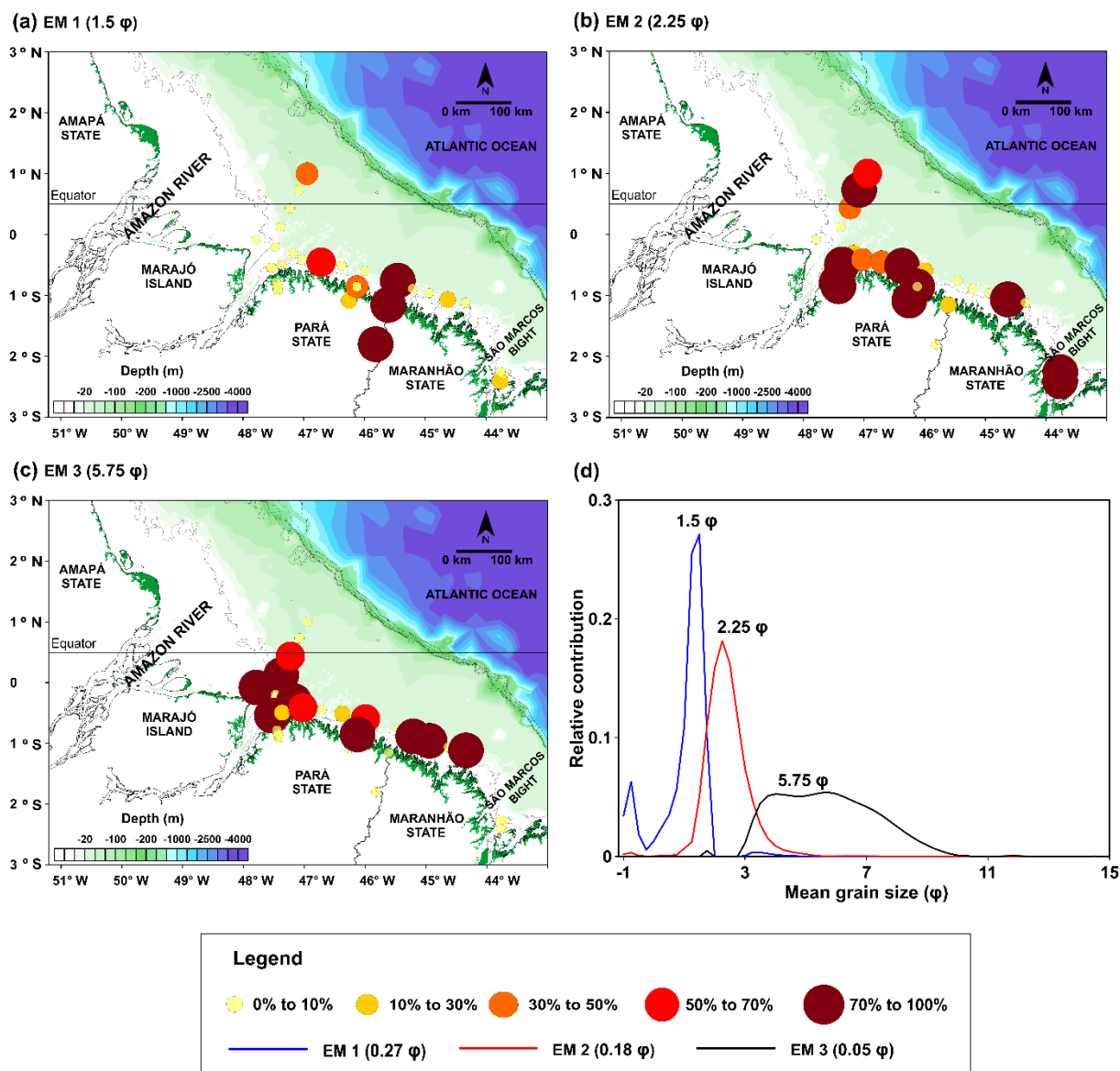


Figure 4: Results of the end-member analysis. Plots (a), (b) and (c) evidence the contribution of the end-member on each sample. Plot (d) show the relative contribution of the three identified end-member populations.

3.2 Total carbon, organic carbon and total nitrogen concentrations

Total carbon concentration varied from 0.07% to 4.04%, considering all samples from the shelf to the estuaries. Even though the higher concentrations were located at the middle and lower portions of the estuaries, the sample 11S, located at the shelf, presented the highest total carbon concentration (4.04%). Regarding the organic carbon concentration, the values ranged from 0.03% to 2.69%, however, in this parameter, the Mocajuba estuary (26M sample) presented the highest concentration (Figure 5).

Total nitrogen varied between <0.02% to 0.28% considering all samples collected. Similar to the total carbon concentration, the highest total nitrogen concentrations occurred in estuaries, more specific at the Caeté estuary (27C sample).

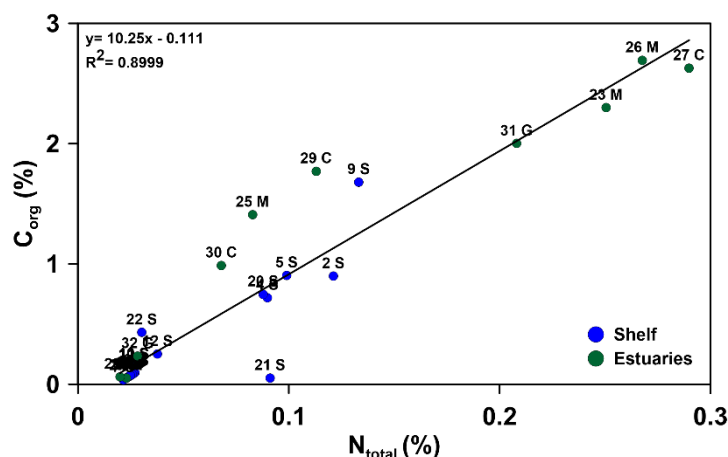


Figure 5: Correlation between the Corg (%) and the Ntotal (%). The blue and green points represent the shelf and estuarine samples.

3.3 Isotopic composition and atomic ratio C/N(a)

The average $\delta^{13}\text{C}$ value of shelf samples was equal to -25.03 ± 1.4 , ranging from -22.22‰ to -27.34‰ , while for the estuarine samples the average $\delta^{13}\text{C}$ value was -26.72 ± 1.8 , ranging from -23.40‰ to -30.09‰ (Figure 6a). Regarding the $\delta^{15}\text{N}$, for the shelf samples, the average $\delta^{15}\text{N}$ value was $3.38\text{‰} \pm 0.6$, varying from 1.94‰ to 4.79‰ . For the estuarine samples, the average $\delta^{15}\text{N}$ value was $3.46\text{‰} \pm 0.8$, varying from 2.12‰ to 4.90‰ (Figure 6a). The results of the atomic ratio C/N(a) varied from 4.46 to 16.57 in the shelf samples. Regarding samples from estuaries, the variation was 3.63 to 19.83 (Figure 6b).

Considering the data presented, the nitrogen isotopic composition and the atomic ratio C/N(a) did not act as adequate indicators of sedimentary organic matter, however they are useful to indicate the marine contribution in the bottom sediments of the data collected in all areas. Accordingly, the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic composition was the better indicator of the sedimentary organic matter source.

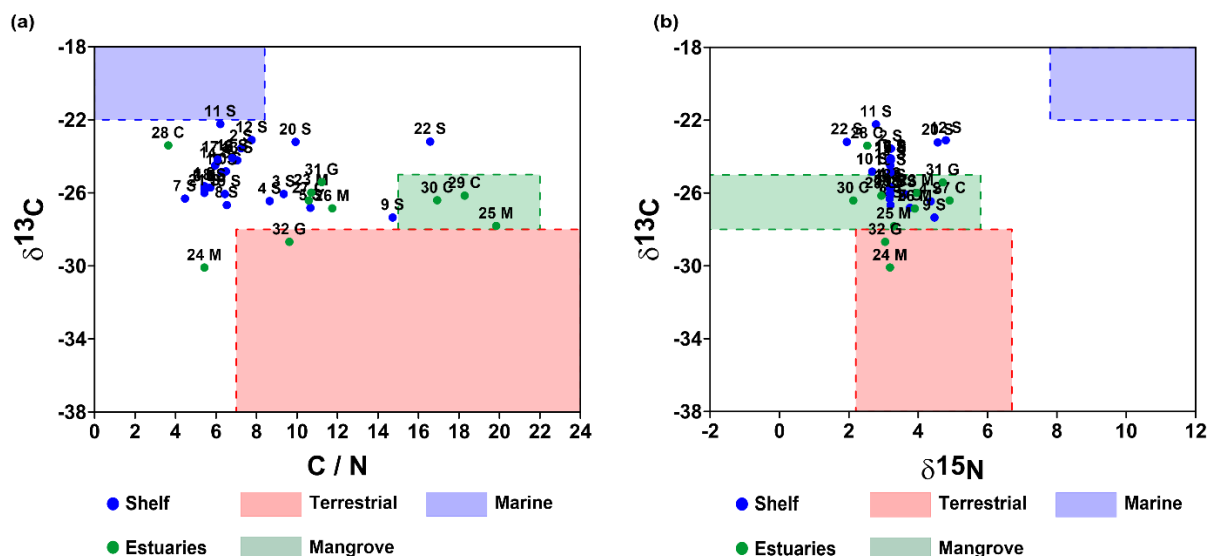


Figure 6: Relation between isotopic composition data and atomic ratio C/N(a) of surface bottom sediment samples collected in the shelf and in the estuaries. (a) Plot of $\delta^{13}\text{C}$ vs. C/N(a). (b) Plot of $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{15}\text{N}$. The blue and green points represent the shelf and estuarine samples collected. The red, green, yellow, and blue rectangles represent the terrestrial, mangrove, mix and marine classification.

4. Discussion

4.1 Dynamics of terrigenous sediments

Considering the results of the inorganic fraction of sediments, the granulometry and especially the end-member analysis, we noticed two important sedimentary contributions: one from the continental inner shelf and one from the ARP. Both of them guaranteed relevant insights to the sediment dynamics along the Amazon coast, including the adjacent shelf and estuaries. Additionally, results showed that local rivers are, in general, not major sedimentary contributors for the estuaries. On the other hand, size matters in this case, where a river as big as the Gurupi is capable of influence the terrigenous and organic sedimentary provenance of the estuary and contiguous inner shelf.

Fine sand is derived from the Amazon continental shelf, marked by sand waves (Milliman *et al.*, 1975). Additionally, it is known that the Amazon River discharges over one billion tons of fine sediments per year on the continental shelf, so the medium silt found at the samples reflects the ARP influence (Gibbs, 1976; Meade *et al.*, 1985; Nittrouer and DeMaster, 1986). Previous studies suggested that the sand and mud found in the Amazon shelf are relict, deposited by the Amazon River during the low sea level (Milliman *et al.*, 1975).

4.2 Correlation between carbon isotopic compositions and the geology of the SACZ

The SACZ is a highly energetic environment, presenting peculiar and complex geological, geomorphological, and hydrological features which includes geological faults, large

sediment supply, macrotidal regime, strong seasonal variations in rainfall and discharge (Nitttrouer *et al.*, 2021; Asp *et al.*, 2022, 2018). These aspects may vary as a result of the combination of factors acting, which increases the complexity of the area. Based on the $\delta^{13}\text{C}$ data and considering the distance of the Amazon River mouth, the study area was divided into three sectors/subsectors to better understand the $\delta^{13}\text{C}$ signature along the SACZ (Figure 7).

The sector one (1) was named “Plume” includes 8 of 22 shelf samples, all of them located less than 280 km off the Amazon River mouth. The samples values of $\delta^{13}\text{C}$ ranged from -23.56‰ to -27.34‰. Although these values are within the typical interval for mangroves (Figure 7), they are in general more negative than inner shelf samples of sectors 2.1 and 2.2., which would be the result of a stronger terrestrial contribution to a marine area, as a result of the input of fine sediments from the ARP.

There is a trend, as expected, of increase of $\delta^{13}\text{C}$ seawards, as a reduction of terrestrial influence. However, the sample 2S had the less negative value of $\delta^{13}\text{C}$, overcoming the value of sample 1S, which is even further seaward, and being classified as “mix source” since the marine influence is more significative (Figure 7). This might be related to ecological aspects of the area, where the occurrence of mesophotic reef organisms has been well-documented in the area, especially in the outer shelf (Francini-Filho *et al.*, 2018; Moura *et al.*, 2016) and samples 2S and 1S are at the transition area of turbid waters of the ARP to the areas where mesophotic organisms might thrive (Asp *et al.*, 2022; Omachi *et al.*, 2019). The eventual presence of mesophotic reef organisms at sample 2S (but not at sample 1S), and the short to middle-term shifts of the ARP edge in this area might explain the difference of sample 2S, in comparison to 1S.

This sector is under direct influence of the suspended sediment provided by the ARP. It has been demonstrated that the ARP has a seasonal behavior directly related to the wind direction and intensity. This seasonal variation affects the freshwater volume and the structure of the plume, especially its direction of expansion. From January to May, the ARP expands to northeast, since the winds are perpendicular to the coastline. However, from June to December, the ARP is dislocated to northwest, and the winds direction are parallel to the coastline (Geyer *et al.*, 1996).

Sector two (2) is characterized by the longest continuous mangroves belt of the world. Based on the geological and geomorphological aspects of the eastern sector of the Amazon coast, this sector was divided into two subsectors: (2.1) Pará Platform and (2.2) Bragança-Viseu marginal sedimentary basin (Figure 7). This subdivision followed the sectorization of the Macrotidal Mangrove Coast of Amazon (CMMA), proposed by (Souza-Filho, 2005).

The subsector 2.1 correspond to the Pará Platform and is characterized by the narrow areas of coastal plain and mangroves (mangrove-fringed estuaries), the presence of cliffs formed by Neogene sediments and sedimentary rocks from the Barreiras Group and Pirabas Formation (Souza-Filho, 2005). Despite the relative tectonic stability, this sector includes the reactivation of normal faults (Rossetti, 2001) that substantially affect the geomorphology and therefore the hydrodynamics and sedimentology of the estuaries located in this area, especially the Mocajuba River estuary (Gomes *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2023).

Recent studies have shown that the Mocajuba estuary has its morphology and hydrodynamic controlled by neotectonics events since the Neogene (Silva *et al.*, 2023; Soares Júnior *et al.*, 2010). Following theses geological characteristics, the Mocajuba estuary samples were the only estuarine ones grouped in the 2.1 subsector, as expected. Its geomorphology (i.e., deep channel, large accommodation space) and the proximity to the Amazon River mouth result in an efficient trapping of sediments from the ARP into the estuary. In turn, the adjacent inner shelf is marked by slightly uplifted areas and Neogene outcrops, resulting in the practical absence of accommodation space for ARP sediments, despite its influence in the water column. These suspended sediments are actually sucked into the estuaries, such as the Mocajuba, whereas at the inner shelf the ^{13}C signal is quite marine (samples 11S and 12S).

The subsector 2.2 corresponds to the Bragança-Viseu marginal sedimentary basin. This sector includes all the samples from the Caeté and Gurupi estuaries, and the shelf samples from 13S to 22S. Further, some remarkable results are observed for the Gurupi estuary, which is far from the direct influence of the ARP. Samples 31G and especially 32G showed relevant terrestrial input of carbon, which must be related to the Gurupi River itself. In fact, Silva *et al.* (2023b) have demonstrated that the Gurupi River discharge during rainy season must be placed in a distinct category, in comparison with Caeté and Mocajuba estuaries.

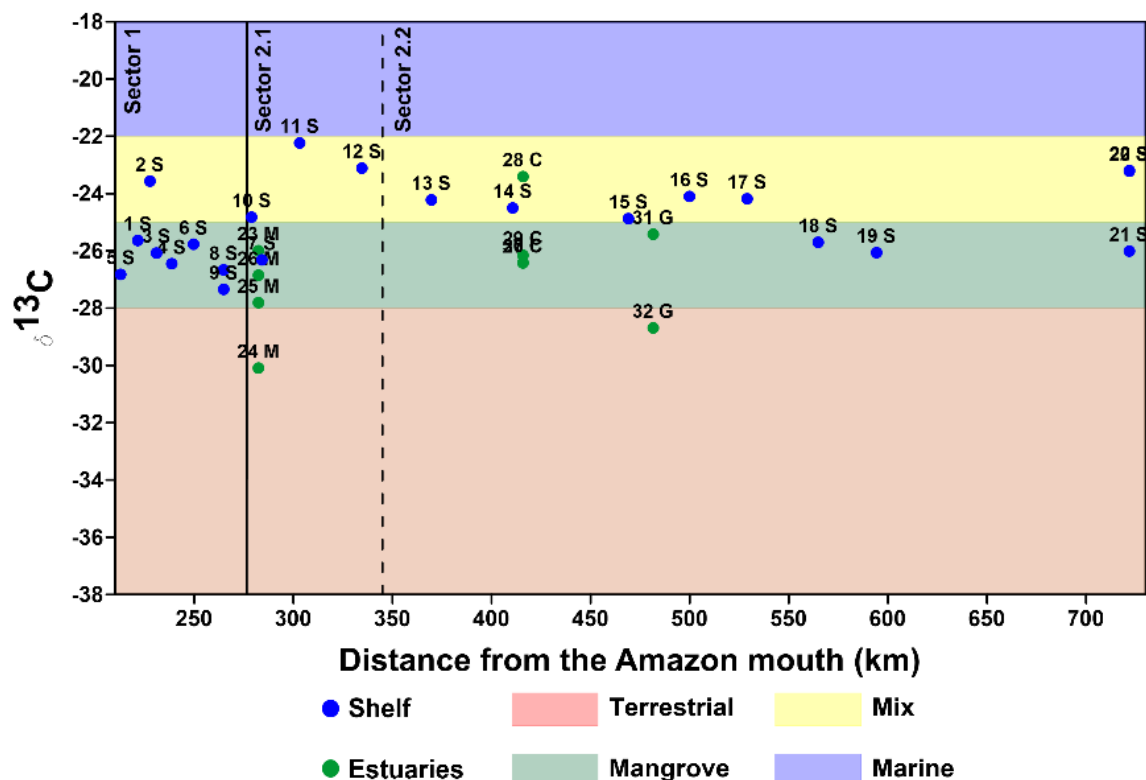


Figure 7: Correlation between the $\delta^{13}\text{C}$ data and the distance from the Amazon River mouth. The blue and green points are the shelf and estuarine samples collected. The red, green, yellow, and blue rectangles represent the terrestrial, mangrove, mix and marine ranges values.

4.3 The contribution and quantification of different sources of sedimentary carbon

In order to better understand the source and dynamics of the sedimentary carbon in the Amazon costal area, the terrestrial influence was calculated using the two sources mixing model (Figure 8). Based on the results, we also correlated the values with the classification proposed by Bouillon *et al.* (2008), Martinelli *et al.* (1994), Meyers (1997) and Pancost & Boot (2004). The data varied into four classes: marine, mixed, mangrove and terrestrial sources, grouping all samples collected from the shelf and estuaries.

The “mangrove” and “mixing of terrestrial and marine planktonic carbon” were the mainly sources of the $\delta^{13}\text{C}$ for the shelf samples. Sample 9S showed a more negative $\delta^{13}\text{C}$ value (-27.34‰), resulting from the higher influence of the mangrove source. Besides, according to the granulometric and end-member analyses, the percentage of mud in these samples is also higher (~75%), which is unexpected since other samples from the near area are mostly sandy. Furthermore, sample 11S was also consistently different, presenting the less negative $\delta^{13}\text{C}$ value (-22.22‰) because of the more effective marine influence, increased by the mix between the marine and terrestrial sources.

The estuarine samples presented more negative values of $\delta^{13}\text{C}$ as a result of the mangrove and terrestrial contribution. Although the mangrove influence was expected to be high, three samples did not follow this pattern: 24M, 32G and 28C.

The samples 24M (from the Mocajuba estuary) and 32G (from the Gurupi estuary) presented $\delta^{13}\text{C}$ values of -30.09‰ and -28.69‰ , respectively. The terrestrial influence in both samples reached 100% mainly because of their location, at the superior portion of the local rivers, where the terrestrial/continental forcing is basically the only one influencing the sedimentary composition.

The sample 28C (from the Caeté estuary) showed $\delta^{13}\text{C}$ values of -23.40‰ , characterizing a “mix” source. For this case, the seasonal variation had a high influence on the $\delta^{13}\text{C}$ data, since the sample was collected during the dry season, when the Caeté river discharge was low, increasing the marine forcing into the estuary.

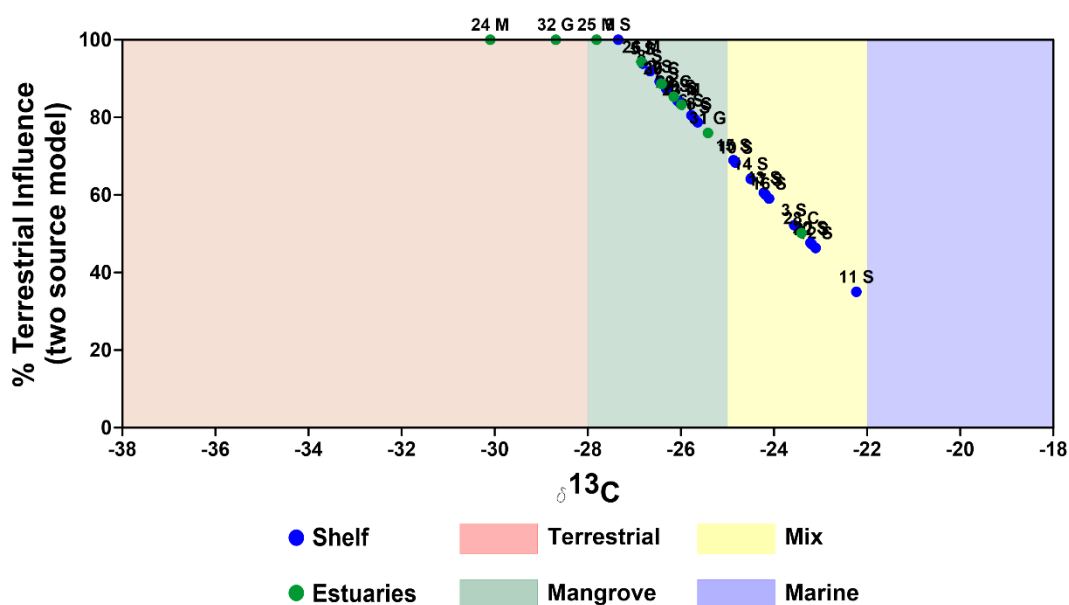


Figure 8: Terrestrial contribution based on the two source isotopic model. The blue and green points are the samples collected. The red, green, yellow, and blue rectangles correspond to the terrestrial, mangrove, mix and marine sources ranging values.

5 Conclusions

The present study analyzed the sediments sources and distribution in three Amazonian estuaries and the adjacent continental inner shelf, by using carbon and nitrogen contents, including their isotopic ratio for the organic fraction. For the terrigenous fraction, we used especially end-member analysis. Despite the challenges that must be overcome, the carbon isotopic composition is a useful tool for the sediment dynamics comprehension.

Our sedimentary study shows that samples collected in the inner shelf are mostly sandy, fine skewness and well sorted. The estuarine samples presented higher mud content, even though the sorting degree were mostly classified as poorly sorted. The end-member analysis showed three populations of samples represented by medium sand, fine sand, and medium silt.

Samples values of $\delta^{13}\text{C}$ ranged between terrestrial, mangrove, and mixing of terrestrial and marine planktonic carbon. The study area was divided into three sectors/subsectors according to the carbon isotopic data and the geomorphological characteristics. Sector one is under the ARP influence, while sector two is characterized by the large mangrove belt. Mangrove and the mixing of terrestrial and marine planktonic carbon were the mainly sources of the $\delta^{13}\text{C}$ for the shelf samples. However, the estuarine samples presented more negative values of $\delta^{13}\text{C}$ as a result of the mangrove and terrestrial contribution.

Furthermore, this study showed the relevance of the local geomorphology for the accumulation of OM and deposition of terrigenous sediments. For one side, subsector 2.1 showed antagonic patterns for the estuaries, where deep channels contribute substantially for accumulation of organic matter of terrestrial (ARP) origin, in relation to the inner shelf, where the almost absence of accommodation space hinders the deposition of these fine-grained, OM loaded sediments, including the ARP. On the other hand, it was showed that the Gurupi River is big enough to effectively contribute for both, organic and terrigenous sediments for the associated estuary and even the contiguous inner shelf.

This study is only a first effort and future work is needed to characterize the provenance of the sediment to better understand the Amazon coast and its large mangrove areas. This certainly should include provenance studies of the terrigenous sediments, which is already in course by our research group.

References

- Allen, P.A., 2017. Sediment routing systems: The fate of sediment from source to sink.
- Asp, N.E., Amorim de Freitas, P.T., Gomes, V.J.C., Gomes, J.D., 2013. Hydrodynamic overview and seasonal variation of estuaries at the eastern sector of the Amazonian coast. *J Coast Res* 165, 1092–1097. <https://doi.org/10.2112/si65-185.1>

- Asp, N.E., Gomes, J.D., Gomes, V.J.C., Omachi, C.Y., Silva, A.M.M., Siegle, E., Serrao, P.F., Thompson, C.C., Nogueira, L.C., Francini-Filho, R.B., de Rezende, C.E., Thompson, F.L., de Mahiques, M.M., 2022. Water column and bottom gradients on the continental shelf eastward of the Amazon River mouth and implications for mesophotic reef occurrence. *Journal of Marine Systems* 225. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103642>
- Asp, N.E., Gomes, V.J.C., Schettini, C.A.F., Souza-Filho, P.W.M., Siegle, E., Ogston, A.S., Nittrouer, C.A., Silva, J.N.S., Nascimento, W.R., Souza, S.R., Pereira, L.C.C., Queiroz, M.C., 2018. Sediment dynamics of a tropical tide-dominated estuary: Turbidity maximum, mangroves and the role of the Amazon River sediment load. *Estuar Coast Shelf Sci* 214, 10–24. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.09.004>
- Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W.R., Lentz, S.J., Castro, B.M., Cacchione, D., Carneiro, N., 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. *J Geophys Res* 100, 2283–2319. <https://doi.org/10.1029/94JC01688>
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf Process Landf* 26, 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bouillon, S., Connolly, R.M., Gillikin, D.P., 2012. Use of Stable Isotopes to Understand Food Webs and Ecosystem Functioning in Estuaries, in: *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Elsevier Inc., pp. 143–173. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00711-7>
- Bouillon, S., Connolly, R.M., Lee, S.Y., 2008. Organic matter exchange and cycling in mangrove ecosystems: Recent insights from stable isotope studies. *J Sea Res* 59, 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2007.05.001>
- Callède, J., Cochonneau, G., Alves, F.V., Guyot, J., 2010. The River Amazon water contribution to the Atlantic Ocean 23, 247–273. <https://doi.org/10.7202/044688ar>CopiedAn error has occurred
- Castro, B.M., Miranda, L.B., 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4 N and 34 S. *The Sea* 11, 209–251.
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W.M., Lara, R.J., Behling, H., Angulo, R.J., 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetl Ecol Manag* 13, 433–443. <https://doi.org/10.1007/s11273-004-0413-2>

- Corrêa, M., Serejo, J., Rangel, T., Oliveira, B., Almeida, M., Dias, F., Rezende, C., 2019. Caracterização biogeoquímica da matéria orgânica em um estuário de macromaré localizado na interface Amazônia-semiárido no nordeste do Brasil. *Geochimica Brasiliensis* 33, 107–120. <https://doi.org/10.21715/gb2358-2812.2019331107>
- Ferraz, E.S.B., Ometto, J.P.H.B., Martinelli, L.A., Moreira, M.Z., Camargo, P.B., Victoria, R.L., 2009. Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. *Oficina de textos*.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research* 27, 3–26.
- Francini-Filho, R.B., Asp, N.E., Siegle, E., Hocevar, J., Lowyck, K., D'Avila, N., Vasconcelos, A.A., Baitelo, R., Rezende, C.E., Omachi, C.Y., Thompson, C.C., Thompson, F.L., 2018. Perspectives on the Great Amazon Reef: Extension, biodiversity, and threats. *Front Mar Sci* 5, 1–5. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00142>
- Geyer, W.R., Beardsley, R.C., Lentz, S.J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W.E., Castro, B.M., Soares, I.D., 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Cont Shelf Res* 16, 575–616. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(95\)00051-8](https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00051-8)
- Gibbs, R.J., 1976. Amazon River sediment transport in the Atlantic Ocean. *Geology* 4, 45–48. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<45:ARSTIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<45:ARSTIT>2.0.CO;2)
- Gomes, V.J.C., Asp, N.E., Siegle, E., Gomes, J.D., Silva, A.M.M., Ogston, A.S., Nittrouer, C.A., 2021. Suspended-sediment distribution patterns in tide-dominated estuaries on the eastern amazon coast: Geomorphic controls of turbidity-maxima formation. *Water (Switzerland)* 13, 1–21. <https://doi.org/10.3390/w13111568>
- Guo, L., Tanaka, T., Wang, D., Tanaka, N., Murata, A., 2004. Distributions, speciation and stable isotope composition of organic matter in the southeastern Bering Sea. *Mar Chem* 91, 211–226. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.07.002>
- Hedges, J.I., Clark, W.A., Quay, P.D., Richey, J.E., Devol, A.H., Santos, M., 1986. Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnol Oceanogr* 31, 717–738. <https://doi.org/10.4319/lo.1986.31.4.0717>
- Kumar, S., Ramesh, R., Bhosle, N.B., Sardesai, S., Sheshshayee, M.S., 2004. Natural isotopic composition of nitrogen in suspended particulate matter in the Bay of Bengal, *Biogeosciences*.

- Lacerda, L.D., Rezende, C.E., Martinelli, L.A., Ovalle, A.R.C., Mozeto, A.A., Nogueira, F., Victoria, R.L., Aragon, G.T., Cunha, C.T., Souza, C.A.R.E., 1986. Composição isotópica de carbono em componentes de um ecossistema de manguezal na Baía de Sepetiba, RJ, in: Reunião Anual Da SBPC. Ciência e Cultura, São Paulo, pp. 1714–1717.
- Mahiques, M.M., Siegle, E., Francini-Filho, R.B., Thompson, F.L., de Rezende, C.E., Gomes, J.D., Asp, N.E., 2019. Insights on the evolution of the living Great Amazon Reef System, equatorial West Atlantic. *Sci Rep* 9, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-50245-6>
- Marques, J.S.J., Dittmar, T., Niggemann, J., Almeida, M.G., Gomez-Saez, G. V., Rezende, C.E., 2017. Dissolved black carbon in the headwaters-to-ocean continuum of Paraíba do Sul River, Brazil. *Front Earth Sci (Lausanne)* 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00011>
- Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Forsberg, B.R., Richey, J.E., 1994. Isotopic composition of major carbon reservoirs in the Amazon floodplain. *International Journal of Ecology and Environmental Sciences* 20, 31–46.
- Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U.D.M., Salati, E., 1985. Storage and Remobilization. *Science* (1979) 228, 488–490. <https://doi.org/10.1126/science.228.4698.488>
- Meade, R.H., Nordin, C.F., Curtis, W.F., Costa Rodrigues, F.M., Do Vale, C.M., Edmond, J.M., 1979. Sediment loads in the Amazon River [9]. *Nature* 278, 161–163. <https://doi.org/10.1038/278161a0>
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org Geochem* 27, 213–250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1)
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem Geol* 114, 289–302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. River discharge to the coastal ocean: a global synthesis. Cambridge University Press.
- Milliman, J.D., Summerhayes, C.P., Barretto, H.T., 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon Continental Margin: A Model. *Bulletin of the Geological Society of America* 86, 610–614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<610:QSOTAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<610:QSOTAC>2.0.CO;2)
- Molinas, E., Carneiro, J.C., Vinzon, S., 2020. Internal tides as a major process in Amazon continental shelf fine sediment transport. *Mar Geol* 430. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106360>

- Moraes, B.C. de, Costa, J.M.N. da, Costa, A.C.L. da, Costa, M.H., 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no Estado do Pará. *Acta Amazon* 35, 207–214. <https://doi.org/10.1590/s0044-59672005000200010>
- Moura, R.L., Amado-Filho, G.M., Moraes, F.C., Brasileiro, P.S., Salomon, P.S., Mahiques, M.M., Bastos, A.C., Almeida, M.G., Silva, J.M., Araujo, B.F., Brito, F.P., Rangel, T.P., Oliveira, B.C.V., Bahia, R.G., Paranhos, R.P., Dias, R.J.S., Siegle, E., Figueiredo, A.G., Pereira, R.C., Leal, C. V., Hajdu, E., Asp, N.E., Gregoracci, G.B., Neumann-Leitão, S., Yager, P.L., Francini-Filho, R.B., Fróes, A., Campeão, M., Silva, B.S., Moreira, A.P.B., Oliveira, L., Soares, A.C., Araujo, L., Oliveira, N.L., Teixeira, J.B., Valle, R.A.B., Thompson, C.C., Rezende, C.E., Thompson, F.L., 2016. An extensive reef system at the Amazon River mouth. *Sci Adv* 2, 1–12. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501252>
- Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1986. Sedimentary processes on the Amazon continental shelf: past, present and future research. *Cont Shelf Res* 6, 5–30. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90051-8)
- Nittrouer, C.A., Demaster, D.J., Kuehl, S.A., Figueiredo, A.G., Sternberg, R.W., Faria, L.E.C., Silveira, O.M., Allison, M.A., Kineke, G.C., Ogston, A.S., Souza Filho, P.W.M., Asp, N.E., Nowacki, D.J., Fricke, A.T., 2021. Amazon Sediment Transport and Accumulation along the Continuum of Mixed Fluvial and Marine Processes. *Ann Rev Mar Sci* 13, 501–536. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060457>
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., Sternberg, R.W., Figueiredo, A.G., Faria, L.E.C., 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Mar Geol* 125, 177–192. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00075-A](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00075-A)
- Oltman, R.E., 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. U.S. Geological Survey Circ. 552, 16. <https://doi.org/10.3133/cir552>
- Omachi, C.Y., Asp, N.E., Siegle, E., Couceiro, M.A.A., Francini-Filho, R.B., Thompson, F.L., 2019. Light availability for reef-building organisms in a plume-influenced shelf. *Cont Shelf Res* 181, 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.05.005>
- Pancost, R.D., Boot, C.S., 2004. The palaeoclimatic utility of terrestrial biomarkers in marine sediments, in: *Marine Chemistry*. pp. 239–261. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.06.029>
- Rezende, C.E., Lacerda, L.D., Ovalle, A.R.C., Silva, C.A.R., Martinelli, L.A., 1990. Nature of POC Transport in a Mangrove Ecosystem: A Carbon Stable Isotopic Study, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.

- Rossetti, D.F., 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *J South Am Earth Sci* 14, 77–89. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00008-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00008-6)
- Showers, W.J., Angle, D.G., 1986. Stable isotopic characterization of organic carbon accumulation on the Amazon continental shelf. *Cont Shelf Res* 6, 227–244. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90062-2](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90062-2)
- Silva, A.M.M., Asp, N.E., Gomes, V.J.C., Ogston, A.S., 2023. Impacts of inherited morphology and offshore suspended-sediment load in an Amazon estuary. *Estuaries and Coasts*.
- Silva, Ariane M.M., Glover, H.E., Josten, M.E., Gomes, V.J.C., Ogston, A.S., Asp, N.E., 2023b. Implications of a Large River Discharge on the Dynamics of a Tide-Dominated Amazonian Estuary. *Water (Switzerland)* 15. <https://doi.org/10.3390/w15050849>
- Soares Júnior, A.V., Hasui, Y., Costa, J.B.S., Machado, F.B., 2010. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociencias* 30, 669–692.
- Sommerfield, C.K., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1996. Sedimentary carbon-isotope systematics on the Amazon shelf. *Geo-Marine Letters* 16, 17–23. <https://doi.org/10.1007/BF01218832>
- Souza-Filho, P.W.M., 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 427–435. <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2005000400006>
- Souza-Filho, P.W.M., Diniz, C.G., Souza-Neto, P.W.M., Lopes, J.P.N., da Nascimento Júnior, W.R., Cortinhas, L., Asp, N.E., Fernandes, M.E.B., Dominguez, José Maria Landim, 2023. Mangrove Swamps of Brazil: Current Status and Impact of Sea-Level Changes, in: Dominguez, J.M.L., Kikuchi, R.K.P. d., Filho, M.C. d. A., Schwamborn, R., Vital, H. (Eds.), *Tropical Marine Environments of Brazil: Spatio-Temporal Heterogeneities and Responses to Climate Changes*. Springer International Publishing, pp. 45–74. https://doi.org/10.1007/978-3-031-21329-8_3
- Souza-Filho, P.W.M., Lessa, G.C., Cohen, M.C.L., Costa, F.R., Lara, R.J., 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the Eastern Amazon Coast, Northern Brazil, in: *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 347–375. https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9_11

- Thornton, S.F., McManus, J., 1994. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuar Coast Shelf Sci* 38, 219–233. <https://doi.org/10.1006/ecss.1994.1015>
- Usui, T., Nagao, S., Yamamoto, M., Suzuki, K., Kudo, I., Montani, S., Noda, A., Minagawa, M., 2006. Distribution and sources of organic matter in surficial sediments on the shelf and slope off Tokachi, western North Pacific, inferred from C and N stable isotopes and C/N ratios. *Mar Chem* 98, 241–259. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2005.10.002>
- Zhang, X., Wang, H., Xu, S., Yang, Z., 2020. A basic end-member model algorithm for grain-size data of marine sediments. *Estuar Coast Shelf Sci* 236, 106656. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106656>
- Zhang, X.D., Ji, Y., Yang, Z.S., Wang, Z.B., Liu, D.S., Jia, P.M., 2016. End member inversion of surface sediment grain size in the South Yellow Sea and its implications for dynamic sedimentary environments. *Sci China Earth Sci* 59, 258–267. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-5165-8>

CAPÍTULO 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nesse trabalho, os estuários amazônicos foram investigados sob o ponto de vista hidrodinâmico, morfodinâmico, sedimentológico e biogeoquímico. Mesmo compondo a zona costeira amazônica e compartilhando similaridades entre si, especialmente o regime de macromarés, cada um dos estuários apresenta aspectos únicos que os tornam singulares e interessantes de serem estudados.

O estuário do rio Mocajuba, com menor bacia de drenagem e mais próximo da foz do rio Amazonas, tem a hidrodinâmica e morfologia fortemente influenciadas pela geologia local. O estuário está inserido na Plataforma do Pará, área caracterizada pelas estreitas áreas de planalto costeira e manguezais, falhas tectônicas reativadas como falhas normais durante o Neógeno. O controle estrutural resulta em áreas com elevadas profundidades (acima de 30 m), curso retilíneo nas porções média e inferior, propagação de maré simétrica e baixas velocidades de correntes.

A influência da morfologia também foi observada nos resultados de circulação estuarina, classificando o Mocajuba como um “estuário profundo”, com dinâmica similar a um fiorde. A classificação estuarina leva em consideração tanto a morfologia quanto o regime de maré, desta forma, mesmo sendo um estuário profundo, a turbulência causada pelo regime de macromarés é intensa o suficiente para causar mistura na coluna d’água.

Outra característica importante deste estuário, é a ausência da formação da ETM devido as condições hidrodinâmicas e morfológicas estarem “desequilibradas”, como os elevados valores de salinidade e profundidade, bem como, baixa concentração de sedimentos em suspensão na porção média do estuário. A localização geográfica do estuário, próximo a foz do rio Amazonas, garante que a foz do estuário do Mocajuba esteja constantemente sob direta influência da ARP. A variação sazonal da ARP causou uma variação significativa na concentração de sedimentos em suspensão no estuário, especialmente na porção inferior.

O estuário do rio Caeté foi abordado no presente trabalho como um “estuário modelo” devido à grande abrangência de estudos já realizados, incluindo aspectos hidrodinâmicos, morfológicos, sedimentológicos e biogeoquímicos. O estuário do Caeté é um típico estuário de planície costeira, dominado por marés, com tamanho intermediário de bacia de drenagem (quando comparado com os demais estuários da presente Tese), margeado por manguezais, inserido na Bacia Bragança-Viseu.

O estuário do rio Gurupi apresenta a maior bacia de drenagem e está mais distante da foz do rio Amazonas (em comparação aos estuários descritos anteriormente). A morfologia estuarina reflete as características de um típico estuário de planície costeira, dominado por maré, com formato afunilado na foz e meandros nas porções média e superior. Contudo, a elevada vazão fluvial é principal forçante que controla os aspectos hidrodinâmicos e sedimentológicos do estuário.

Os principais reflexos da descarga fluvial na hidrodinâmica do estuário foram observados na circulação estuarina e na ETM. A circulação estuarina evidenciou a dominância da descarga fluvial em relação a maré, classificando o estuário como “parcialmente misturado”. Quanto a EMT, esta ocorreu tanto no período seco quanto no período chuvoso, porém, teve a concentração e a localização afetados pelo volume de água doce saindo do estuário.

A associação entre a descarga fluvial e a morfologia do estuário resultou em uma sazonal dominância de vazante, contudo, em ambos os períodos sazonais, a duração das fases de maré vazante foi mais longa (mesmo durante o período seco, quando houve dominância de enchente). Além disso, os efeitos de propagação de maré também foram influenciados pela forçante fluvial, com predominância de efeitos hipersíncronos.

A matéria orgânica sedimentar forneceu informações de grande relevância para a compreensão da dinâmica e, especialmente, do transporte dos sedimentos ao longo das áreas investigadas. Com base nos dados obtidos, verificou-se que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras coletadas na plataforma e nos estuários variaram entre as fontes terrestres, manguezais e mistura entre terrestres e marinhas. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ auxiliaram na compreensão das fontes, porém, foram mais significativos para indicar a mistura de fontes do que para discriminação das fontes terrestres e marinhas.

Amostras coletadas na plataforma apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativos como resultado da mistura entre as fontes de carbono terrestre e marinha. Na setorização proposta nesse trabalho, as amostras da plataforma estiveram distribuídas tanto no setor “pluma” quanto no setor “cinturão de manguezais”. Considerando a área de plataforma, é importante destacar a influência da pluma do Amazonas bem como a influência dos fatores ecológicos, especialmente devido a contribuição de organismos dos recifes mesofóticos.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos são pertencentes às amostras estuarinas. Nesse caso, observou-se forte influência das fontes terrestres, especialmente dos manguezais. Além disso, as amostras estuarinas apresentaram intrínseca relação com os aspectos geológicos, geomorfológicos e fluviais locais.

Todas as amostras estuarinas foram agrupadas no setor “cinturão de manguezais”, porém, as particularidades de cada estuário subdividiram as amostras entre os dois subsetores referentes à Plataforma do Pará e a Bacia Bragança-Viséu. Além disso, outra observação importante foi que de fato quanto maior o tamanho da bacia de drenagem do rio local, maior será contribuição de fontes terrígenas nas amostras estuarinas e da plataforma adjacente.

Em sumário, os resultados demonstraram que para o caso do rio Gurupi, o tamanho e volume de descarga do rio são suficientes para influenciar efetivamente a sedimentologia estuarina. Da mesma forma, os resultados demonstraram que mesmo na plataforma continental interna, as características diferenciadas do setor da Plataforma do Pará influenciam substancialmente o espaço de acomodação de sedimentos finos e orgânicos, da mesma forma que altos topográficos e afloramentos atuam como fontes locais de sedimentos terrígenos mais grossos.

Ainda, os dados estressam que nos ambientes estuarinos, o próprio manguezal é a fonte principal da matéria orgânica. No conjunto dos resultados apresentados se apresenta um panorama de que a região costeira amazônica como um todo, tem um papel relevante no acúmulo de sedimentos e em especial matéria orgânica, com grande potencial de sequestro de carbono, mas também evidenciando que cada sistema de estuário-manguezal tem suas particularidades e necessitam estudos específicos como os aqui apresentados.

REFERÊNCIAS

- Abrantes K.G., Johnston R., Connolly R.M., Sheaves M. 2015. Importance of mangrove carbon for aquatic food webs in wet–dry tropical estuaries. *Estuaries and Coasts*, **38**:383-399. <https://doi.org/10.1007/s12237-014-9817-2>.
- Abreu F.A.M. & Lesquer A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Craton São Francisco. In: SBG, 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais...* v.2, p. 7-21.
- Abreu M.M.O., Veiga N., Costa-Neto S.V., Fernandes M.E.B. 2016. Vegetação Arbórea: Distribuição Espacial. In: Fernandes M.E.B. (ed.). *Os manguezais da costa Norte brasileira*. Bragança, Laboratório de Ecologia de Manguezal, p. 35-79.
- Agência Nacional de Águas (ANA, Brasil). 2015. *Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: regiões hidrográficas brasileiras – Edição Especial*. Agência Nacional de Águas, Brasília, DF, 163 p.
- Allégre C.J., Dupré B., Négrel P., Gaillardet J. 1996. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chemical Geology*, **131**(1-4):93-112. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(96\)00028-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00028-9).
- Allen G.P., Salomon J.C., Bassoulle, P., Du Penhoat Y., De Grandpre C. 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, **26**(1-3):69-90. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90006-8).
- Almeida F.M., Hasui Y., Neves B.B.B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG*, **7**:45-80.
- Arai M., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R., Góes A.M., Rossetti D.F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SBG, 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais...* v.2, p. 185-187.
- Arai M., Uesugui N., Rossetti D.F., Góes A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais...* p. 738-752.
- Aranha L.G.F., Lima H.P., Souza J.M.P., Marinho R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (ed). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 221-233.
- Asp N.E., Freitas P.T.A., Gomes V.J.C., Gomes J.D. 2013. Hydrodynamic overview and seasonal variation of estuaries at the eastern sector of the Amazonian coast. *Journal of Coastal Research*, **65**(sp2):1092-1097. <https://doi.org/10.2112/SI65-185.1>.
- Asp N.E., Gomes J.D., Gomes V.J., Omachi C.Y., Silva A.M.M., Siegle E., Serrao P.F., Thompson C.C., Nogueira L.C., Francini Filho R.B., Rezende C.E., Thompson F.L., Mahiques M.M. 2022. Water column and bottom gradients on the continental shelf eastward of the Amazon River mouth and implications for mesophotic reef occurrence. *Journal of Marine Systems*, **225**:103642. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103642>.

- Asp N.E., Gomes V.J.C., Ogston A.S., Borges J.C.C., Nittrouer C.A. 2016. Sediment source, turbidity maximum, and implications for mud exchange between channel and mangroves in an Amazonian estuary. *Ocean Dynamics*, **66**(2):285–297. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0910-2>.
- Asp N.E., Gomes V.J.C., Schettini C.A. F., Souza Filho P.W.M., Siegle E., Ogston A.S., Nittrouer C.A., Silva J.N.S., Nascimento W.R., Souza S.R., Pereira L.C.C, Queiroz M.C. 2018. Sediment dynamics of a tropical tide-dominated estuary: Turbidity maximum, mangroves and the role of the Amazon River sediment load. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **214**:10-24. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.09.004>.
- Asp N.E., Schettini C.A.F., Siegle E., da Silva M.S., de Brito R.N.R., 2012. The dynamics of a frictionally-dominated Amazonian estuary. *Brazilian Journal of Oceanography*, **60**(3):391-403. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592012000300011>.
- Baptista Neto J.A., Ponzi V.R.A., Sichel S.E. (ed.). 2004. *Introdução à Geologia Marinha*. Rio de Janeiro, Interciência, 279 p.
- Basu A.R., Sharma M., DeCelles P.G. 1990. Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, **100**(1-3):1-17. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90172-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90172-T).
- Bauer J.E., Cai W.J., Raymond P.A., Bianchi T.S., Hopkinson C.S., Regnier P.A. 2013. The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature*, **504**(7478):61-70. <https://doi.org/10.1038/nature12857>.
- Beardsley R.C., Candela J., Limeburner R., Geyer W.R., Lentz S.J., Castro B.M., Cacchione D., Carneiro N. 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **100**(C2):2283-2319. <https://doi.org/10.1029/94JC01688>.
- Benner R., Pakulski J.D., McCarthy M., Hedges J.I., Hatcher P.G. 1992. Bulk chemical characteristics of dissolved organic matter in the ocean. *Science*, **255**(5051):1561-1564, 1992. <https://doi.org/10.1126/science.255.5051.1561>.
- Berrêdo J.F., Costa M.L.da, Vilhena M.P.S.P., Santos J.T.dos. 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1):24–35.
- Bianchi T.S. 2006. *Biogeochemistry of estuaries*. Oxford University Press.721 p.
- Bianchi T.S. 2007. (ed.). *Biogeochemistry of estuaries*. New York, Oxford University, 706 p.
- Biguino B., Haigh I.D., Dias J.M., Brito A.C. 2023. Climate change in estuarine systems: Patterns and gaps using a meta-analysis approach. *Science of the Total Environment*, **858**:159742. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.159742>.
- Blasco F., Saenger P., Janodet E. 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena*, **27**(3-4):167-178. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(96\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0341-8162(96)00013-6).

- Boto K.G. & Robertson A.I. 1990. The relationship between nitrogen fixation and tidal exports of nitrogen in a tropical mangrove system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **31**(5):531-540. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(90\)90011-F](https://doi.org/10.1016/0272-7714(90)90011-F).
- Boto K.G. & Wellington J.T. 1988. Seasonal variations in concentrations and fluxes of dissolved organic and inorganic materials in a tropical, tidally-dominated, mangrove waterway. *Marine Ecology Progress Series*, **50**(1):151-160. <https://doi.org/10.3354/meps050151>.
- Bouillon S., Connolly R.M., Gillikin D.P. 2011. Use of Stable Isotopes to Understand Food Webs and Ecosystem Functioning in Estuaries. In: Wolanski E. & McLusky D.S. (ed.). *Treatise on estuarine and coastal science*. Waltham, Academic Press, p. 143–173.
- Bouillon S., Connolly R.M., Lee S.Y. 2008. Organic matter exchange and cycling in mangrove ecosystems: recent insights from stable isotope studies. *Journal of Sea Research*, **59**(1-2):44-58. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2007.05.001>.
- Briggs D. 1977. Particle size analysis. In: Briggs D. (ed.). *Sources and methods in geography*. Reino Unido, Butterworths, p. 55-110.
- Brito F.P. 2014. *Composição e fluxo da matéria orgânica em um canal de maré no ecossistema de manguezal do estuário do rio Paraíba do Sul, costa norte do Rio de Janeiro*. MS Dissertation, Universidade Estadual do Norte Fluminense - Darcy Ribeiro, Campos dos Goytacazes, 110 p.
- Burban P.Y., Lick W., Lick J. 1989. The flocculation of fine-grained sediments in estuarine waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C6):8323-8330. <https://doi.org/10.1029/JC094iC06p08323>.
- Burchard H., Schuttelaars H.M., Ralston D.K. 2018. Sediment trapping in estuaries. *Annual Review of Marine Science*, **10**(1):371-395. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060535>.
- Callède J., Cochonneau G., Alves F.V., Guyot J.L., Guimaraes V.S., De Oliveira E. 2010. The river amazon water contribution to the Atlantic Ocean. *J Water Sci*, **23**(3):247-273. <https://doi.org/10.7202/044688ar>.
- Carter R.W.G. (ed.). 2013. *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological, and cultural systems of coastlines*. [S.l.], Elsevier, 617 p.
- Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. 1994. Coastal evolution: an introduction. In: Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (ed.). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. , Cambridge, Cambridge University Press, p. 1-31.
- Castaing P. & Allen G.P. 1981. Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France. *Marine Geology*, **40**(1-2):101-118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90045-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90045-1).
- Castro B.M & Miranda L.B. 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4 N and 34 S. *The sea*, **11**(1):209-251.

Chappell J. & Woodroffe C.D. 1994. Macrotidal estuaries. In: Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (ed.). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 187-218.

Chatanantavet P. & Lamb M. P. 2014. Sediment transport and topographic evolution of a coupled river and river plume system: an experimental and numerical study. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **119**(6):1263-1282. <https://doi.org/10.1002/2013JF002810>.

Cohen M. C., Souza Filho P. W., Lara R. J., Behling H., Angulo R. J. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**(4):433-443. <https://doi.org/10.1007/s11273-004-0413-2>.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Ramos J.D.F., Dittmar T. 1999. Factors influencing the variability of Mg, Ca and K in waters of a mangrove creek in Bragança, North Brazil. *Mangroves and Salt Marshes*, **3**(1):9-15. <https://doi.org/10.1023/A:1009923513091>.

Correa M.C., Serejo J.H.F., Rangel T.P., Oliveira B.C.V.de. 2019. Caracterização biogeoquímica da matéria orgânica em um estuário de macromaré localizado na interface Amazônia-semiárido no nordeste do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, **33**(1):107-107. <https://doi.org/10.21715/GB2358-2812.2019331107>.

Costa M., Rollnic M., Silveira O., Miranda A., Santos R. 2013. Morphological and sedimentological processes of an Amazon Estuary, Maguari River (Pará-Northern Brazil). *Journal of Coastal Research*, **65**(10065):1110-1115. <https://doi.org/10.2112/SI65-188.1>.

Costa Y., Martins I., Carvalho G.C.de, Barros F. 2023. Trends of sea-level rise effects on estuaries and estimates of future saline intrusion. *Ocean & Coastal Management*, **236**:106490. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2023.106490>.

Curtin T.B. 1986. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge—II. Water masses. *Continental Shelf Research*, **6**(1-2):53-71. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90053-1](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90053-1).

Dalrymple R.W. & Choi K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, **81**(3-4):135-174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>.

Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. 1992. Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**(6):1130–1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>.

Davis Jr. R.A. & FitzGerald D.M. (ed.). 2004. Beaches and coasts. [S.I.], United Kingdom Blackwell Publishing, 419p.

Dias J.A. 2004. *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos*. Disponível em: http://www.oceanografia.ufba.br/ftp/Sedimentologia/Bibliografia/Alverino_Dias_Analise%20Sedimentar%20Sistemas%20Marinhos_2004.pdf. Acesso em: 07 fev. 2017.

- Dittmar T. 1999. Nutrient dynamics in a mangrove creek (North Brazil) during the dry season. *Mangroves and Salt Marshes*, **3**(1):185-195.
- Dominguez J.M.L. 2006. The coastal zone of Brazil: an overview. *Journal of Coastal Research*, **39**:16-20.
- Dragulescu A. & Arendt C. 2020. *xlsx: read, write, Format Excel 2007 and Excel 97/2000/XP/2003 Files*. R package version 0.6.5. Disponível em: <https://CRAN.R-project.org/package=xlsx>. Acesso em: 01 nov 2021.
- Dronkers J. 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, **20**(2-3):117-131. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90036-0](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90036-0).
- Dyer K.R. 1995. Sediment transport processes in estuaries. In: Perillo G.M.E. (ed.). *Developments in sedimentology*. [S.l.], Elsevier, p. 423-449.
- Eisma D. 1986. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Netherlands Journal of sea research*, **20**(2-3):183-199. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90041-4).
- Emerson S. & Hedges J. 2008. *Chemical oceanography and the marine carbon cycle*. New York, Cambridge University Press, 470 p.
- Fassoni-Andrade A.C., Durand F., Moreira D., Azevedo A., dos Santos V. F., Funi C., Laraque A. 2021. Comprehensive bathymetry and intertidal topography of the Amazon estuary. *Earth System Science Data*, **13**(5):2275-2291.
- Ferraz E.S.B., Ometto J.P.H.B., Martinelli L.A., Moreira M.Z., Camargo P.B., Victoria R.L. 2009. *Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis*. [São Paulo], Oficina de Textos, 144 p.
- Festa J.F. & Hansen D.V. 1978. Turbidity maxima in partially mixed estuaries: A two-dimensional numerical model. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **7**(4):347-359. [https://doi.org/10.1016/0302-3524\(78\)90087-7](https://doi.org/10.1016/0302-3524(78)90087-7).
- Figueroa S.N. & Nobre C.A. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, **5**(6):36-45.
- Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos river bar- a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**(1):3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- Folk R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**(4):344-359. <https://doi.org/10.1086/626171>.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, U.S.A., Hemphills Publishing, 185 p.
- Fontes R.F.C., Castro B.M., Beardsley R.C. 2008. Numerical study of circulation on the inner Amazon Shelf. *Ocean Dynamics*, **58**(3-4):187-198. <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0139-4>.
- Freitas P.T., Asp N.E., Souza Filho P.W.M., Nittrouer C.A., Ogston A.S., Silva M.S. 2017. Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River

tributary–Lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences*, **79**:189-201. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.005>.

French J.R., Burningham H., Benson T. 2008. Tidal and meteorological forcing of suspended sediment flux in a muddy mesotidal estuary. *Estuaries and Coasts*, **31**(5):843-859. <https://doi.org/10.1007/s12237-008-9072-5>.

French P. (ed.). 1997. *Coastal and estuarine management*. London, Routledge environmental management series, 268 p.

Fricke A.T., Nittrouer C.A., Ogston A.S., Nowacki D.J., Asp N.E., Souza Filho P.W., Silva M.S., Jalowska A.M. 2017. River tributaries as sediment sinks: Processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river. *Sedimentology*, **64**(6):1731-1753. <https://doi.org/10.1111/sed.12372>.

Fricke A.T., Nittrouer C.A., Ogston A.S., Nowacki D.J., Asp N.E., Souza Filho P.W. 2019. Morphology and dynamics of the intertidal floodplain along the Amazon tidal river. *Earth Surface Processes and Landforms*, **44**(1):204-218. <https://doi.org/10.1002/esp.4545>.

Friedrichs C.T. & Perry J.E. 2001. Tidal salt marsh morphodynamics: a synthesis. *Journal of Coastal Research*, **27**:7–37. <https://doi.org/10.2307/25736162>.

Fry B., Bern A.L., Ross M.S., Meeder J. F. 2000. Studies of nitrogen use by the red mangrove, *Rhizophora mangle* L. in South Florida. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **50**(2):291-296. <https://doi.org/10.2984/65.2.219>.

Gabioux M., Vinzon S.B., Paiva A.M. 2005. Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **25**(1):113–125. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.001>

Gelfenbaum G. 1983. Suspended-sediment response to semidiurnal and fortnightly tidal variations in a mesotidal estuary: Columbia River, USA. *Marine Geology*, **52**(1-2):39-57. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(83\)90020-8](https://doi.org/10.1016/0025-3227(83)90020-8).

Geyer W. R., Beardsley R.C., Lentz S.J., Candela J., Limeburner R., Johns W.E., Belmiro M.C., Soares I.D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **16**(5-6):575-616. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(95\)00051-8](https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00051-8).

Geyer W.R. & Maccready P. 2014. The estuarine circulation. *Annu. Rev. Fluid Mech*, **46**(1):175-197. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>.

Geyer W.R. 1993. The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. *Estuaries*, **16**(1):113-125. <https://doi.org/10.2307/1352769>.

Gibbs R.J. 1967. The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, **78**(10):1203-1232. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[1203:TGOTAR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[1203:TGOTAR]2.0.CO;2).

Gibbs R.J. 1982. Currents on the shelf of north-eastern South America. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **14**(3):283-299. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(82\)80017-0](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(82)80017-0).

- Giddings S.N., Monismith S.G., Fong D.A., Stacey M.T. 2014. Using depth-normalized coordinates to examine mass transport residual circulation in estuaries with large tidal amplitude relative to the mean depth. *Journal of Physical Oceanography*, **44**(1):128-148. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0201.1>.
- Gillanders B.M., Elsdon T.S., Halliday I.A., Jenkins G.P., Robins J.B., Valesini F.J. 2011. Potential effects of climate change on Australian estuaries and fish utilising estuaries: a review. *Marine and Freshwater Research*, **62**(9):1115-1131. <https://doi.org/10.1071/MF11047>.
- Glover H.E., Ogston A.S., Fricke A.T., Nittrouer C.A., Aung C., Naing T., Kyu K.K., Htike H. 2021. Connecting Sediment Retention to Distributary-Channel Hydrodynamics and Sediment Dynamics in a Tide-dominated Delta: The Ayeyarwady Delta, Myanmar. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **126**(3):e2020JF005882. <https://doi.org/10.1029/2020JF005882>.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**(1):3-15.
- Gomes J.D. 2015. *Caracterização hidrodinâmica do estuário do rio Gurupi, na Zona Costeira Amazônica*. MS Dissertation, Instituto de Estudos Costeiros, Universidade Federal do Pará, Bragança, 48 p.
- Gomes V.J., Asp N.E., Siegle E., Gomes J.D., Silva A.M.M., Ogston A.S., Nittrouer C.A. 2021. Suspended-sediment distribution patterns in tide-dominated estuaries on the eastern amazon coast: geomorphic controls of turbidity-maxima formation. *Water*, **13**(11):1568. <https://doi.org/10.3390/w13111568>.
- Gomes V.J., Asp N.E., Siegle E., McLachlan R.L., Ogston A.S., Silva, A. M., Nittrouer C.A., Souza D.F. 2020. Connection between macrotidal estuaries along the southeastern Amazon coast and its role in coastal progradation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **240**:106794. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106794>.
- Gomes V.J., Freitas P.T., Asp N.E. 2013. Dynamics and seasonality of the middle sector of a macrotidal estuary. *Journal of Coastal Research*, **65**(10065):1140-1145. <https://doi.org/10.2112/SI65-193.1>.
- Goñi M.A., Teixeira M.J., Perkey D.W. 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **57**(5-6):1023-1048. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(03\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(03)00008-8).
- Governo do Estado do Pará, 2005. *Estatística municipal*. Disponível em: <http://iah.iec.pa.gov.br/iah/fulltext/georeferenciamento/curuca.pdf>. Acesso em 28 jul. 2020.
- Grabemann I. & Krause G. 1989. Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C10):14373-14379. <https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14373>.
- Guo L., Tanaka T., Wang D., Tanaka N., Murata A. 2004. Distributions, speciation and stable isotope composition of organic matter in the southeastern Bering Sea. *Marine Chemistry*, **91**(1-4):211-226. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.07.002>.

- Hallett C.S., Hobday A.J., Tweedley J.R., Thompson P.A., McMahon K., Valesini F.J. 2018. Observed and predicted impacts of climate change on the estuaries of south-western Australia, a Mediterranean climate region. *Regional Environmental Change*, **18**:1357-1373. <https://doi.org/10.1007/s10113-017-1264-8>.
- Hamblin P.F. 1989. Observations and model of sediment transport near the turbidity maximum of the upper Saint Lawrence estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94** (C10):14419-14428. <https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14419>.
- Harbison P. 1986. Mangrove muds-A sink and a source for trace metals. *Marine Pollution Bulletin*, **17**(6):246-250. [https://doi.org/10.1016/0025-326X\(86\)90057-3](https://doi.org/10.1016/0025-326X(86)90057-3).
- Hedges J., Cowie G., Richey J., Quay P., Benner R., Strom M., Forsberg B. 1994. Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnology and Oceanography*, **39**(4):743-761. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.4.0743>.
- Hedges J.I., Clark W.A., Quay P.D., Richey J.E., Devol A.H., Santos M. 1986. Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, **31**(4):717-738. <https://doi.org/10.4319/lo.1986.31.4.0717>.
- Hermes A.L. & Sikes E.L. 2016. Particulate organic matter higher concentrations, terrestrial sources and losses in bottom waters of the turbidity maximum, Delaware Estuary, USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **180**:179-189. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.07.005>.
- Hertkorn N., Claus H., Schmitt-Kopplin P.H., Perdue E.M., Filip Z. 2002. Utilization and transformation of aquatic humic substances by autochthonous microorganisms. *Environmental science & technology*, **36**(20):4334-4345. <https://doi.org/10.1021/es010336o>.
- Hoppner N., Lucassen F., Chiessi C.M., Sawakuchi A.O., Kasemann S.A. 2018. Holocene provenance shift of suspended particulate matter in the Amazon River basin. *Quaternary Science Reviews*, **190**:66-80. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.04.021>.
- Horbe A.M.C., Trindade I.R., Dantas E.L., Santos R.V., Roddaz M. 2014. Provenance of quaternary and modern alluvial deposits of the Amazonian floodplain (Brazil) inferred from major and trace elements and Pb-Nd-Sr isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **411**:144-154. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.019>.
- Hu Y., Yu Z., Zhou B., Li Y., Yin S., He X., Peng X., Shum C.K. 2019. Tidal-driven variation of suspended sediment in Hangzhou Bay based on GOCI data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **82**(1):101920. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.101920>.
- Igreja H.L.S. 1991. *Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p.
- Itsukushima R. 2023. Effects of climate change-induced water temperature changes on the distribution of tidal river fish fauna in the Japanese archipelago. *Regional Environmental Change*, **23**(3):100. <https://doi.org/10.1007/s10113-023-02098-z>.

Jay D.A., Talke S.A., Hudson A., Twardowski M. 2015. Estuarine turbidity maxima revisited: Instrumental approaches, remote sensing, modeling studies, and new directions. *Developments in sedimentology*, **68**: 49-109. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63529-7.00004-3>.

Jesus L.V. & Andrade A.C.S. 2013. Parâmetros Granulométricos dos sedimentos da praia dos Artistas–Aracaju–SE. *Scientia Plena*, **9**(5):059907-1-11.

Johns W.E., Lee T.N., Beardsley R.C., Candela J., Limeburner R., Castro B. 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **28**(1):103-128. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2).

Johns W.E., Lee T.N., Schott F.A., Zantopp R.J., Evans R.H. 1990. The North Brazil Current retroflection: Seasonal structure and eddy variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **95**(C12):22103-22120. <https://doi.org/10.1029/JC095iC12p22103>.

Kennedy V.S. 1990. Anticipated effects of climate change on estuarine and coastal fisheries. *Fisheries*, **15**(6):16-24. [https://doi.org/10.1577/1548-8446\(1990\)015<0016:AEOCCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1577/1548-8446(1990)015<0016:AEOCCO>2.0.CO;2).

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Para/NW-Maranhão). *Geologia USP. Série Científica*, **3**:97-112.

Kristensen E., Bouillon S., Dittmar T., Marchand C. 2008. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: a review. *Aquatic botany*, **89**(2):201-219. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2007.12.005>.

Kumar S., Ramesh R., Bhosle N.B., Sardesai S., Sheshshayee M.S. 2004. Natural isotopic composition of nitrogen in suspended particulate matter in the Bay of Bengal. *Biogeosciences*, **1**(1):63-70. <https://doi.org/10.5194/bg-1-63-2004>.

Kuramoto T. & Minagawa M. 2001. Stable carbon and nitrogen isotopic characterization of organic matter in a mangrove ecosystem on the southwestern coast of Thailand. *Journal of Oceanography*, **57**:421-431. <https://doi.org/10.1023/A:1021232132755>.

Lacerda L.D. 1999. Os manguezais do Brasil. In: Vanucci M. (ed.). *Os manguezais e nós*. São Paulo, Editora da USP, p. 185-196.

Lacerda L.D., Rezende C.E., Martinelli L.A., Ovalle A.R.C., Mozeto A.A., Nogueira F., Victoria R.L., Aragon G.T., Cunha C.T. 1986. Composição isotópica de carbono em componentes de um ecossistema de manguezal na Baía de Sepetiba, RJ. *Ciência e Cultura*, **38**(10):1714-1717.

Lamberth S.J. & Turpie J.K. 2003. The role of estuaries in South African fisheries: economic importance and management implications. *African Journal of Marine Science*, **25**:131-157. [10.2989/18142320309504005](https://doi.org/10.2989/18142320309504005).

Lang G., Schubert R., Markofsky M., Fanger H.-U., Grabemann I., Krasemann H. L., Neumann L.J.R., Riethmüller R. 1989. Data interpretation and numerical modeling of the mud and

suspended sediment experiment 1985. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C10):14381-14393. [10.1029/jc094ic10p14381](https://doi.org/10.1029/jc094ic10p14381).

Lara R.J. 2003. Amazonian mangroves—a multidisciplinary case study in Pará State, North Brazil: introduction. *Wetlands Ecology and Management*, **11**(4):217-221. <https://doi.org/10.1023/A:1025012914237>.

Lentz S.J. & Limeburner R. 1995. The Amazon River Plume during AMASSEDs: Spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **100**(C2):2355-2375. <https://doi.org/10.1029/94JC01411>.

Lerczak J.A., Geyer W.R., Chant R. J. 2006. Mechanisms driving the time-dependent salt flux in a partially stratified estuary. *Journal of Physical Oceanography*, **36**(12):2296-2311. <https://doi.org/10.1175/JPO2959.1>.

Li M., Guo Y., Cai W.J., Testa J.M., Shen C., Li R., Su J. 2023. Projected increase in carbon dioxide drawdown and acidification in large estuaries under climate change. *Communications Earth & Environment*, **4**(1):68. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00733-5>.

Lima E.A.R., Siqueira G.W., Lima W.N.de, Mendes A.S. 2004. Aplicação da técnica de infravermelho na identificação e caracterização da matéria orgânica nos sedimentos de fundo da plataforma continental do Amazonas. *Geochimica Brasiliensis*, **18**(1):46-53.

Lima I. F., Prata T.C., Lima A.M.M.de. 2017. Análise da paisagem aplicada a bacia do rio Gurupi PA/MA. In: 22º Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Florianópolis. *Anais[...]*. Disponível em: <http://anais.abrh.org.br/works/2966>. Acesso em 20 ago. 2020.

Liu D., Li X., Emeis K.C., Wang Y., Richard P. 2015. Distribution and sources of organic matter in surface sediments of Bohai Sea near the Yellow River Estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **165**:128-136. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.09.007>.

Lyons W.B. 1982. Review of estuaries and nutrients. In: Neilson B.J. & Cronin L.E. (ed.). *Estuaries and nutrients*. [S.l., s.n], p.326–326.

Magalhães A., Costa R.D., Liang T.H., Pereira L.C.C., Ribeiro M.J.S. 2006. Spatial and temporal distribution in density and biomass of two *Pseudodiaptomus* species (Copepoda: Calanoida) in the Caeté river estuary (Amazon region-North of Brazil). *Brazilian Journal of Biology*, **66**(2):421-430. <https://doi.org/10.1590/S1519-69842006000300006>.

Manning A.J., Bass S.J., Dyer K.R. 2006. Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions. *Marine Geology*, **235**(1-4):193-211. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.014>.

Marengo J.A. 1995. Variations and change in South American streamflow. *Climatic Change*, **31**(1):99-117. <https://doi.org/10.1007/BF01092983>.

Mariotti A., Lancelot C., Billen G. 1984. Natural isotopic composition of nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in the Scheldt estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**(3):549-555. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90283-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90283-7).

Martinelli L.A., Victoria R.L., Forsberg B.R., Richey J. E. 1994. Isotopic composition of major carbon reservoirs in the Amazon floodplain. *International Journal of Ecology and Environmental Sciences*, **20**(1):31-46.

Martins E.S.F., Souza Filho P.W.M., Costa F.R., Alves P.J.O. 2007. Extração automatizada e caracterização da rede de drenagem e das bacias hidrográficas do nordeste do Pará ao noroeste do Maranhão a partir de imagens SRTM. In: 13º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis. *Anais[...]* p. 6827-6834.

Martorano L.G., Perreira L.C., Cézar E.G.M., Pereira I.C.B. 1993. Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (KÖPPEN) e deficiência hídrica (Thornthwhite, Mather). Belém, SUDAM; EMBRAPA; SNLCS. 53 p.

McDaniel D.K., McLennan S.M., Hanson G.N. 1997. Provenance of Amazon fan muds: constraints from Nd and Pb isotopes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **155**:169-176.

Mcknight P.E. & Najab J. 2010. Mann-whitney U Test. *The Corsini encyclopedia of psychology*, 1-1. <https://doi.org/10.1002/9780470479216.corpsy0524>.

McLachlan R.L., Ogston A.S., Allison M.A. 2017. Implications of tidally-varying bed stress and intermittent estuarine stratification on fine-sediment dynamics through the Mekong's tidal river to estuarine reach. *Continental Shelf Research*, **147**(1):27-37. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.07.014>.

McTiernan K.B., Jarvis S.C., Scholefield D., Hayes M.H.B. 2001. Dissolved organic carbon losses from grazed grasslands under different management regimes. *Water research*, **35**(10):2565-2569. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(00\)00528-5](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(00)00528-5).

Meade R.H. 1985. Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84. *U.S. Geological Survey, Open-file Report* 85-492.

Meade R.H., Dunne T., Richey J.E., Santos U.D.M. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**(4698):488-490. <https://doi.org/10.1126/science.228.4698.4>

Meade R.H., Nordin C.F., Curtis W.F., Rodrigues F.M.R, Vale C.M.do, Edmond J.M. 1979. Sediment loads in the Amazon River. *Nature*, **278**(5700):161-163. <https://doi.org/10.1038/278161a0>.

Medeiros Filho L.C., Lafon J.M., Souza Filho P.W.M. 2016. PbSrNd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences*, **70**:36-48. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.012>.

Mendes R.M.L., Mourão F. V., Sousa A.C.S.R., Monteiro E.L.P. 2015. Caracterização e delimitação da bacia hidrográfica do rio Curuçá na Resex Mãe Grande, Curuçá-Pa. In: 28º Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental, Rio de Janeiro. *Anais[...]* p.1-6.

- Menezes M.O.B., Freitas, P.P., Baltazar L.R.S., Rollnic M., Pinheiro L. 2013. Estuarine processes in macro-tides of Amazon estuaries: A Study of Hydrodynamics and Hydrometeorology in the Marajó Bay (Pará-Brazil). *Journal of Coastal Research*, **65**(10065):1176-1181. <https://doi.org/10.2112/SI65-199.1>.
- Menezes M.P.M.D., Berger U., Mehlig U. 2008. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão States, north Brazil. *Acta Amazonica*, **38**:403-420. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672008000300004>.
- Meyers P. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, **114**:289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0).
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**(5-6):213-250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1).
- Miller J.R., Mackin C., Orbock M.S.M. 2015. *Application of geochemical tracers to fluvial sediment*. Netherland, Springer Internacional Publishing, 148p.
- Milliman J.D. & Farnsworth K.L. (ed.). 2011. *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*. Cambridge, Cambridge University Press, 394p.
- Milliman J.D., Summerhayes C.P., Barretto H.T. 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geological Society of America Bulletin*, **86**(5):610-614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<610:QSOTAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<610:QSOTAC>2.0.CO;2).
- Minagawa M. & Wada E. 1986. Nitrogen isotope ratios of red tide organisms in the East China Sea: a characterization of biological nitrogen fixation. *Marine Chemistry*, **19**(3):245-259. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(86\)90026-5](https://doi.org/10.1016/0304-4203(86)90026-5).
- Miranda L.B., Castro B.M., Kjerfve B. (ed.). 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. São Paulo, Edusp. 417 p.
- Moller G.S., Novo E.M.D.M., Kampel M. 2010. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. *Continental Shelf Research*, **3**(3-4):342-352. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.11.015>.
- Monteiro M.C., Jiménez J.A., Pereira L.C.C. 2016. Natural and human controls of water quality of an Amazon estuary (Caeté-PA, Brazil). *Ocean & Coastal Management*, **124**:42-52. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.01.014>.
- Moraes B.C., Costa J.M.N., Costa A.C.L., Costa M.H. 2005. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica*, **35**(2):207-214. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672005000200010>.
- Muller-Karger F.E., McClain C.R., Richardson P.L. 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, **333**(6168):56-59. <https://doi.org/10.1038/333056a0>.
- Nascimento Jr. W.R. 2016. *Análise da dinâmica das áreas de manguezal no litoral norte do Brasil a partir de dados multisensores e hidrossedimentológicos*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 132 p.

- Nichols G. 2009. Terrigenous clastic sediments: gravel, sand and mud. In: Nichols G. (ed.). *Sedimentology and stratigraphy*. Reino Unido, John Wiley & Sons, p. 5-27.
- Nichols M.M. 1984. Effects of fine sediment resuspension in estuaries. In: Mehta A.J. (ed.). *Estuarine cohesive sediment dynamics*. Berlin, Springer-Verlag, p. 5– 42.
- Nichols M.M. & Biggs R.B. 1985. Estuaries. In: Davis Jr. R.A. (ed.). *Coastal sedimentary environments*. New York, Springer-Verlag, p. 77-186.
- Nicolodi J.L. & Petermann R.M. 2010. Potential vulnerability of the Brazilian coastal zone in its environmental, social, and technological aspects. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences* 5(2):184–204.
- Niemirycz E., Gozdek J., Koszka-Maron D. 2006. Variability of organic carbon in water and sediments of the Odra river and its Tributaries. *Polish Journal of Environmental Studies*, 15(4):557-563.
- Nittrouer C.A. & Demaster D.J. 1986. Sedimentary processes on the Amazon Continental Shelf: past, present, and future research. *Continental Shelf Research*, 6(1-2):5-30. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90051-8).
- Nittrouer C.A., DeMaster D.J., Kuehl S.A., Figueiredo Jr A.G., Sternberg R.W., Faria L.E.C., Silveira O.M., Allison M.A, Kineke G.C, Ogston A.S., Souza Filho P.W.M, Asp N.E., Nowacki D.J., Fricke A.T. 2021. Amazon sediment transport and accumulation along the continuum of mixed fluvial and marine processes. *Annual Review of Marine Science*, 13:501-536. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060457>.
- Nittrouer C.A., Kuehl S.A., DeMaster D.J., Kowsmann R.O. 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4):444-458. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<444:TDNOAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<444:TDNOAS>2.0.CO;2).
- Nittrouer C.A., Kuehl S.A., Sternberg R.W., Figueiredo Jr A.G., Faria, L.E. 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125(3-4):177-192. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00075-A](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00075-A).
- Nowacki D.J., Ogston A.S., Nittrouer C.A., Fricke A.T., Van P.D.T. 2015. Sediment dynamics in the lower Mekong River: Transition from tidal river to estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(9):6363-6383. <https://doi.org/10.1002/2015JC010754>.
- Odum W.E. 1988. Comparative ecology of tidal freshwater and salt marshes. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 19(1):147-176. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.19.110188.001051>.
- Officer C.B. 1981. Physical dynamics of estuarine suspended sediments. *Marine Geology*, 40(1-2):1-14. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90039-6).
- Oksanen J., Blanchet F.G., Kindt R., Legendre P., Minchin P.R., O'Hara R. B., Wagner H. 2015. R package version 2.5-7. Disponível em: <https://CRAN.R-project.org/package=vegan>. Acesso em: 01 nov 2021.

Oltman R.E. 1968. *Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon river*. US Government Printing Office, 16 p.

Onofre C.R.E, Celino J.J., Nano R.M.W., Queiroz A.F.S. 2007. Biodisponibilidade de metais traços nos sedimentos de manguezais da porção norte da Baía de Todos os Santos, Bahia, Brasil. *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, **7**(2):65-82.

Ossani P.C. & Cirillo M.A. 2021. *MVar.pt*: análise multivariada. R package version 2.1.4. Disponível em: <https://CRAN.R-project.org/package=MVar.pt>. Acesso em: 01 nov 2021.

Parra M. & Pujos M. 1998. Origin of late Holocene fine-grained sediments on the French Guiana shelf. *Continental shelf Research*, **18**(13):1613-1629. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00053-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00053-3).

Pattanayak A.A., Swain S., Behera R.R., Sharma S.D., Panda C.R., Mohanty P.K. 2024. Variability in water quality of two meso-tidal estuaries of Odisha, East Coast of India. *Journal of Marine Systems*, **241**:103919. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2023.103919>.

Pereira C.T.C., Giarrizzo T., Jesus A.J.S., Martinelli J.M. 2007. Caracterização do efluente de cultivo de *Litopenaeus vannamei* no estuário do rio Curuçá (PA). In: Barroso G.F., Poersch L.H.S., Cavalli R.O. (ed.). *Sistemas de cultivos aquícolas na zona costeira do Brasil: recursos, tecnologias, aspectos ambientais e sócio econômicos*. Rio de Janeiro, Editora do Museu Nacional, p. 291-301.

Pereira F.S. & Vieira I.C.G. 2019. Anthropogenic transformation in the Gurupi river basin, eastern Amazon. *Sustainability in Debate/Sustentabilidade em Debate*, **10**(3): 212-223.

Pereira Filho J., Schettini C.A.F., Rörig L., Siegle E. 2001. Intratidal variation and net transport of dissolved inorganic nutrients, POC and chlorophyll a in the Camboriú River estuary, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **53**(2):249-257. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0782>.

Pereira L.C.C., Mendes C.M., Monteiro M.C.de, Asp N.E. 2009. Morphological and sedimentological changes in a macrotidal sand beach in the Amazon littoral (Vila Dos Pescadores, Pará, Brazil). *Journal of Coastal Research*, **1**:113–117. <https://doi.org/10.2307/25737548>.

Postma H. 1967. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. *American Association of Advanced Sciences*, **83**(1):158-179.

Pritchard D.W. 1967. What is an estuary? Physical viewpoint. In: Lauff G.H. (ed.). *Estuaries*. Washington, American Association for the Advancement of Science, p. 3-5.

R Core Team. 2019. *R: a language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria. Disponível em: <https://www.R-project.org/>. Acesso em: 01 nov 2021.

Robins P.E., Skov M.W., Lewis M.J., Giménez L., Davies A.G., Malham S.K., Neil S.P., McDonald J.E., Whitton T.A., Jackson S.E., Jago C.F. 2016. Impact of climate change on UK estuaries: A review of past trends and potential projections. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **169**:119-135. Impact of climate change on UK estuaries: a review of past trends and potential projections.

Roddaz M., Viers J., Moreira-Turcq P.F., Blondel C., Sondag F., Guyot J.L., Moreira L.S. 2014. Evidence for the control of the geochemistry of Amazonian floodplain sediments by stratification of suspended sediments in the Amazon. *Chemical Geology*, **387**:101-110. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.07.022>.

Rodrigues C.C.S., Santos L.G.G.V., Santos E., Damasceno F.C., Corrêa J.A.M. 2018. Polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments of the Amazon River Estuary (Amapá, Northern Brazil): Distribution, sources and potential ecological risk. *Marine Pollution Bulletin*, **135**:769-775. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.07.053>.

Rodríguez J.J. & Windevoxhel N.J. 1998. *Análisis regional de la situación de la Zona Marina Costera Centroamericana*. Washington, D.C., Banco Inter-Americano de Desenvolvimento BID. No. ENV - 121.

Roig H.L., Moraesregio A.P., Dantas E. L., Meneses P.R., Walde D.H.G., Goia S.M.L. 2005. Assinatura isotópica Sm-Nd de sedimento em suspensão: implicações na caracterização da proveniência dos sedimentos do rio Paraíba do Sul, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4):503-514.

Rollnic M. & Rosário R.P. 2013. Tide propagation in tidal courses of the Pará river estuary, Amazon Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, **65**(10065):1581-1586. <https://doi.org/10.2112/SI65-267.1>.

Rosário R.P., Bezerra M.O., Vinzón S.B. 2009. Dynamics of the saline front in the northern channel of the Amazon River - Influence of Fluvial Flow and Tidal Range (Brazil). *Journal of Coastal Research*, 1414–1418. <https://doi.org/10.2307/25738022>

Rossetti D.F., Truckenbrodt W., Góes A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **1**:25-74.

Rybczyk J.M., Day J.W., Yanez-Arancibia A., Cowan J.H. 2013. Global climate change and estuarine systems. In: Day J.W., Crump B.C., Kemp W.M., Yanez-Arancibia A. (ed.). *Estuarine ecology*. Hoboken, Nueva Jersey, Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, Inc. Publications, p. 497-518.

Sá J.H.S. 1969. Contribuição à geologia dos sedimentos terciários e quaternários da região Bragantina. *Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro*, **3**:21-36.

Santos R.V., Sondag F., Cochonneau G., Lagane C., Brunet P., Hattingh K., Chaves J.G.S. 2015. Source area and seasonal $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in rivers of the Amazon basin. *Hydrological processes*, **29**(2):187-197. <https://doi.org/10.1002/hyp.10131>.

Sapkota Y., Bargu S., White J.R. 2023. Temporally-displaced Mississippi River spring flood pulse shows muted aquatic ecosystem response in estuarine waters: A climate change warning for coastal foodwebs. *Science of The Total Environment*, **874**:162623. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.162623>.

Sarkar D. 2008. *lattice: multivariate data visualization with R*. New York, Springer-Verlag, 268 p. Disponível em: <http://lmdvr.r-forge.r-project.org>. Acesso em: 01 nov 2021.

Scanes E., Scanes P.R., Ross P.M. 2020. Climate change rapidly warms and acidifies Australian estuaries. *Nature Communications*, **11**(1):1803. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15550-z>.

Schaeffer-Novelli Y. (ed.). 1995. *Manguezal: ecossistema entre a terra e o mar*. São Paulo, Caribbean Ecological Research, 64 p.

Schaeffer-Novelli Y., Cintrón-Molero G., Adaime R.R., de Camargo T.M. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, **13**(2):204-218. <https://doi.org/10.2307/1351590>.

Schettini C.A.F. 2002. Caracterização física do estuário do Rio Itajaí-Açu, SC. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **7**(1):123-142.

Schettini C.A.F., Pereira M.D., Siegle E., Miranda L.B., Silva M.P. 2013. Residual fluxes of suspended sediment in a tidally dominated tropical estuary. *Continental Shelf Research*, **70**:27-35. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.006>.

Schubel J.R. 1968. Turbidity maximum of the northern Chesapeake Bay. *Science*, **161** (3845):1013-1015. <https://doi.org/10.1126/science.161.3845.1013>

Serejo J.H.F. 2014. *Desvendando as fontes de matéria orgânica para os sedimentos de uma área de manguezal sob a influência de macromaré: complexo estuarino de São Marcos, Maranhão, Brasil*. MS Dissertation, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, 65 p.

Seyler P.T. & Boaventura G.R. Trace elements in the Mainstem Amazon River. 2001. In: McClain M.E., Victoria R. L., Richey J. E. (ed.). *The biogeochemistry of the Amazon basin*. New York, Oxford University Press, p. 307-327.

Silva A.M.M, Asp N.E., Gomes V.J., Ogston A.S. 2023a. impacts of inherited morphology and offshore suspended-sediment load in an Amazon estuary. *Estuaries and Coasts*, **46**(7):1709-1722. <https://doi.org/10.1007/s12237-023-01253-3>.

Silva A.M.M., Asp N.E., Gomes V.J., Braga A.A., Gomes J.D., Fricke A.T., Souza Filho P.W.M., Souza T.P., Almeida P.D., Ogston A.S. Nittrouer C.A. 2021. Recent sedimentation in an Amazon tidal tributary: Integrated analysis of morphology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences*, **107**:103134. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103134>.

Silva A.M.M., Glover H.E., Josten M.E., Gomes V.J., Ogston A.S., Asp N. E. 2023b. Implications of a large river discharge on the dynamics of a tide-dominated Amazonian estuary. *Water*, **15**(5):849. <https://doi.org/10.3390/w15050849>.

Silva A.N.C., Santos D.G.K.G., Santos E.C., Rodrigues J.C.A. 2012. *Inventário da oferta e infra-estrutura turística do município de Curuçá – PA*. Prefeitura municipal de Curuçá - Secretaria de Turismo. Disponível em: http://www.setur.pa.gov.br/sites/default/files/pdf/inventario_curuca.pdf. Acesso em 27 jul. 2020.

Silva J.B., Galvêncio J.D., Barros A.C.C.de, Silva D.G.da, Machado C.C.C. 2011. Classificação Geomorfológica dos Estuários do Estado de Pernambuco (Brasil) com Base em Imagens do LANDSAT 5/TM (Geomorphologic classification of estuaries of the state of Pernambuco (Brazil) based on Landsat 5 TM images). *Revista Brasileira de Geografia Física*, **4** (1):118-133.

Silva M.C. 2000. Estuários – critérios para uma classificação ambiental. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5:25-35.

Silva M.A.B., Bernini E., Carmo T.M.S. 2005. Características estruturais de bosques de mangue do estuário do rio São Mateus, ES, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, 19 (3):465–471. <https://doi.org/10.1590/S0102-33062005000300006>.

Silveira J.D. 1972. Morfologia do litoral. In: Azevedo A. (ed.). *Brasil, a terra e o homem*. São Paulo, Companhia Editora Nacional. p. 253-305.

Siqueira G.W. & Aprile F.M. 2012. Distribuição de mercúrio total em sedimentos da plataforma continental Amazônica: Brasil. *Acta Amazonica*, 42(2):259-268. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672012000200012>.

Soares Júnior A.V., Hasui Y., Costa J.B.S., Machado F.B. 2010. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociências*, 30:669–692.

Soares M.C. 2007. *Aplicação de geoindicadores e isótopos de Sr e Pb como traçadores no estudo geoquímico de sistemas fluviais: o exemplo do Rio Mampitube (RS/SC)*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 232 p.

Souza-Filho P.W., Lessa G.C., Cohen M.C., Costa F.R., Lara R.J. 2009. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the eastern Amazon coast, Northern Brazil. In: Dillenburg S.R. & Hesp P.A. (ed.). *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. Berlin, Heidelberg, Springer, p. 347-375.

Souza-Filho P.W.M. 2005. Costa de manguezais de Macromaré da Amazônia: Cenários morfológicos, mapeamento e quantificação a partir de dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23 (4):427-435.

Souza-Filho P.W.M., Cunha E.R.S.P., Sales M.E.C., Souza L.F.M.O., Costa F.R. (ed.). 2005. *Bibliografia da Zona Costeira Amazônica*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, Universidade Federal do Pará, Petrobrás, 401 p.

Souza-Filho P.W.M., El-Robrini M. 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da Planície Costeira Bragantina, Nordeste do Pará, Brasil. *Geonomos*, 4(2):1-16. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.197>.

Souza-Filho P.W.M. & El-Robrini M. 2000. Geomorphology of the Bragança coastal zone, northeastern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):518-522.

Souza J.R.B., Zucchi M.do Rosário, Costa A.B., Azevedo A.E.G.de, Spano S. 2017. Geochemical markers of sedimentary organic matter in Todos os Santos Bay, Bahia–Brazil. Indicators of sources and preservation. *Marine Pollution Bulletin*, 119 (2):239-246. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.04.020>.

Spano S., Belem A.L., Doria R.N., Zucchi M.D.R., Souza J.D., Costa A.B., Azevedo A.E.G.de. 2014. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter of Nova Viçosa-Caravelas estuarine complex, southern Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (1):13-21. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400010003.

- Statham P.J. 2012. Nutrients in estuaries—an overview and the potential impacts of climate change. *Science of the Total Environment*, **434**:213-227. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2011.09.088>.
- Sternberg R.W. 1986. Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marine Geology*, **6**(3):243– 260. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(68\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(68)90033-9).
- Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, **63**(11):1117-1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2).
- Strickland J.D.H. & Parsons T.R. (ed). 1972. *A practical handbook of seawater analysis*. 2nd ed. Fisheries Research Board of Canada Bulletin, 167p.
- Suguio K. (ed.). 2003. *Geologia sedimentar*. [S.l.], Editora Blucher, 416 p.
- Suguio K. 1973. *Introdução a sedimentologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher. EDUSP, 317p.
- Teódulo M.J.R. 2017. *Geoquímica elemental, mineralogia e isótopos de Sr, Nd e Pb em sedimentos de fundo no baixo curso do rio Amazonas e tributários: considerações sobre proveniência e mistura de sedimentos*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p.
- Thrush S.F., Townsend M., Hewitt J.E., Davies K., Lohrer A.M., Lundquist C., Cartner K., Dymond J. 2013. The many uses and values of estuarine ecosystems. In: Dymond J. R. (ed.). *Ecosystem services in New Zealand—conditions and trends*. New Zealand, Manaaki Whenua Press, Lincoln, p. 226-237.
- Tomlinson P.B. 1986. *The botany of mangroves*. London, Cambridge University Press, 418 p.
- Trindade L.N. & Aguiar P.F. 2020. Reserva extrativista (RESEX) marinha Mãe Grande de Curuçá: gestão ambiental e possibilidade de turismo na comunidade da Vila de Mutucal. *Papers do NAEA*, **28**(2):198-225.
- Uncles R.J. & Stephens J.A. 1989. Distributions of suspended sediment at high water in a macrotidal estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C10):14395-14405. <https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14395>.
- Usui T., Nagao S., Yamamoto M., Suzuki K., Kudo I., Montani, S., Noda A., Minagawa M. 2006. Distribution and sources of organic matter in surficial sediments on the shelf and slope off Tokachi, western North Pacific, inferred from C and N stable isotopes and C/N ratios. *Marine Chemistry*, **98**(2-4):241-259. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2005.10.002>.
- Valle-Levinson A. 2010. Definition and classification of estuaries. In: Valle-Levinson A. (ed.). *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge, UK, Cambridge University Press, p. 1-11.
- Vannucci M. 1999. *Os manguezais e nós: uma síntese de percepções*. São Paulo, EDUSP, 309 p.

- Viers J., Roddaz M., Filizola A., Guyot J., Sondag F., Brunet P., Zouiten C., Boucaycard C., Martin F., Boaventura G.R. 2008. Seasonal and provenance controls on Nd–Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **274**(3-4):511-523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.011>.
- Wada E., Miyazaki T., Hattori A. 1971. ^{15}N abundance in nitrogenous compounds in the sea. *Proc. 1971 Fall Meet. Oceanogr. Soc. Japan*, 227-231.
- Wellershaus S. 1981. Turbidity maximum and mud shoaling in the Weser estuary. *Archiv für Hydrobiologie*, **92**(2):161-198.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**(5):377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>.
- Wickham H. (ed.). 2016. *ggplot2: elegant graphics for data analysis*. New York, Springer-Verlag, 213 p. Disponível em: <https://ggplot2.tidyverse.org>. Acesso em: 01 nov 2021.
- Winterwerp J.C. & van Kesteren W.G.M. 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. In: van Loon T. (ed.). *Developments in sedimentology*. Amsterdam, Elsevier, 466 p.
- Wolanski E. & Elliott M. 2015. *Estuarine ecohydrology: an introduction*. [S.l.], Elsevier, 322p.
- Woodroffe C., Chappell J.M.A., Thom B.G. 1986. *Geomorphological dynamics and evolution of the South Alligator tidal river and plains, Northern Territory*. Brinkin, NT, The Australian National University, North Australia Research Unit (NARU).
- Woodroffe C.D. 2002. Coastal processes. In: Woodroffe C.D. (ed.). *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 90-142.
- Xavier D.A., Santos V.F., Miranda A.G.O., Berrêdo J.F. 2020. Determination of background geochemistry of an Amazon estuary: The Cuñaní Estuary–Amapá. *Marine Pollution Bulletin*, **155**(1):111144.
- Yeshaneh E., Eder A., Blöschl G. 2013. Temporal variation of suspended sediment transport in the Koga catchment, Northwestern Ethiopia and environmental implications. *Hydrological Processes*, **28**(24):5972-5984. <https://doi.org/10.1002/hyp.10090>.
- Yu D., Liu S., Li G., Zhong Y., Liang J., Shi J., Liu X., Wang, X. 2022. The River–Sea Interaction off the Amazon Estuary. *Remote Sensing*, **14**(4):1022. <https://doi.org/10.3390/rs14041022>.



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: Ariane Maria Marques da Silva

CPF: 880.531.302-59

Matrícula: 202001780003

Telefone (91) 98032-7796

e-mail: ariianemarques@hotmail.com

Curso/Programa: Doutorado / Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Nils Edvin Asp Neto

Coorientador: _____

Data da Defesa: 14/06/2024

Título/Subtítulo: A pluma do rio Amazonas: fonte, dinâmica e transporte de sedimentos para estuários e manguezais do litoral leste amazônico

Tipo do documento: () TCC¹ () TCCE² () Dissertação (☒) Tese () Artigo Científico

() Livro () Capítulo de livro () Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Ariane Maria Marques da Silva

Autor

Belém, 13 de maio de 2024

Local e Data

¹ Trabalho de Conclusão de Curso

² Trabalho de Conclusão de Especialização



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ () Dissertação (X) Tese () Artigo Científico () Livro () Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento

2. Informações sobre a obra:

Autor: Ariane Maria Marques da Silva

RG: 5613864 CPF: 880.531.302-59 E-mail: arianemarques@hotmail.com

Telefone: (91) 98032-7796 Curso/Programa: Doutorado / Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Nils Edvin Asp Neto Coorientador: _____

Título do documento:

A pluma do rio Amazonas: fonte, dinâmica e transporte de sedimentos para estuários e manguezais do litoral leste amazônico

Data da defesa: 14/06/2024 Área do Conhecimento: Ciências Exatas e da Terra

Agência de Fomento (se houver): Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES)

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: () Total () Parcial (X) Sem restrição

Justificativa de restrição total*: _____

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos: _____

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 14 / 06 / 2024

4. Permissões⁵

Permite o uso comercial da obra? () Sim (X) Não / Permitir modificações na obra? () Sim (X) Não

O documento está sujeito a patentes? () Sim (X) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (X) Não

Belém, 13 de maio de 2024

Local e Data

Ariane Maria Marques da Silva

Assinatura do autor

³Trabalho de Conclusão de Curso

⁴Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵Creative Commons Internacional 4.0



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

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de ARIANE MARIA MARQUES DA SILVA

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **ARIANE MARIA MARQUES DA SILVA** orientanda do Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (UFPA), e composta pelos professores doutores Eduardo Siegle (Membro-USP), José Francisco Berrêdo Reis da Silva (Membro-MPEG), Pedro Andrés Chira Oliva (Membro-UFPA), Pedro Walfir Martins e Souza Filho (Membro-UFPA) após apresentação da sua tese intitulada "**PLUMA DO RIO AMAZONAS: FONTE, DINÂMICA E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS PARA ESTUÁRIOS E MANGUEZAIS DO LITORAL LESTE AMAZÔNICO**", emite o seguinte parecer:

A candidata realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura, no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de dois artigos publicados em periódicos de impacto internacional, e um terceiro manuscrito a ser submetido. Dessa forma, todos os artigos atendem às exigências básicas para uma tese de doutorado.

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

Belém, 14 de junho de 2024

Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto (Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Eduardo Siegle (Membro-USP)

Documento assinado digitalmente

gov.br

JOSE FRANCISCO BERRÊDO REIS DA SILVA

Data: 14/06/2024 19:07:30-0300

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

Prof. Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva (Membro-MPEG)

Documento assinado digitalmente

gov.br

PEDRO ANDRES CHIRA OLIVA

Data: 15/06/2024 10:21:44-0300

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

Prof. Dr. Pedro Andrés Chira Oliva (Membro-UFPA)

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