



## HIDRODINÂMICA NOS CANAIS QUE CONECTAM O RIO AMAZONAS E O CANAL PARÁ

Laíssa Régia Sarmiento Baltazar

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo  
Susana Beatriz Vinzón

Rio de Janeiro  
Abril de 2019

HIDRODINÂMICA NOS CANAIS QUE CONECTAM O RIO AMAZONAS E O CANAL PARÁ

Laíssa Régia Sarmiento Baltazar

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

Examinada por:

---

Prof. Marcos Nicolás Gallo, D. Sc.

---

Prof. Susana Beatriz Vinzón, D. Sc.

---

Prof. Jean-David Caprace, D. Sc.

---

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, Ph.D.

---

Prof. Josefa Varela Guerra, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

ABRIL DE 2019

Baltazar, Laíssa Régia Sarmento

Hidrodinâmica nos Canais que Conectam o Rio Amazonas e o Canal Pará/ Laíssa Régia Sarmento Baltazar. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

X, 85p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo

Susana Beatriz Vinzón

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2019.

Referências Bibliográficas: p. 82-85.

1. Estuários de multicanais. 2. Marés. 3. Estreitos de Breves. I. Gallo, Marcos Nicolás *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

Dedico  
este trabalho à Laíssa de março de  
2011, que levou um choque de  
realidade ao iniciar o processo de  
pós-graduação. Mas que, mesmo  
com todas as dificuldades e medos,  
não desistiu dos objetivos traçados.  
À ela eu digo: “Parabéns mulher, tu  
conseguieste!”.

Agradeço a cada pessoa, que de uma forma ou de outra, me auxiliou nessa grande empreitada que foi o desenvolvimento dessa pesquisa.

À minha família, que sempre me apoiou e incentivou nessa busca pessoal de elevar o conhecimento, ao mesmo tempo em que tento contribuir para ciência. Mesmo com meus pais ainda perguntando “fez mestrado/doutorado em quê?” e “o que tu faz o teu trabalho mesmo?”.

Aos meus amigos, espalhados pelo mundo, que sempre compartilharam comigo das dores e alegrias que é a vida acadêmica.

Aos parceiros do LDSC, que sempre contribuíram com questões e sugestões ao longo desses tantos anos de convivência.

Falando em convivência, um agradecimento extra aos amigos mais íntimos, com quem construí parcerias pra vida e compartilhei boas lembranças. Gratidão pela amizade!

Agradeço aos meus orientadores, que se dedicaram muito para o sucesso desta pesquisa. Em especial ao Prof. Marcos, que foi verdadeiramente parceiro nos descobrimentos e desenrolar do trabalho durante todo o processo.

Agradeço imensamente aos membros da banca, que se dispuseram a contribuir com nossa pesquisa através de sua experiência e conhecimentos. MUITÍSSIMO obrigada!

Agradeço também à instituição de fomento CNPq, pela bolsa concedida durante o desenvolvimento da pesquisa.

Diz-se que, mesmo antes de um rio cair no oceano ele treme de medo. Olha para trás, para toda a jornada, os cumes, as montanhas, o longo caminho sinuoso através das florestas, através dos povoados, e vê à sua frente um oceano tão vasto que entrar nele nada mais é do que desaparecer para sempre.

Mas não há outra maneira. O rio não pode voltar. Ninguém pode voltar. Voltar é impossível na existência. Você pode apenas ir em frente. O rio precisa se arriscar e entrar no oceano.

E somente quando ele entra no oceano é que o medo desaparece. Porque apenas então o rio saberá que não se trata de desaparecer no oceano, mas tornar-se oceano.

Por um lado é desaparecimento e por outro lado é renascimento. Assim somos nós. Só podemos ir em frente e arriscar.

**Coragem!! Avance firme e torne-se Oceano!!!**

Sempre permaneça aventureiro. Por nenhum momento se esqueça de que a vida pertence aos que investigam.

Ela não pertence ao estático. **Ela pertence ao que flui."**

Osho

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

## HIDRODINÂMICA NOS CANAIS QUE CONECTAM O RIO AMAZONAS E O CANAL PARÁ

Laíssa Régia Sarmiento Baltazar

Abril/2019

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo  
Susana Beatriz Vinzón

Programa: EngenhariaOceânica

Os sistemas estuarinos geralmente apresentam padrões complexos de canais sujeitos a forçantes de maré por mais de uma embocadura. Pesquisas têm relatado que os fluxos através de multicanais são controlados pela magnitude e fase da forçante de maré e como as marés influenciam na distribuição da vazão fluvial dentre os canais. O rio Amazonas e o canal Pará estão conectados por uma complexa rede de canais, que liga dois grandes sistemas estuarinos localizados no Norte do Brasil. As principais forçantes hidrodinâmicas são a vazão do rio Amazonas e as macro-marés convergindo ao longo dos multicanais. Através de dados e modelo numérico, analisou-se o comportamento das marés ao longo dos dois principais canais de conexão: Tajapurú e Breves. Os resultados dos níveis e velocidades da água apontaram uma onda mais progressiva propagando-se do Canal Sul do Amazonas em direção ao Canal Pará. A análise da fase da componente  $M_2$  apontou a zona de convergência de maré. O comportamento de onda de maré mais estacionário é observado conforme a onda de maré se propaga do Canal Pará até a zona de convergência. O fluxo residual é consistentemente dirigido do Canal Sul para o Canal Pará, indicando a importância do aporte fluvial do rio Amazonas ao sistema de canais. No entanto, o efeito de maré é importante na distribuição do fluxo residual, principalmente quando considerados interações não lineares (componentes  $M_4$  e  $M_{sf}$ ).

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

THE HYDRODYNAMIC OF THE CHANNEL THAT CONNECTS THE AMAZON RIVER AND  
PARÁ CHANNEL

Laíssa Régia Sarmiento Baltazar

April/2019

Advisors: Marcos Nicolás Gallo  
Susana Beatriz Vinzón

Department: Oceanic Engineering

Estuaries systems often have complex channels patterns subject to tidal forcing from different entrances. Many researches have been relating that the flows through multi-channel are controlled by the magnitude and phase of tidal forcing and how the tides influence river discharge division over distributaries. The Amazon River and Para channel are connected by a complex channel network and join two large estuarine systems and different hydrologic basins located at North of Brazil. The main hydrodynamic forcings are the large discharge of Amazon River and the macro-tides entering from the ocean, converging along the multi-channels. This research used data and numerical model to analyze the tidal behavior along the two main connecting channels: Tajapurú and Breves. The analysis of the phase of M2 component pointed the tidal convergence zone, which did not show changes with Amazon River seasonality. Results of water levels and velocities pointed a more progressive tidal wave propagating from the Amazon South channel towards the Para channel. A more standing tidal wave behavior is shown for the tidal wave propagating from the Para channel up to the convergence zone. Residual flow is consistently directed from Amazon South channel towards Para channel. It is shown that the main factor influencing this exporting flow is the Amazon River seasonality. However, the tidal effect is important, especially the fluxes due the asymmetries (compound M4) and non linear interactions (compound Msf).



## Sumário

---

1.	Introdução .....	1
1.1.	Área de Estudo – Estreito de Breves.....	3
1.2.	Motivação e objetivos específicos .....	5
2.	Referencial Teórico .....	7
2.1.	Propagação da Maré .....	7
2.2.	Harmônico Composto ( $M_{sf}$ ) e Sobre-marés ( $M_4$ ).....	9
2.3.	Sistemas de multicanais e zonas de convergência barotrópica .....	13
2.4.	Distribuição de vazões em estuários de multicanais .....	16
3.	Métodos .....	18
3.1.	Base de Dados .....	18
3.2.	Modelagem Hidrodinâmica .....	24
3.3.	Modelo simplificado .....	24
3.4.	Modelo Amazonas-Pará .....	25
4.	Artigo 1: Encontro de Marés em um Sistema de Multicanais que Conectam dois Estuários Distintos – uma Abordagem Simplificada .....	28
4.1.	Introdução.....	28
4.2.	Métodos.....	29
4.2.1.	Área de Estudo.....	29
4.2.2.	Base de Dados.....	30
4.3.	Resultados e Discussões .....	32
4.3.1.	Estudo da Amplitude .....	33
4.3.2.	Estudo da Fase .....	34
4.3.3.	Estudo da celeridade .....	36
4.3.4.	Estudo da relação altura e velocidade (h-v) .....	38
4.3.5.	Estudo dos residuais .....	41
4.4.	Conclusões.....	45
5.	Artigo 2: The Hydrodynamic of the MultiChannel that connects the Amazon River and Pará channel. (em inglês, submetido a Estuaries and Coasts).....	47
5.2.	Material and Methods .....	50
5.3.	Results and Discussions.....	57
5.3.1.	$M_2$ phase and amplitude: Convergence zone.....	57
5.3.2.	Water level - Velocity analyses (H-V diagrams): progressive and standing waves .....	60
5.3.3.	Residual velocities and discharges along the channels.....	65
5.4.	Conclusions .....	68
6.	Influência da Maré na distribuição de fluxo residual.....	70

7.	Discussões e considerações finais .....	79
8.	Referências Bibliográficas.....	82

## 1. Introdução

A circulação de água em estuários é um fator importante para diversos estudos de interesses práticos, como o transporte de sedimentos, a dispersão de poluentes, a determinação de níveis e correntes que auxiliam na navegação, dentre outros. Assim, o conhecimento da maré e vazões nesses ambientes são de grande relevância, visto que estes parâmetros têm um papel fundamental na hidrodinâmica estuarina (GALLO, 2004).

Contudo, as feições costeiras e estuarinas frequentemente apresentam padrões de canais conectados, podendo ocorrer a entrada da maré por mais de um destes canais. Quando canais de maré se conectam, a onda que se propaga à montante em um canal afeta as que se propagam nos outros. Segundo Warner *et al.* (2003), o padrão de circulação de água através desses sistemas é controlado pela magnitude e fase da maré nas entradas. A amplitude e fase da velocidade nos canais de maré não são necessariamente as mesmas, e mesmo para marés com a mesma amplitude entrando nesses multicanais, podem ocorrer fluxos residuais resultantes de diferenças morfológicas dos canais conectados, como profundidade, comprimento, rugosidade etc. (BUSCHMAN *et al.*, 2009). A morfologia e o gradiente de pressão gerado influenciam no local onde as ondas de maré se encontram, chamado de zona de convergência barotrópica, podendo apresentar condições favoráveis ao acúmulo de sedimentos e nutrientes (WARNER *et al.*, 2003; MACIEL, 2004; RIGO, 2004; TRAYNUM e STYLES, 2008).

Conforme a onda de maré se propaga à montante em um estuário, a sua energia é dissipada pela descarga fluvial e ocorre a geração de sobre harmônicos de maré. A onda de maré é distorcida e o fluxo submaré é modificado. Essa distorção é intensificada pela presença da descarga fluvial, que participa da geração de harmônicos de sobre-marés (*overtides*) e marés compostas (*compound tides*), como a M4 e a Msf, respectivamente (PARKER, 1991; GODIN, 1991; GALLO e VINZON, 2005). A M4 intensifica os fluxos de enchente comparados aos de vazante (AUBREY and SPEER, 1985; FRIEDRICH e AUBREY, 1988). A Msf causa a modulação do nível médio (GALLO e VINZON, 2005) e da variação quinzenal do fluxo submaré, além de provocar desigualdades na distribuição do fluxo nos sistemas de multicanais (BUSCHMAN *et al.*, 2010).

Um exemplo desses ambientes é o sistema estuarino dos rios Amazonas e Pará, na região norte do Brasil. Neste, o estuário do rio Amazonas (através do Canal Sul) se conecta com o estuário do chamado “Rio Pará”, através de uma rede de canais conhecidos genericamente como Estreitos de Breves (Figura 1). O estuário do rio Pará trata-se de um contínuo estuarino que se inicia na Baía das Bocas (delta Boiuçú/Breves), prossegue pelo chamado “Rio Pará”, área em que recebe toda a massa de águas do rio Tocantins; inclui uma pequena baía frente a Belém, passando à alongada boca do complexo estuarino, sob nome de baía de Marajó. Da baía das Bocas até à frente da baía de Marajó, o rio Pará tem 300 km de extensão (AB’SABER, 2000). No presente trabalho, este será referido, a partir de então, como “Canal Pará”.

Entre 1976 e 1984, a usina hidroelétrica de Tucuruí, uma das maiores da América Latina, foi construída no rio Tocantins, principal afluente do Canal Pará/ Baía do Marajó. Em setembro de 1984, o fluxo do rio Tocantins foi barrado por cerca de dois meses, até o enchimento do reservatório. Medições de condutividade nesse período foram realizadas ao longo da baía do Marajó e constatou-se não haver intrusão salina à montante de 150 km da foz (BARTHEM e SCHWASSMANN, 1994). A baía do Marajó é carregada de sedimentos finos, enquanto o rio Tocantins drena a floresta amazônica e, portanto, é pobre em partículas suspensas. É bem documentado que o Rio Amazonas transporta uma grande carga de sedimentos finos dos Andes (MEADE *et al.*, 1979; LATRUBESSE *et al.*, 2005).

Essas observações levantaram a questão se há contribuição do fluxo (vazão fluvial) do rio Amazonas para a Baía do Marajó. Além disso, como as marés, que adentram pelo Canal Sul e pela Baía do Marajó, somados à descarga fluvial do Amazonas, influenciariam no fluxo dos multicanais de conexão entre os dois estuários.

No intuito de entender essa dinâmica e quantificar o fluxo entre o rio Amazonas e o Canal Pará, esforços iniciais foram empregados, como os trabalhos de Silva (2009), Costa (2013), Costa *et al.* (2016) e Rosário (2016). Esses trabalhos constataram haver uma contribuição do rio Amazonas ao sistema de multicanais, sendo mais significativa no período de cheia.

A foz do Canal Pará possui a característica estuarina de a zona de mistura ocorrer em seu interior, geralmente, na região da baía do Marajó. Já no rio Amazonas, devido a sua elevada vazão fluvial (uma ordem de grandeza maior), não há entrada

de água salgada em seu interior e a zona de mistura ocorre na plataforma continental interna. Os canais dos Estreitos de Breves possibilitam o fluxo do rio Amazonas para o Canal Pará, a ponto de contribuir para o amortecimento do avanço da intrusão salina à montante da Baía do Marajó (BARTHEM e SCHWASSMANN, 1994).

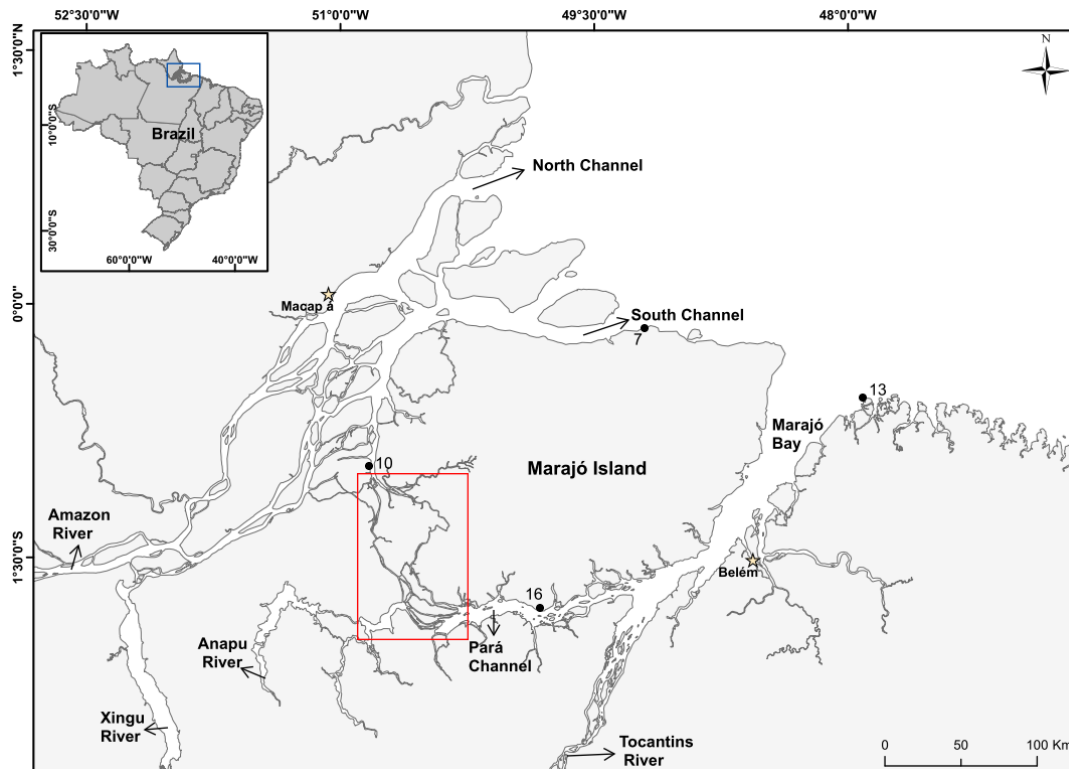
Os Estreitos de Breves têm importância socioeconômica para região, com atividades como a pesca e a navegação, sendo a foz do rio Amazonas e do Canal Pará portas de entrada para diversos portos e outros cursos d'água navegáveis, com localização estratégica para o escoamento de mercadorias para o exterior.

### 1.1. Área de Estudo – Estreito de Breves

A área de estudo do presente trabalho está localizado na região norte do Brasil, abrangendo a foz dos estuários do Amazonas, Pará e, principalmente, a conexão existente entre esses dois sistemas através de múltiplos canais, os Estreitos de Breves (Figura 1).

Dentre as principais características hidrodinâmicas dessa região estão as macromarés e as vazões fluviais. A maré chega à foz do Canal Sul do rio Amazonas e na baía de Marajó (foz do canal Pará) com amplitudes maiores que 4m (Vila Nazaré – 7 e Ponta Taipu – 13), convergindo à montante nos multicanais de conexão. Na entrada dos multicanais pelo Canal Sul (entrada noroeste dos multicanais), a maré apresenta aproximadamente 1,7m de amplitude (Estação Vila Curumú – 10). Enquanto que na entrada pelo Canal Pará (sudeste dos multicanais), a maré apresenta cerca de 1,4m (Estação Curralinho – 16) (Figura 1).

Adicionalmente, a região conta com a descarga fluvial do Rio Amazonas, cuja média é de  $\approx 190000 \text{ m}^3/\text{s}$ . Com valores de médias mensais mínimas e máximas de  $115000 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $250000 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente. E da região hidrográfica Tocantins-Araguaia, que deságua no Canal Pará uma média de  $11000 \text{ m}^3/\text{s}$ , com valores de médias mensais mínimas e máximas de  $\approx 3500 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $38500 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente. (valores baseados em climatologia mensal produzido a partir de dados disponíveis na Agência Nacional de Águas – ANA, 2016).



**Figura 1:** Localização da área de estudo no Brasil (detalhe). O mapa mostra o sistema estuarino Amazonas-Pará, com os canais principais da foz do Rio Amazonas, Canal Norte (North Channel) e Canal Sul (South Channel); a foz do Canal Pará, na baía de Marajó (Marajó Bay), e seu principal tributário, o rio Tocantins. Os pontos pretos (7, 10, 13 e 16) referem-se a estações maregráficas usadas na calibração do modelo (detalhado nos Métodos). E o retângulo vermelho destaca a região dos Estreitos de Breves, onde há a conexão entre os estuários Amazonas e Pará (Fig 2).

Os Estreitos de Breves constituem-se de um entroncamento de feições hidrológicas de grande significância geográfica. Observações feitas em imagens de satélites e cartas topográficas detalhadas puderam caracterizar a região deltaica terminal como sendo um *Finger Delta*: ou seja, um delta de múltiplos braços terminais intercalados por diversos canais alongados – Delta de Breves. (AB’SABER, 2010).

Os principais canais dos Estreitos de Breves são o Tajapuru, a oeste, e o Breves, a leste (Figura 2). Nesses canais ocorre a propagação da onda de maré de norte para sul, proveniente da entrada norte dos Estreitos (Canal Sul do rio Amazonas) e, de sudeste para norte, proveniente da entrada sudeste, localizada na Baía das Bocas, (no Canal Pará). Dessa forma, há a ocorrência de uma zona de convergência das ondas de maré dentro destes canais.

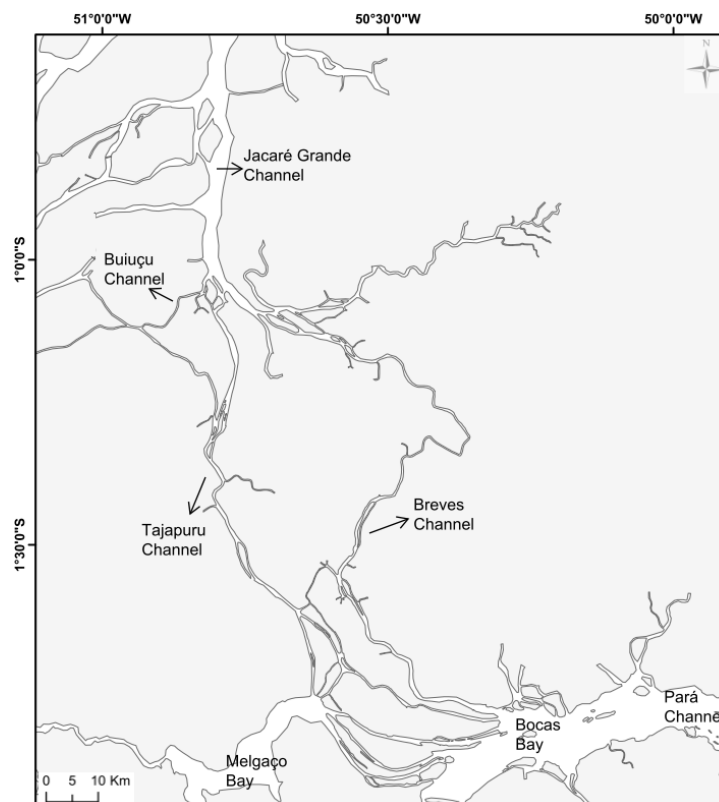


Figura 2: Dealhe da região dos Estreitos de Breves (Figura 1), cujos canais principais são os de Breves e Tajapuru. Destaca-se, ao norte dos multicanais, alguns dos canais de conexão com o Canal Sul do rio Amazonas (Buiuçu e Jacaré Grande); e à sudeste, a região terminal dos multicanais, conhecido como baía das Bocas, onde se inicia o Canal Pará.

## 1.2. Motivação e objetivos específicos

Os sistemas estuarinos do rio Amazonas e do Canal de Pará estão entre os maiores do Brasil e suas hidrodinâmica são regidas principalmente pelas macromarés e altas vazões fluviais. Além da importância inerente a sistemas estuarinos, essa região é uma importante via de navegação, transportando cargas e passageiros. Os principais produtos transportados entre essas hidrovias são grãos, bauxita, minério de ferro, combustíveis, alumina, caulim e semirreboque baú (Agência Nacional de Transporte Aquaviário – ANTAQ, 2015). Nos Estreitos de Breves, atualmente, os comboios que o atravessam podem ter dimensões de até 290m de comprimento e 55m de boca, tendo capacidade para transportar 50 mil tons de carga (16 barcaças de 3.125 tons) (ANTAQ, 2015). Garantir a segurança da navegação com o aumento do tráfego ainda é um desafio para a região.

Outras atividades importantes nos estuários Amazonas-Pará é a pesca, tanto artesanal quanto industrial e a exploração marítima de óleo e gás. Por ser uma

região estuarina com elevada carga de material particulado em suspensão, origina fundos ricos em matéria orgânica, fornecendo condições de habitats ideais para diversas espécies de peixes e camarões. Com relação à atividade de exploração marítima, esta ocorre mais especificamente na bacia da Foz do Amazonas, em águas rasas (até 100m). Ambas atividades aumentam o tráfego marítimo na região. Esforços para o entendimento dos processos hidrodinâmicos e monitoramento dos ecossistemas amazônicos veem sendo realizados há vários anos (GEYER *et al.*, 1991; SOUZA FILHO, 2005; GREGÓRIO e MENDES, 2009; CAVALCANTE *et al.*, 2010; FREITAS *et al.*, 2014; ROSÁRIO, 2016). Contudo, a aquisição de dados são esporádas devido às dificuldades logísticas de acesso e ao alto custo de aquisição e manutenção de equipamentos. Dessa forma, estudos que contribuam para o entendimento dos processos hidrodinâmicos e hidrográficos da região apresentam grande relevância (ROSÁRIO, 2016).

Assim, o presente trabalho visa o entendimento da dinâmica entre a maré e a vazão fluvial dentro dos Estreitos de Breves (Tajapurú e Breves), multicanais de conexão entre os estuários do Amazonas e Pará.

Trabalhos anteriores abordaram a contribuição do rio Amazonas para o Canal Pará, como os de Barthem e Schwassmann (1994), Silva (2009) e Costa (2013), através dos Estreitos de Breves. No presente estudo, buscou-se abordar a interação entre a maré e a vazão do rio Amazonas nestes canais. Além de contribuir para o entendimento de zona de convergência barotrópica de marés em multicanais.

Através de análise de dados disponíveis e modelagem numérica, os objetivos específicos dessa pesquisa residem em:

- Caracterizar a evolução da maré, identificando como as principais constantes harmônicas influenciam os níveis e velocidades dentro dos canais;
- Identificar a zona de convergência barotrópica e verificar a influência da sazonalidade do rio Amazonas (cheia/seca), bem como da variação quinzenal da maré (sizígia/ quadratura), na propagação das ondas dentro dos Estreitos de Breves;
- Identificar a distribuição de vazões nos canais da região de estudo, assim como a influência da maré e da interação maré-rio nessa distribuição de vazões;
- Avaliar a importância da morfologia da hidrodinâmica local.



Nos capítulos que seguem encontram-se, de forma mais detalhada, o referencial teórico a respeito da propagação da maré, sistemas de multicanais e zonas de convergência barotrópica; a metodologia aplicada na pesquisa; os resultados e discussões (artigo 1 e 2); e principais conclusões.

## 2. Referencial Teórico

### 2.1. Propagação da Maré

Referimo-nos à maré como sendo a variação periódica do nível do mar gerada por forças astronômicas (FRANCO, 1997). A onda de maré se propaga estuário acima envolvendo um processo advectivo intenso em uma topografia muitas vezes bastante complexa cujas características são importantes para obter as relações e diferenças de fase entre a propagação da onda e a corrente de maré.

A propagação da onda de maré pode ser descrita como progressiva, estacionária ou mista. Tipicamente, em caso de onda progressiva, a amplitude e corrente de maré devem estar em fase, por exemplo, as velocidades máximas de enchentes devem ocorrer durante a preamar. Por outro lado, em caso de onda estacionária, a preamar e a baixa mar devem ocorrer durante a inversão das correntes, a amplitude de maré é, portanto, 90° defasada da corrente (DYER, 1997). Uma onda de maré que se propaga em um canal de maré com comprimento finito é refletida na cabeceira, dando origem a uma onda no sentido oposto, que se somará à onda incidente. Dessa forma, duas ondas de mesma frequência, velocidade de fase e amplitude propagando-se em direções opostas irão gerar uma onda estacionária.

Contudo, os estuários não têm uma geometria uniforme, tornando-se, em geral, mais rasos e estreitos. Sendo assim, a amplitude da onda de maré tende a aumentar estuário acima mas, simultaneamente, poderá ocorrer a redução devido ao atrito com o fundo e com a vazão fluvial. Assim, a onda de maré no interior da maioria dos estuários é uma composição complexa de ondas progressivas e estacionárias.

Para a análise do sinal da onda de maré, uma técnica muito utilizada é a análise de Fourier, demonstrada na Equação 1, em que a maré é representada pela somatória das componentes harmônicas e suas interações atuantes na região. E a tabela a seguir (Tabela 1) traz um resumo das principais componentes harmônicas de maré.

$$\eta(t) = a_0 + \sum_{n=1}^k a_n \times \cos(\omega_n t + \alpha_n) \quad \text{Equação 1}$$

Tabela 1: Principais componentes harmônicas, período e origem astronômica ( PUGH, 1987 *apud* GALLO, 2004).

Espécie	Componente	Período (horas)	Origem
Componentes de longo período	Sa	8759.04	Solar anual
	Ssa	4384.80	Solar semianual
	Mm	661.20	Lunar mensal
	Mf	327.84	Lunar quinzenal
Componentes diurnas	Q <sub>1</sub>	26.88	Elíptica lunar maior
	O <sub>1</sub>	25.82	Principal lunar
		24.84	Elíptica lunar menor
	M <sub>1</sub>	24.84	Paralax lunar
		24.84	Elíptica lunar menor
	P <sub>1</sub>	24.07	Principal solar
	S <sub>1</sub>	24	Radiação
	K <sub>1</sub>	23.93	Principal lunar
		23.93	Principal solar
	J <sub>1</sub>	23.09	Elíptica lunar
Componentes semidiurnas	N <sub>2</sub>	12.65	Elíptica lunar menor
	M <sub>2</sub>	12.43	Principal lunar
	L <sub>2</sub>	12.19	Elíptica lunar menor
		12.19	Elíptica lunar menor
	T <sub>2</sub>	12.02	Elíptica solar maior

	$S_2$	12.00	Principal solar
	$R_2$	11.98	Elíptica solar menor
	$K_2$	11.98	Declinação da lua
		11.98	Declinação do sol
3-diurnas	$M_3$	8.28	Parallax lunar

As marés oceânicas, com durações iguais de enchente e vazante, são fortemente distorcidas quando adentram no estuário, podendo ocorrer a geração de novos harmônicos, os de águas rasas. A propagação da maré é afetada principalmente pelo atrito com o fundo, pela vazão fluvial e mudanças na geometria do canal, gerando amortecimento, assimetria e modulações no nível. As assimetrias são importantes nos estudos de transporte e acumulação de sedimentos, e as mudanças no nível médio são de interesse na navegação (GALLO e VINZON, 2005). As principais componentes de águas rasas e as distorções de interesse para o presente estudo serão abordadas no subitem a seguir.

## 2.2. Harmônico Composto ( $M_{sf}$ ) e Sobre-marés ( $M_4$ )

Quando a onda de maré se propaga em águas rasas e é afetada por processos físicos não lineares, ocasiona as distorções nos harmônicos principais e variações de níveis e velocidades, sendo estas expressas como novos harmônicos. Estes novos harmônicos podem ser classificados como sobremarés e marés compostas.

As sobremarés apresentam velocidade angular que é múltiplo exato de uma das componentes principais. Já as marés compostas apresentam velocidade angular igual à soma ou diferença entre duas componentes principais. As sobremarés são originadas principalmente das seguintes componentes harmônicas:  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$  e  $O_1$ , sendo as consideradas mais importantes geradas pela  $M_2$ , como por exemplo,  $M_4$ ,  $M_6$  e  $M_8$ . No caso das marés compostas, as constantes mais expressivas ( $M_{sf}$ ,  $MS_4$ ,  $2MS_6$ ,  $2SM_6$  e  $2SM_2$ ) são derivadas das componentes  $M_2$  e  $S_2$  (GALLO, 2004; RIBEIRO, 2013).

Em estuários com maré semidiurna, onde a componente  $M_2$  é dominante na foz, à medida que a onda de maré se propaga sentindo a montante, a vazão fluvial pode contribuir a partir da não linearidade para a geração de harmônicos, como a  $M_4$  e  $M_6$ . Os harmônicos compostos são gerados pela participação da componente  $S_2$ , que além da sua contribuição linear nas amplitudes de maré através dos ciclos de sizígias e quadraturas, podem originar harmônicos de águas rasas como  $M_{sf}$  e  $MS_4$ , por exemplo (RIBEIRO, 2013).

A propagação da maré pode ser obtida através das equações governantes de águas rasas (de balanço de momentum e de massa) e a interação entre a vazão fluvial e a maré ocorre como resultado de 3 termos não-lineares.

Gallo e Vinzón (2005) e Parker (1991) estudaram a influência dos termos não lineares na amplitude relativa de componentes de águas rasas no estuário do Amazonas e Delaware, respectivamente, seguindo as equações governantes em uma dimensão para obter a propagação de maré (DRONKERS, 1964, apud GALLO e VINZÓN, 2005) (Equação 4 e Equação 5). Cada um desses termos contribui para a geração de maré em águas rasas, cujas componentes são representadas pela frequência angular resultante da diferença/soma de componentes geradas diretamente pelas forçantes astronômicas, como mencionado anteriormente (HOITINK e JAY, 2016).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial z}{\partial x} - \frac{g}{C^2(H+z)} \mathbf{u}|\mathbf{u}| \quad \text{Equação 2}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} [(H + z)\mathbf{u}] = -\frac{\partial z}{\partial t} \quad \text{Equação 3}$$

Onde  $H$  é a profundidade  $C$  é o coeficiente de Chezy e,  $g$  é a aceleração da gravidade. Nos termos não-lineares aparecem o produto de duas incógnitas,  $u$  (velocidade) e/ou  $z$  (nível):

- a) Termo advectivo:  $u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u^2}{2} \right)$ ;
- b) Termo de atrito:  $\frac{g}{C^2(H+z)} \mathbf{u}|\mathbf{u}| \approx \frac{g}{C^2} \left( \frac{u|u|}{H} - \frac{z}{H} \frac{u|u|}{H} \right)$  (GODIN e MARTINEZ, 1994, apud GALLO e VINZÓN, 2005),  $u|u|$  sendo mais significativa, desde que em geral,  $z/H < 1$ ;

c) Termo não linear da continuidade:  $\frac{\partial}{\partial x}(zu)$ .

A não linearidade (b), representada pelo produto  $u|u|$ , apresenta comportamento de uma função ímpar, originando funções harmônicas ímpares (ou seja, 3, 5, ..., n, vezes a frequência original). As não linearidades (a) e (c), representado pelo termo advectivo  $u^2$  e os fluxos não lineares na equação de continuidade  $zu$ , respectivamente, consideram que o efeito de águas rasas é uma função quadrática e origina funções harmônicas pares (ou seja, 2, 4, ..., n vezes a frequência original). Em ambos os casos, são gerados sobre-harmônicos e as amplitudes dos harmônicos superiores diminuem progressivamente (RIBEIRO, 2013). A tabela a seguir traz as principais componentes harmônicas geradas em águas rasas.

Tabela 2: Harmônicos de águas rasas, origem e período (PUGH, 1987 *apud* GALLO, 2004).

<b>Espécie</b>	<b>Componente</b>	<b>Período (horas)</b>	<b>Origem</b>
Longo Período	Mm	661.20	$M_2 - N_2$
	Msf	354.37	$M_2 - S_2$
Diurna	MP <sub>1</sub>	25.67	$M_2 - P_1$
	SO <sub>1</sub>	22.42	$S_2 - O_1$
Semidiurna	MNS <sub>2</sub>	13.13	$M_2 + N_2 - S_2$
	2MS <sub>2</sub>	12.87	$2M_2 - S_2$
	MA <sub>2</sub>	12.44	$2M_2 - Sa$
	MB <sub>2</sub>	12.40	$2M_2 + Sa$
	MSN <sub>2</sub>	11.79	$M_2 + S_2 - N_2$
	2SM <sub>2</sub>	11.61	$2S_2 - M_2$
3-diurna	MO <sub>3</sub>	8.39	$M_2 + O_1$
	MK <sub>3</sub>	8.18	$M_2 + K_1$
4-diurna	MN <sub>4</sub>	6.27	$M_2 + N_2$
	M <sub>4</sub>	6.21	$M_2 + M_2$
	MS <sub>4</sub>	6.10	$M_2 + S_2$

	MK <sub>4</sub>	6.09	M <sub>2</sub> + K <sub>1</sub>
	S <sub>4</sub>	6.00	S <sub>2</sub> + S <sub>2</sub>
6-diurna	M <sub>6</sub>	4.14	M <sub>2</sub> + M <sub>2</sub> + M <sub>2</sub>
	2MS <sub>6</sub>	4.09	2M <sub>2</sub> + S <sub>2</sub>
8-diurna	M <sub>8</sub>	3.11	4M <sub>2</sub>

A assimetria da maré é caracterizada como a diferença entre as durações de enchente (fluxo) e vazante (refluxo)(Figura 3), sendo este último geralmente maior em estuários. A maior parte da assimetria da curva de maré pode ser representada pela superposição das componententes M<sub>2</sub> e M<sub>4</sub>, tanto em amplitude como em velocidade, representados nas e (AUBREY, *et al.*, 1985; FRIEDRICHS, *et al.*, 1988; SPEER, *et al.*, 1985; DYER, 1997; FRANCO, 1997; WANG, *et al.*, 2002; MOORE, *et al.*, 2009; apud LU, *et al.*, 2015).

$$A = \alpha_{M_2} \cos(\omega t - \theta_{M_2}) + \alpha_{M_4} \cos(2\omega t - \theta_{M_4}) \quad \text{Equação 4}$$

$$u = u_{M_2} \cos(\omega t - \varphi_{M_2}) + u_{M_4} \cos(2\omega t - \varphi_{M_4}) \quad \text{Equação 5}$$

Onde  $\alpha$  e  $\theta$  são amplitude e fase da altura de maré e  $u$  e  $\varphi$  são amplitude e fase da velocidade. A elevação da fase da M<sub>4</sub> com relação à M<sub>2</sub> é  $2M_2 - M_4 = 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4}$ . E a elevação da razão das amplitudes é  $M_4/M_2 = \alpha_{M_4}/\alpha_{M_2}$ . Para a elevação da fase entre 0° e 180°, o sistema é caracterizado com dominância de enchente, e para fase entre 180° e 360°, o sistema apresenta dominância de vazante. Em todo caso, quanto maior for a razão  $M_4/M_2$ , maior será a distorção e, conseqüentemente, a dominância de enchente ou vazante (DYER, 1997)

Outra componente de águas rasas que surge devido a intereção da maré com a vazão fluvial é a Msf. Sendo uma componente de longo período, fruto da interação entre as componentes M<sub>2</sub> e S<sub>2</sub>, a Msf pode gerar modulações no nível médio, alterando os padrões de nível entre sizígia e quadratura. A figura a seguir (Figura 3) mostra exemplos de curvas de maré com influência das componentes de águas rasas M<sub>4</sub> e Msf, no estuário do rio Amazonas.

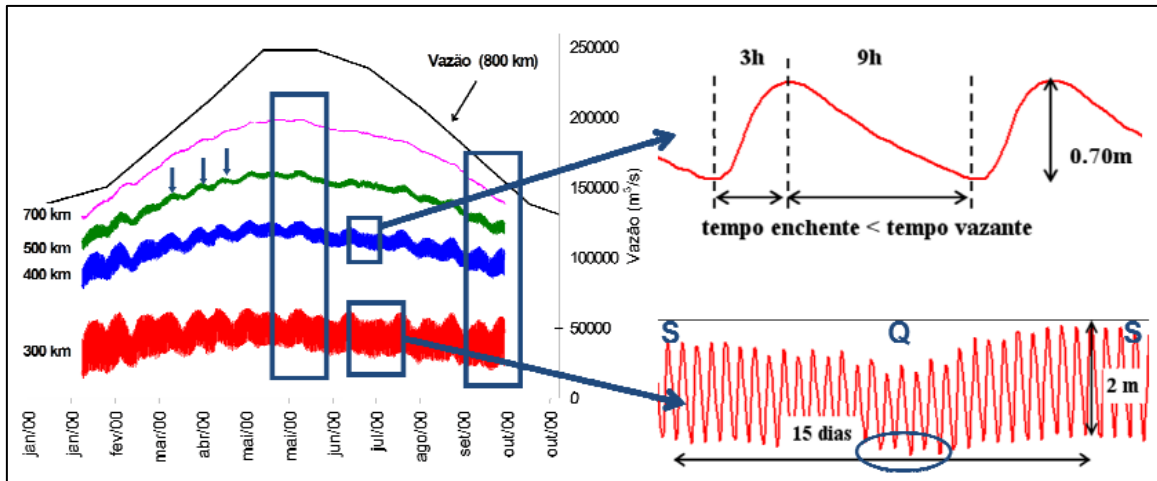


Figura 3: Séries maregráficas do estuário do Amazonas (GALLO, 2004). De baixo para cima: série de nível de Santana, Gurupá, Almeirim, Prainha, Santarém e de vazão fluvial de Óbidos. Destaque para a modulação observada em Santana e a assimetria de maré em Gurupá. S = Sizígia e Q = Quadratura. Fonte: Ribeiro, 2013.

### 2.3. Sistemas de multicanais e zonas de convergência barotrópica

Um estuário de multicanais, como o nome diz, tem pelo menos dois canais conectados entre si. Cada canal do estuário é separado por meio de uma ilha e tem importância e funções hidráulicas completas como sendo único, ao mesmo tempo em que podem interagir com os outros canais através das conexões, como nos exemplos a seguir da Figura 4 (NGUYEN, 2008).

As ondas de maré propagando-se à montante através dos muitos canais de um sistema se encontram em zonas de convergência. A variação doníveldeáguacausadaporcorrentesdemaréapresentaumeefeitode natureza barotrópica, sendo este importante na dinâmica estuarina e predominante na maioria dos estuários (MIRANDA *et al.*, 2002).

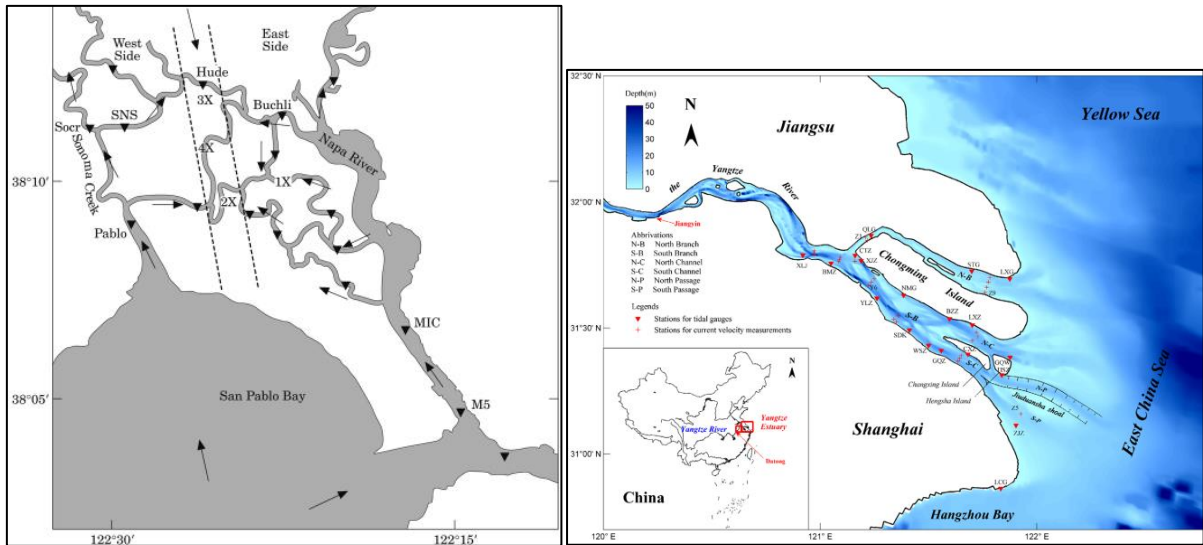


Figura 4: Exemplos de estuários de multicanais:(à esquerda) Baía San Pablo, em San Francisco, EUA (Warner et al., 2003) e;(à direita) Estuário de Yangtze, Shanghai, China (Lu et al., 2015).

Ao longo dos sistemas de multicanais, os padrões de circulação da água e de sedimentos em suspensão são caracterizados pelas diferenças temporal e espacial das marés que ocorrem nas fronteiras, e os fluxos residuais são controlados pelas desigualdades em amplitudes e em fase (WARNER *et al.*, 2013).

Além disso, vários estudos apontam que a morfologia dos canais apresenta grande importância na zona de convergência (TRAYNUM e STYLES, 2008; BUSCHMAN *et al.*, 2010; WARNER *et al.*, 2013; NASCIMENTO *et al.*, 2013). Buschman *et al.* (2010) identificaram que, até para forçantes de marés equivalentes em um sistema de multicanais, fluxos residuais diferentes podem ser resultados de diferenças na profundidade, comprimento, largura ou rugosidade do fundo entre os canais conectados.

Alguns estudos identificaram a ocorrência na zona de convergência dos menores valores de velocidade concomitante com os valores máximos (negativo e positivo) de nível (TRAYNUM e STYLES, 2008; NASCIMENTO *et al.*, 2013 e; BURASCHI, 2015). Essa característica é descritiva de ondas estacionárias. No estudo de Buraschi (2015), foi observada a ocorrência de onda estacionária no canal do Fundão (Baía de Guanabara, RJ), resultante da convergência entre duas ondas progressivas que adentram o canal pelas suas extremidades (Figura 5).



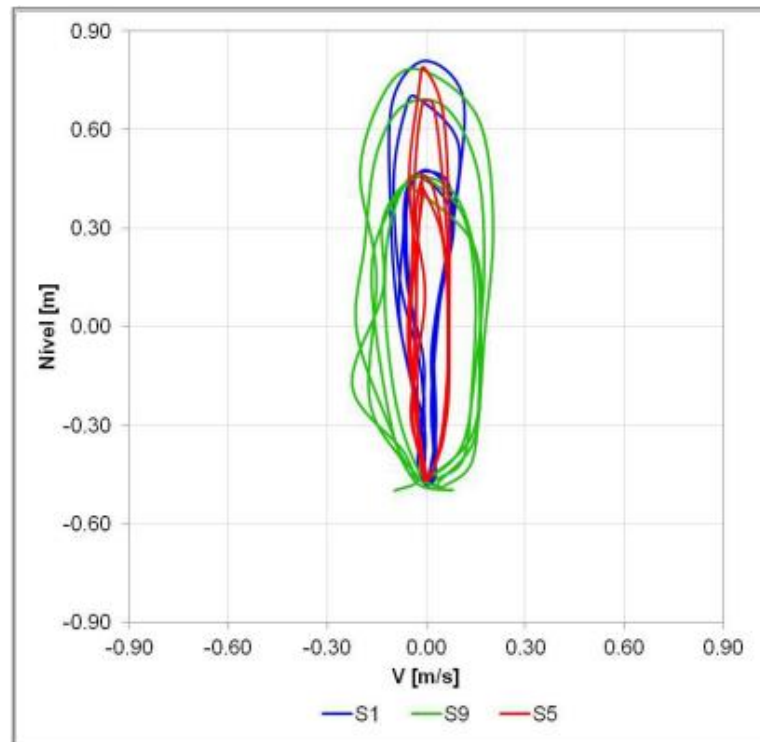


Figura 5: Diagrama h-v durante maré de sizígia em três estações de observações ao longo do Canal do Fundão, RJ. Fonte: Buraschi, 2015.

Traynum e Styles (2008) observaram ainda, que ocorre uma inversão no gradiente de pressão do sistema estuarino da Baía Mud (MB)/ North Inlet (NI), na Carolina do Sul - EUA. Durante a enchente, o fluxo é direcionado para a zona de convergência, a partir das duas as entradas (NI ao norte e MB ao sul). A amplitude de maré é maior em NI, o que provavelmente cria um gradiente de pressão mais forte, se opondo à corrente de MB (TRAYNUM e STYLES, 2008). Durante o início da vazante, a água flui a partir do ponto de convergência para ambas as entradas (MB e NI). No entanto, por a maré ser mais distorcida na baía ao sul (MB), esta apresenta uma redução mais lenta do nível do mar, produzindo assim, maiores elevações do nível após algumas horas de vazante. Dessa forma, ocorre uma inversão de gradiente de pressão, que é compensada pela inversão na direção da corrente ao sul e um aumento nas correntes de vazante ao norte (TRAYNUM e STYLES, 2008).

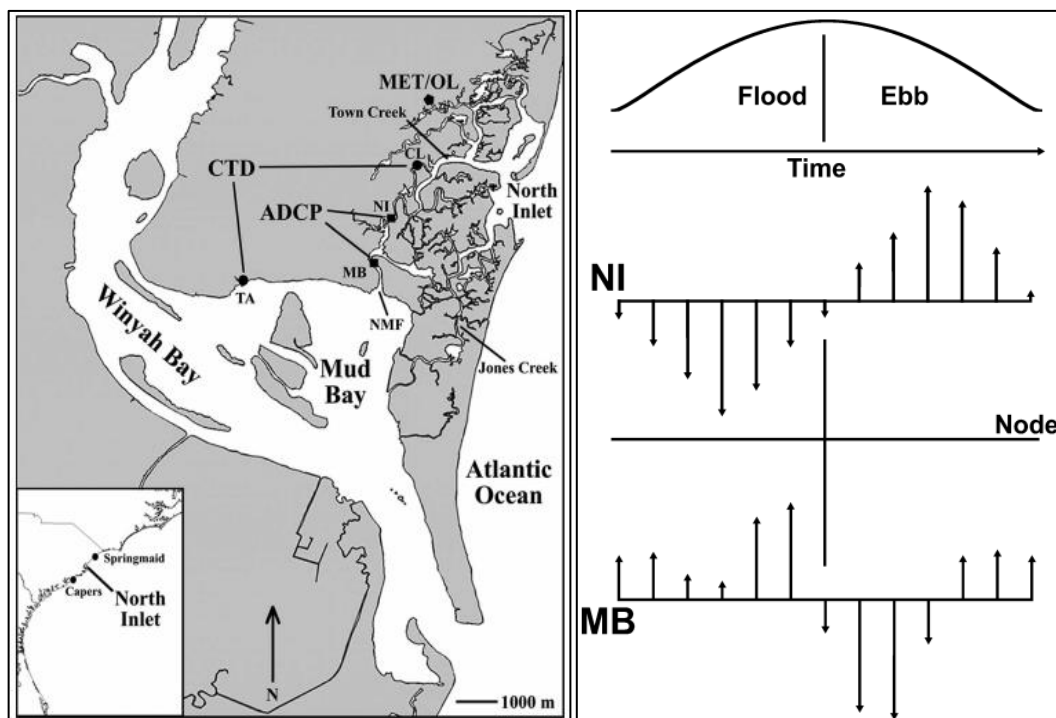


Figura 6: Mapa com a área de estudo à esquerda, focando na conexão por multicanais de maré existente entre MudBay (sul) e North Inlet (norte). E, à direita, um esquema conceitual ilustrativo do padrão do fluxo de maré em cada lado da zona de convergência.

#### 2.4. Distribuição de vazões em estuários de multicanais

Em ambiente com muitos canais, tipicamente a descarga do rio, os sedimentos, os nutrientes, o oxigênio dissolvido, e os poluentes em um rio são divididos dentre o número de canais distributários. Pesquisas recentes têm se concentrado no papel das marés na divisão do fluxo fluvial (submaré) e sedimento sobre esses distributários (HOITINK *et al.*, 2016).

Buschman *et al.* (2010) desenvolveram um modelo idealizado não linear do delta de Berau (Kalimantan, Indonésia), que consiste em um rio que se divide em dois canais até desembocar no mar. Foi imposta uma descarga fluvial constante à montante e a mesma maré nas fronteiras de mar, e foram simulados cenários com a variação do comprimento, largura e rugosidade nos dois canais. Além disso, os autores simularam cenários com forçantes isoladas (apenas maré, apenas vazão e ambos) para identificar a importância de cada uma na distribuição da descarga fluvial submaré entre os canais, através do método de Stein e Alpert (1993). A descarga fluvial de submaré forçada por ambos – maré e vazão fluvial – pode ser decomposta em:

$$\langle Q_{rt} \rangle = \langle Q \rangle_r + \langle Q \rangle_t + \langle Q \rangle_i$$

Onde  $\langle Q \rangle_r$  se refere à contribuição apenas da vazão fluvial,  $\langle Q \rangle_t$  se refere à contribuição da maré e  $\langle Q \rangle_i$  se refere à contribuição causada pela interação vazão-maré.

Os resultados do modelo mostraram que a maré pode ter uma influência significativa na distribuição da descarga fluvial nos distributários. A distribuição de descarga fluvial tornou-se mais desigual entre os canais com o aumento da amplitude da maré na fronteira de mar, o que significa que a descarga fluvial total foi mais igualmente dividida entre os canais durante a maré de quadratura que durante a maré da sizígia (BUSCHMAN *et al.*, 2010).

Os autores observaram também que, se um dos canais conectados ao mar é mais profundo ou mais comprido do que o outro, a presença da maré aumenta a desigualdade na divisão do fluxo. Com relação à rugosidade, na ausência de maré, o canal com a menor rugosidade do leito recebe maior volume da descarga do rio. Enquanto que a maré induz uma descarga líquida do canal com baixa rugosidade para o canal com maior rugosidade do leito. Os autores identificaram os mecanismos subjacentes que afetam a distribuição da descarga de sub-maré, causados pela interação vazão-maré, como a deriva de Stokes do fluxo de retorno, controlado pelos gradientes barotrópicos próximos à conexão. Estes efeitos podem ser devidos à geração das componentes de águas rasas M4 e M<sub>sf</sub>, respectivamente. Em um único canal, por exemplo, a deriva de Stokes (transporte de massa em direção a montante) é compensado por um fluxo direcionado para o mar (fluxo de retorno), induzido por um gradiente de pressão de sub-maré. Quando dois canais se unem em uma bifurcação, a deriva de Stokes em cada um dos canais induz um fluxo de retorno que não necessariamente equilibra em cada canal individualmente. A assimetria no fluxo de retorno, portanto, aumenta uma descarga média de maré em um dos canais a jusante (SASSI *et al.*, 2011). Isso implica que o transporte de massa gerado por uma onda de maré pode retornar ao oceano através do fluxo médio em um canal diferente (HOITINK *et al.*, 2016).

SASSI *et al.* (2011) usaram um modelo numérico no delta de Mahakam (Kalimantan, Indonésia) para mostrar que as interações da descarga do rio com as marés podem criar uma configuração de nível de água diferente nos canais vizinhos. O aumento

do nível médio da superfície em um canal pode aumentar o gradiente hidráulico no canal vizinho, influenciando a razão de distribuição de descarga. Esse mecanismo favorece a alocação da descarga do rio em canais menores, que receberiam uma parcela comparativamente pequena da descarga do rio, nos casos de ausência da maré (HOITINK *et al.*, 2016).

Em uma das bifurcações estudadas, SASSI *et al.* (2011) observaram que as marés modificam a distribuição de descarga em 31%, onde a inclinação do perfil médio do nível de maré no canal mais profundo e mais curto pela interação rio-maré aumentou o gradiente no canal mais longo e mais raso. O aumento do gradiente de nível (submaré) favoreceu a alocação da descarga do rio para o canal mais longo e mais raso (configuração diferencial de nível de água).

Em geral, o efeito das marés é a imposição de resistência contra o fluxo do rio em direção ao mar, modificando a distribuição da descarga fluvial que ocorreria no caso sem marés (SASSI *et al.*, 2011; WANG e DING, 2012). Como consequência morfológica dessa influência, a área transversal do canal tende a aumentar e a declividade diminuir na direção rio-mar (WANG e DING, 2012).

### 3. Métodos

Para alcançar os objetivos desse trabalho fez-se uso de análise e modelagem numérica computacional. Os modelos numéricos são ferramentas onde se pode fazer a integração de dados dispersos tempo/espacialmente, permitindo representação dos processos físicos ambientais de forma satisfatória.

#### 3.1. Base de Dados

A base de dados que integra o presente trabalho abrange séries temporais de nível, secções transversais de descarga durante um ciclo de maré, vazão fluvial, constantes das principais componentes harmônicas da maré na plataforma, batimetria e rugosidade.

Os dados de nível para 17 estações maregráficas (Figura 7) foram disponibilizados pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, pelo projeto Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica (HiBam) e pelo Instituto de Pesquisa Científica e tecnológica do estado do Amapá (IEPA). Contudo, uma das dificuldades

desse processo consiste no fato de os dados em algumas estações serem antigas e/ou com curta duração, com aproximadamente um mês (Tabela 3).

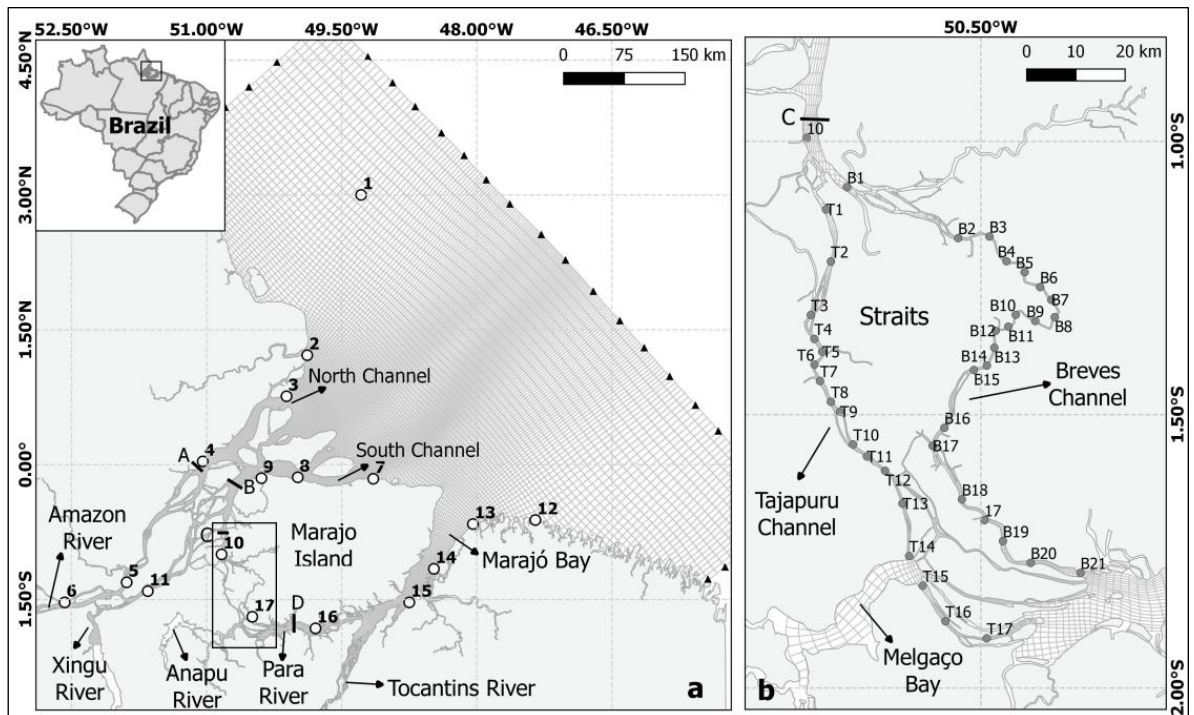


Figura 7: Mapa (a) com: grade usada na modelagem computacional; principais rios inseridos como forçantes; pontos de maré na fronteira de mar com dados FES2016 (triângulos); estações de dados de nível usados na calibração (círculos brancos); seções de descarga fluvial em um ciclo de maré (A, B, C, D). E, em (b), detalhe dos Estreitos de Breves com os pontos de observações do resultado da modelagem (círculos cinzas).

Tabela 3: Localização das estações de maré utilizadas para calibração e seus respectivos período disponível de observações.

Estações	Location		Período dos dados		Duração (dias)
	Lat	Long	Início	Final	
Plataforma Penrod-AP	3.000	-49.285	11/01/1974	11/02/1974	32
Ponta Guará - AP	1.217	-49.883	14/04/1970	15/05/1970	32
Ponta do Céu (Barra Norte)-AP	0.760	-50.113	27/7/1977	10/12/1978	502
			25/04/1994	27/06/1994	64
			03/06/1908	03/11/1908	154

Macapá-AP	0.035	-51.043	20/05/1977	20/06/1977	32
Gurupá-PA	-1.408	-51.653	02/08/1978	31/08/1978	30
			17/03/1999	24/6/1999	100
			25/01/2000	20/10/2000	270
			17/05/2006	15/06/2006	30
Aruanã-PA	-1.310	-51.888	22/02/2000	14/03/2000	31
Almeirim-PA	-1.533	-52.577	25/05/1999	23/06/1999	30
			27/01/2000	19/10/2000	267
			14/05/2006	22/06/2006	40
Ponta Grossa-PA	-1.533	-48.750	26/11/1977	27/12/1977	32
			13/02/1978	31/03/1978	50
Vila Curumú-PA	-0.999	-50.834	29/08/2008	29/09/2008	32
Vila Nazaré-PA	-0.158	-49.150	23/08/1973	21/10/1973	60
			09/05/2006	18/06/2006	41
Afuá - PA	-0,152	-50,392	30/05/2009	03/08/2009	66
Chaves-PA	-0.142	-49.988	19/06/1966	20/07/1966	33
Breves-PA	-1.693	-50.493	08/07/1977	28/02/1978	236
Currálinho-PA	-1.822	-49.792	14/08/1973	14/09/1973	32
Ilha de Mosqueiro - PA	-1.160	-48.476	08/08/1973	07/09/1973	31
Salinópolis	-0.617	-47.350	01/01/1955	30/12/1955	365

Ponta Taipu - PA	-0,662	-48,043	25/10/1979	23/11/1979	30
------------------	--------	---------	------------	------------	----

Para a inclusão da maré como forçante na plataforma continental, obteve-se o conjunto das principais componentes harmônicas para a região (M2, S2, N2, O1, K1, M4, P1, and K2 em 29 pontos de fronteira) através do modelo global FES2014 (ANVISO, 2014).

A vazão fluvial utilizada nas fronteiras foi obtida através de climatologia mensal dos dados históricos disponíveis na Agência Nacional de Águas (ANA) para os rios Amazonas, Xingu, Tocantins, Jari, Araguari, Anapu, Acará e Guamá. Além desses, foram utilizadas informações de vazões durante um ciclo de maré ao longo de 4 transectos, disponíveis em dados ou literatura. Estes estão localizados no Canal Norte (A) e Sul (B) do rio Amazonas, no canal Jacaré Grande (C), entrada à noroeste dos Estreitos de Breves e no canal Pará (D), entrada sudeste dos Estreitos (Figura 7). Informações a respeito das condições hidrodinâmicas durante as observações estão dispostas na tabela a seguir.

Tabela 4: Descarga fluvial disponível nos quatro transectos indicados na Figura 7. Fonte de referência não encontrada., características da maré e do período sazonal do rio Amazonas. (\*) Dados disponíveis para análise. (\*\*) Silva (2009). (\*\*\*) Costa (2013).

Data de coleta	Estação(Figura 7)	Maré(sizígia ou quadratura)	Período de descarga do rio Amazonas
Jun/2007 <sup>(*)</sup>	A, B, C e D	Quadratura	Cheia
Jun/2008 <sup>(**)</sup>	A, B e C	Sizígia	Cheia
Nov/2008 <sup>(**)</sup>	A, B e C	Sizígia	Seca
Nov/2012 <sup>(***)</sup>	B, C e D	Quadratur	Seca
Jul/2013 <sup>(***)</sup>	B, C e D	Sizígia	Cheia

A batimetria foi construída com base na digitalização das Cartas Náuticas da região disponibilizadas pela Marinha do Brasil e por pesquisas batimétricas conduzidas pelo Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC), da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) (PIATAM-OCEANO, 2008). Contudo, as cartas

náuticas disponíveis para os canais dos Estreitos de Breves são desatualizadas, não estando mais disponíveis no site da Marinha do Brasil. Como por exemplo, a carta náutica a seguir (Figura 8), onde os levantamentos foram efetuados até 1974, com pequenas correções em 1993. Não havendo outra fonte de dados batimétricos desses canais, a batimetria dessas cartas foram utilizadas e o NMM reduzido com base nos dados de níveis das estações de maré localizadas nas entradas norte e sudoeste dos Estreitos.

E a distribuição de rugosidade foi baseada nas características dos sedimentos e morfologia obtidos na literatura (GALLO, 2004; MOLINAS, 2014).



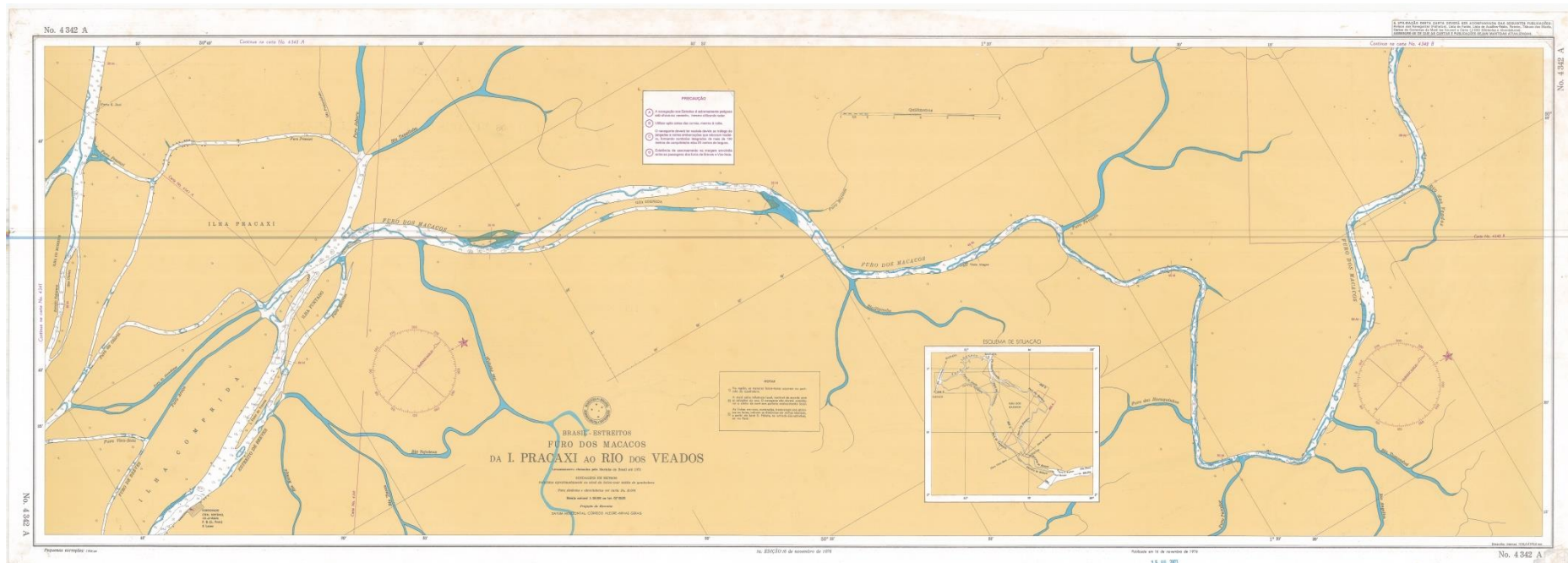


Figura 8: Carta Náutica 4342A - da Ilha de Pracaxi ao Rio dos Veados (indisponível no site). Fonte: DHN – Marinha do Brasil.

### 3.2. Modelagem Hidrodinâmica

A modelagem numérica computacional é uma ferramenta utilizada para simulações hidro/morfodinâmicas, onde é possível integrar espacialmente e temporalmente informações da área de estudo e adjacências. É particularmente útil quando se depara com a escassez e/ou defasagem de dados na região de interesse.

A Deltares desenvolveu um conjunto de software integrado para uma abordagem multidisciplinar e cálculos em 3D para áreas costeiras, fluviais e estuarinas. Podendo realizar simulações de fideuse, transporte de sedimentos, ondas, qualidade da água, desenvolvimentos morfológicos e ecologia. O conjunto Delft3D é composto por vários módulos, dentre eles o Delft3D-FLOW. Um programa de simulação hidro/morfodinâmico multidimensional (2D ou 3D) que calcula o fluxo ininterrupto e os fenômenos de transporte que resultam da força das marés e meteorológicas em uma grade retilínea ou curvilínea (DELTARES, 2014).

Para o presente estudo fez-se uso do Delft3D-Flow em seu modo 2DH, visto que a região de interesse – os canais de conexão entre os estuários – não apresenta variação de salinidade. Portanto, o gradiente de pressão gerado nos canais pode ser considerado barotrópico e, dessa forma, entendeu-se não haver necessidade de esforço computacional para um modelo 3D.

Duas bases de simulações foram elaboradas para estudar a hidrodinâmica da região. A primeira, trata-se de um modelo simplificado, de grade composta por dois canais iguais e paralelos conectados por um único canal menor. A segunda base trata-se de um modelo mais elaborado, tendo a grade baseada nas principais feições morfológicas dos estuários envolvidos. Ambas serão mais detalhadas a seguir.

### 3.3. Modelo simplificado

Esse modelo foi idealizado para identificar as possíveis interações que ocorrem na região e poder testar de forma controlada a sensibilidade destas interações a fatores como amplitudes da maré, diferença de batimetria entre os canais e vazões. O modelo simplificado apresenta baixo custo computacional, elevando as possibilidades de testes entre as forçantes de forma isolada.

Os parâmetros inseridos nesse modelo como forçantes (maré, vazões, batimetria) foram baseado nos dados existentes na região de estudo, além do próprio dimensionamento da grade. A grade possui dois canais paralelos, ambos com 15 km de largura, representando os canais Sul (CS) e Pará (CP), e um canal conectando estes, com largura de 1,5 km, representando o canal Breves (B).

Foram simulados 4 cenários para o estudo do encontro de maré e a influência da sazonalidade do rio e batimetria neste. A maré foi simulada com as componentes M2 e S2 nas fronteiras de mar (CS e CP). As constantes amplitude/fase tiveram como referência a análise harmônica realizada nas estações Ilhade Mosqueiro e Vila Nazaré, para as fronteiras CP e CS, respectivamente.

Para a vazão nas fronteiras de rio foi considerado os valores da mensal climatológica (dados históricos disponíveis da ANA) dos rios Amazonas e Tocantins em época de alta (Qmax), média (Qmed) e sem (Qzero) descarga fluvial (cenário hipotético). Como o modelo representa apenas a conexão do Canal Sul do rio Amazonas com o Canal Pará, foi inserido como vazão os valores referentes a 76% e 73% das vazões máxima e mínima do Amazonas, respectivamente. Os valores da parcela da descarga fluvial que flui pelo canal sul foram determinados de acordo com estudos de Gallo (2004).

Para avaliar a influência da batimetria, dois cenários foram testados: a) batimetria homogênea de 15m, sendo este um valor baseado na média de todo o domínio e; b) batimetria média de cada canal, sendo 16,44m, 13,5m e 13,92m nos canais CS, B e CP, respectivamente.

Adicionalmente, dois cenários foram simulados para avaliar a importância da maré na distribuição de vazões entre os canais: a) sem maré e; b) apenas com a componente M2. Estes cenários foram simulados com batimetria homogênea de 15m e vazão fluvial média.

### 3.4. Modelo Amazonas-Pará

O modelo numérico para a região de estudo foi desenvolvido de forma a englobar a maior parte do sistema estuarino, desde a plataforma continental interna até a montante de Santarém, abrangendo uma área de  $\approx 920 \times 1000$  km. A resolução da grade varia entre 94 m e 10725 m, com 22407 elementos e o passo de tempo usado na simulação foi de 0,5 minuto. A Figura 7 apresenta a grade computacional usada

nessa simulação, os 17 pontos onde foram calibrados os níveis, os transectos onde foram verificados as descargas fluviais e os pontos de observações dentro dos canais dos Estreitos onde foram extraídos os resultados apresentados neste trabalho.

Considerando que a região de interesse não apresenta salinidade e o esforço computacional necessário para modelagem da área, o módulo usado do Delft3D-Flow foi o 2DH, promediado verticalmente.

Durante o processo de calibração, a amplitude e fase das constituintes harmônicas na fronteira de mar foram ajustadas de acordo com as constantes da estação 1 (Penrod), sendo esta a única estação de maré na plataforma continental. Para o ajuste da curva de maré e suas constantes nas outras estações (2 a 17), foram modificadas a batimetria e rugosidade localmente. Visto que os dados de nível disponíveis são de diferentes tempos/períodos ao longo do ano e que o rio Amazonas exerce influência nas componentes de maré (GALLO, 2004; RIBEIRO, 2013), foi necessário simular um ano inteiro para cada simulação de calibração, afim de que fosse obtido essa variação sazonal do rio. Assim, as comparações das constantes das principais componentes harmônicas resultantes do modelo e dos dados foram realizadas levando em consideração o período sazonal em que os dados foram obtidos em cada estação.

A acurácia da calibração foi baseada na correlação de Pearson e no Erro Médio Quadrático (EMQ) comparando duas séries temporais: 1) a resultante da simulação do modelo e 2) a série reconstituída a partir da análise harmônica dos dados para o mesmo ano de simulação (2016) e período de descarga fluvial correspondente. A Tabela 5, a seguir, traz os resultados da correlação (%) e EMQ (erro médio quadrático) para as estações usadas na calibração.

Tabela 5: Correlação (%) e EMQ (m) entre o resultado da simulação e a reconstituição da série de nível para o mesmo período, nas estações de calibração.

<b>Estação maregráfica</b>	<b>Correlação (%)</b>	<b>EMQ (m)</b>
Penrod	0,97	0,04
Ponta Guara	0,98	0,08
Barra Norte (Qmáximo)	0,98	0,07
Barra Norte (Qmédia)	0,97	0,08
Barra Norte (Qmínima)	0,96	0,12
Macapá	0,98	0,03
Aruana	0,91	0,03
Almeirim	0,81	0,01

Vila Nazaré (Qmáximo)	0,98	0,08
Vila Nazaré (Qmédia)	0,98	0,06
Chaves	0,97	0,07
Afua	0,98	0,02
Vila Curumú	0,73	0,22
Gurupá (Qmáxima)	0,92	0,02
Gurupá (Qmédia)	0,92	0,05
Salinópolis (Qmáxima)	0,98	0,12
Salinópolis (Qmédia)	0,99	0,05
Salinópolis (Qmínima)	0,98	0,07
Ponta Taipu	0,98	0,07
Ilha de Mosqueiro	0,98	0,03
Ponta Grossa	0,99	0,02
Curralinho	0,96	0,04
Breves (Qmáxima)	0,90	0,03
Breves(Qmédio)	0,90	0,03
Breves(Qmínimo)	0,93	0,03

Para a análise harmônica e o previsão foram utilizadas as funções  $t\_tide$  /  $t\_predict$ , respectivamente, do MatLab® (PAWLOWICZ *et al.*, 2012). Após a calibração, foi realizada a comparação da descarga média com os dados dos transectos indicados na Tabela 4. A descarga média (residual /submaré) resultante do modelo foi obtida através da média da série filtrada com o método de Godin (1972), a fim de representar a sizígia ou quadratura, de acordo com os dados observados.

Os resultados e discussões de cada modelo, simplificado e “real”, estão dispostos a seguir e em formato de artigos, nos capítulos 4 e 5, respectivamente. Em cada subitem há uma breve introdução a respeito do tema desta pesquisa, a descrição mais específica da metodologia e os resultados pertinentes a cada simulação.

#### 4. Artigo 1: Encontro de Marés em um Sistema de Multicanais que Conectam dois Estuários Distintos – uma Abordagem Simplificada

##### 4.1. Introdução

Sabe-se que a complexidade da hidrodinâmica dos estuários e, conseqüentemente, do transporte de sedimentos e nutrientes/contaminantes, se deve à interação de forçantes distintas, como por exemplo, a vazão fluvial, batimetria, maré e geometria do canal. Contudo, algumas configurações morfológicas estuarinas e costeiras podem apresentar padrões de canais interconectados sujeitos à forçante de maré de mais de uma entrada, gerando assim, uma zona de convergência no interior desses multicanais.

Warner *et al.* (2013) identificaram que o padrão de circulação da água e de sedimentos em suspensão ao longo desses sistemas podem ser caracterizados pelas assimetrias temporal e espacial das marés que ocorrem nas fronteiras, e os fluxos residuais são controlados pela magnitude e fase dessas assimetrias. Além disso, Buschman *et al.* (2010) mostraram que, até para forçantes de marés equivalentes em um sistema de multicanais, os fluxos residuais podem ser resultados de diferenças na profundidade, comprimento, largura da zona de convergência ou rugosidade do fundo entre os canais conectados.

Na região norte do Brasil, encontram-se os sistemas estuarinos do rio Amazonas e canal Pará, conectados por uma rede de canais conhecida como Estreitos de Breves. Além da importância ambiental inerente aos estuários, essa região também apresenta importância social e econômica, como exemplos, a pesca artesanal/industrial e navegação. Os canais do Estreito de Breves viabilizam a troca de água e sedimentos entre os dois sistemas estuarinos (Amazonas e Pará), além de ser uma importante via de navegação para o transporte de cargas e passageiros entre as cidades da região. Dessa forma, o conhecimento da hidrodinâmica desses canais permitirá o melhor aproveitamento e manejo sustentável de seus recursos.

As principais forçantes atuantes na hidrodinâmica da região são a macro-maré e as vazões fluviais. Amplitudes de maré maiores que 4m adentram nestes estuários pelos canais Norte e Sul da foz do Amazonas e, pela baía do Marajó, foz do Canal Pará. As principais contribuições fluviais veem do rio Amazonas e do rio Tocantins,

com descarga média de 190000 m<sup>3</sup>/s e 11000 m<sup>3</sup>/s, respectivamente (climatologia baseada em dados históricos da ANA).

Através da análise de dados e modelagem computacional, fez-se uma abordagem com grade simplificada como meio de identificar as principais características hidrodinâmicas relacionadas à zona de convergência de maré à distribuição de vazões em um sistema de estuários interconectados. E assim, entender a influência dos processos atuantes no padrão de circulação nesses ambientes. Dentre estes processos, destaca-se a variação da batimetria e das forçantes de maré (quinzenalmente), vazões fluviais (sazonalmente) e interação entre essas.

## 4.2. Métodos

### 4.2.1. Área de Estudo

As marés nos estuários do rio Amazonas e canal Pará são classificadas como semi-diurnas (período de 12,46h) e de macro-maré, com amplitudes variando de 4m a 6m (GALLO, 2004). A propagação da onda de maré alcança 800 km e 400 km ao longo do rio Amazonas e Pará/Tocantins, respectivamente.

De acordo com Gabioux (2002), o rio Amazonas é o rio que transporta o maior volume de água doce do mundo para o oceano Atlântico, com vazão média de 180 x 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/s na cidade de Óbidos (cabeceira do estuário). O rio Amazonas deságua ao norte da Ilha do Marajó, com sua foz dividida entre canal Norte e Sul. Contudo, uma parcela da sua descarga flui do canal Sul para o canal Pará, através dos Estreitos de Breves. O Canal Pará, que se inicia ao S-SE da Ilha do Marajó e segue até sua foz na baía do Marajó, é caracterizado como uma feição geomorfológica que conecta as regiões hidrográficas de Portel-Marajó e Tocantins-Araguaia (COSTA, 2013). O rio Tocantins, principal afluente do canal Pará/baía do Marajó, apresenta descarga média de 11 x 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/s.

Os Estreitos de Breves consiste em uma rede de canais interconectados entre o Canal Sul do estuário do Amazonas e canal Pará. O canal de Breves é um dos principais canais que formam os multicanais do entorno do arquipélago do Marajó, além de uma importante via de navegação para a região (Figura 9).

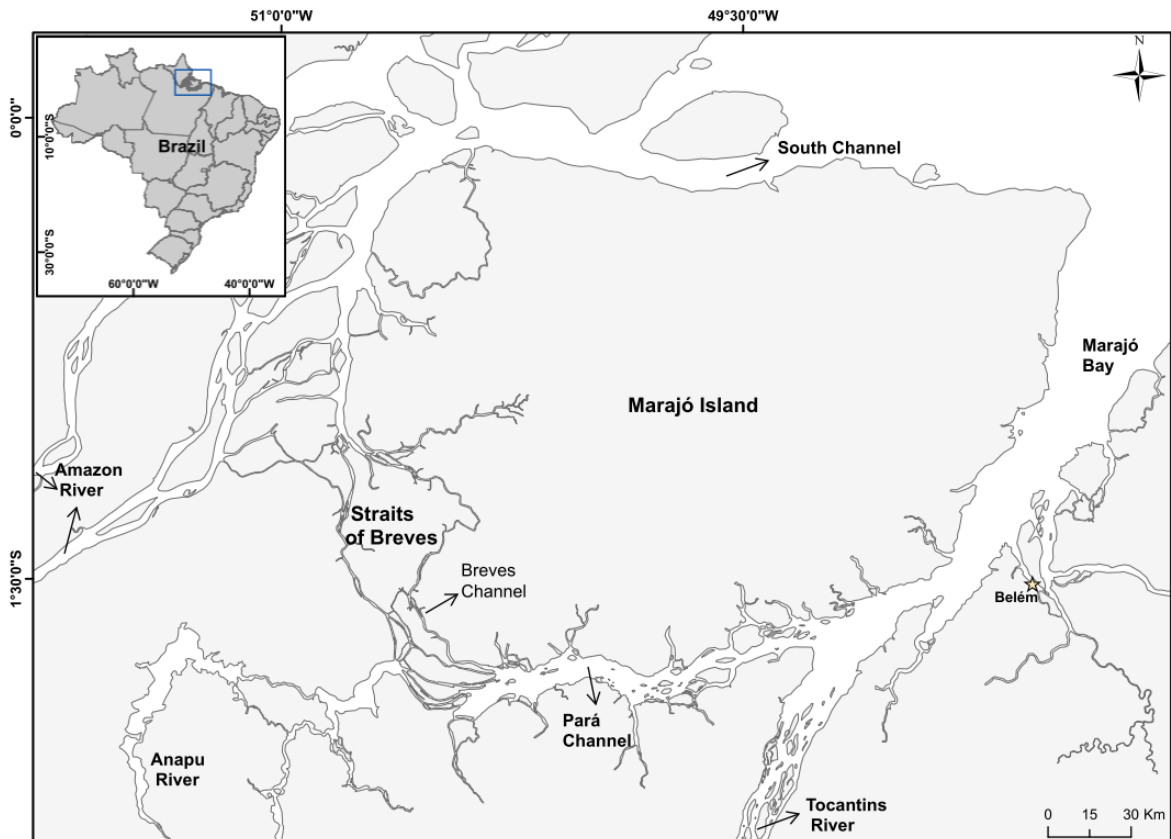


Figura 9: O mapa mostra a localização da área de estudo na região Norte do Brasil (detalhe), e a indicação do Canal Sul do rio Amazonas e Canal Pará, conectados pelos multicanais dos Estreitos de Breves, cujo canal principal é o de Breves.

#### 4.2.2. Base de Dados

A base de dados disponível inclui séries temporais da descarga fluvial dos rios Amazonas e Tocantins, provenientes da rede HidroWeb, base hidrológica da Agência Nacional de Águas (ANA) e; dados de nível de 9 estações maregráficas ao longo dos canais Sul (rio Amazonas) e Pará. As medições temporais de nível foram obtidas por diferentes fontes, como a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN – Marinha do Brasil), Projeto HiBAm (Hidrologia e Geoquímica da bacia Amazônica) e o Instituto de Pesquisa Científica e Tecnológica do Estado do Amapá (IEPA).

Um estudo estatístico foi realizado para caracterizar as variações da descarga fluvial nos períodos de mínimo, média e máxima vazão.

A componente harmônica M2 foi usada para caracterizar a propagação da onda de maré, visto que esta é a mais significativa na região (BEARDSLEY *et al.*, 1995). Com o uso da função T\_Tide, do programa MatLab (PAWLOWICZ *et al.*, 2002), realizou-



se análise harmônica das séries de nível com duração mínima de 30 dias. As variações das constantes da  $M_2$ (amplitude e fase) foram analisadas para identificar a localização da zona de convergência e a influência da vazão fluvial na propagação da maré.

O modelo hidrodinâmico foi implementado para o desenvolvimento do trabalho, possibilitando testes entre as forçantes e parâmetros de forma isolada e conjuntas. A grade, com geometria simplificada (Figura 10), é composta por dois canais paralelos com 15 km de largura identificados como CS (referente ao canal Sul) e CP (referente ao canal Pará), e um canal de conexão com 1,5 km de largura, identificado com B (referente à Breves).

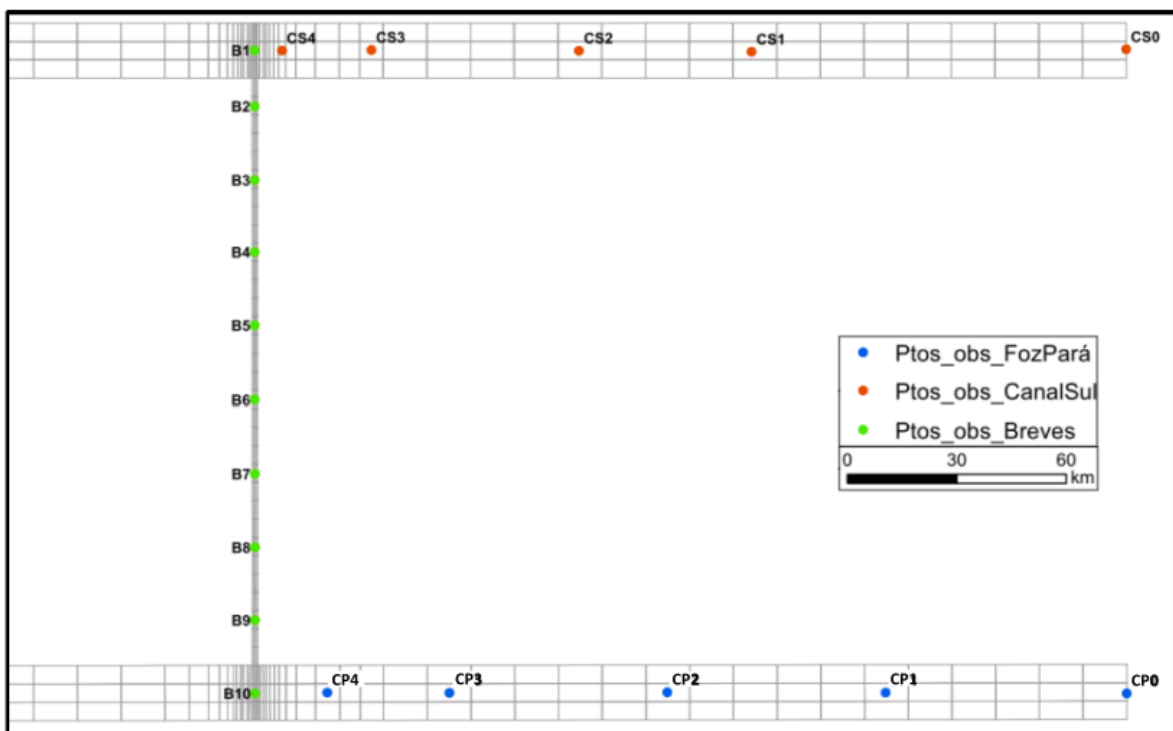


Figura 10: Grade computacional do modelo simplificado. Os pontos indicam a localização dos pontos de observação: CS0 a CS4 são pontos do canal que representam o Canal Sul; B1 a B10, pontos no canal que representam Canal de Breves e; CP0 a CP4 são os pontos no canal que representa o Canal Pará.

Nas fronteiras de rio, as vazões máxima (38500 m<sup>3</sup>/s) e média (11000 m<sup>3</sup>/s) do rio Tocantins foram usadas diretamente no canal CP. Os valores de vazões usados no canal CS foram calculados de acordo com o estudo de Gallo (2004), que distingue a porção do rio Amazonas que deságua por esse canal, sendo 76% durante a vazão máxima (190000 m<sup>3</sup>/s) e 71% na média (127800 m<sup>3</sup>/s). Nas fronteiras de mar foram

inseridas as constantes harmônicas das componentes  $M_2$  e  $S_2$  resultante da análise de dados das estações maregráficas em Vila Nazaré (em CS) e Ilha de Mosqueiro (em CP). Para o canal CS, a amplitude e fase foram de 1,45 m e  $317,42^\circ$ , para  $M_2$ , e de 0,443 m e  $339,9^\circ$ , para a  $S_2$ , respectivamente. Na foz do canal CP foi imposto amplitude e fase de 1,17 m e  $308,01^\circ$  para  $M_2$ , e de 0,419 m e  $349,44^\circ$  para  $S_2$ , respectivamente.

A batimetria média dos três canais é de, aproximadamente, 15m, usada nos cenários de verificação de vazões. Contudo, para verificar a influência da batimetria na propagação da maré neste sistema, foi simulado um cenário com a representação batimétrica média de cada canal. Neste cenário, foi usado batimetrias de 16,44 m, 13,5 m e 13,92 m nos canais CS, B e CP, respectivamente.

No total, seis cenários foram simulados: dois diferem na representação batimétrica, sendo um homogêneo em todo o domínio (C1a) e outro com a batimetria média de cada canal (C2a); três representam as diferentes condições de vazões fluviais, zero (C1b), média (C1a) e máxima (C2b) e; dois diferem nas componentes harmônicas de maré impostas na fronteira de mar, apenas a  $M_2$  (C3a) e sem componente de maré (C3b). Os cenários estão resumidos na **Tabela 6**.

Tabela 6: Características dos cenários simulados no modelo simplificado.

<b>Cenário</b>	<b>Maré</b>	<b>Descarga fluvial</b>	<b>Batimetria</b>
C1a	$M_2$ e $S_2$	Média	Homogêneo 15 m
C1b	$M_2$ e $S_2$	Zero	Homogêneo 15 m
C2a	$M_2$ e $S_2$	Média	Média de cada canal
C2b	$M_2$ e $S_2$	Máxima	Homogêneo 15 m
C3a	$M_2$	Média	Homogêneo 15 m
C3b	N/A	Média	Homogêneo 15 m

#### 4.3. Resultados e Discussões

Os parâmetros da maré investigados foram as fases e amplitudes, a celeridade da onda e a sua variação de acordo com a vazão fluvial e a batimetria dos canais. Além da distribuição de vazões em três diferentes cenários de maré.

### 4.3.1. Estudo da Amplitude

A avaliação da distribuição de energia ao longo das estações foi realizada através da análise da amplitude. O cenário modelado C2a apresenta os mesmos padrões que os dados disponíveis.

A Figura 11 mostra o comportamento da amplitude de maré, decrescendo conforme se propaga à montante nos canais CS e CP, devido a perda de energia imposta pelo atrito com o fundo, morfologia e vazão fluvial em sentido oposto à sua propagação. Na entrada por CS (B1), a soma das amplitudes das componentes harmônicas chega a 1,15 m. Enquanto que na entrada por CP (B10), essa amplitude é de 1,11 m. Contudo, ao entrar no canal de conexão B, as ondas de maré convergem e suas amplitudes aumentam até o ponto de observação B5 (1,65 m). Podendo ser causado por reflexão da onda de maré e/ou pelo estreitamento abrupto do canal por onde se propagam.

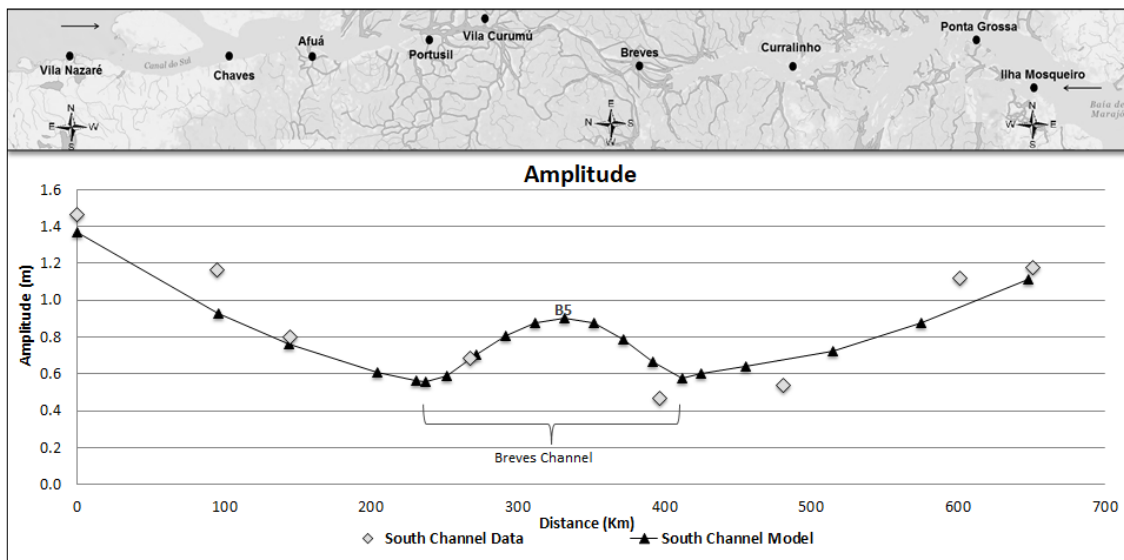


Figura 11: Amplitude da componente M2 obtida através da análise harmônica dos dados e do cenário C2a (o mapa acima do gráfico é apenas ilustrativo, para facilitar a identificação da localização das estações mareográficas).

A propagação da maré em estuários pode sofrer influência da vazão fluvial, reduzindo a amplitude das componentes astronômicas. Na Figura 12, essa influência é observada através da análise dos cenários C1a, C1b e C2b, que apresentam diferentes condições de vazões e mesma batimetria. É possível observar que a variação da amplitude devido a diferentes vazões fluviais é maior no canal CS que no CP. Isso ocorre devido ao fato de a vazão imposta no CS ser uma ordem de

grandeza maior que a do canal CP. Contudo, após a entrada da maré no canal de conexão B, as amplitudes sofrem um aumento, atingindo o máximo na zona de convergência.

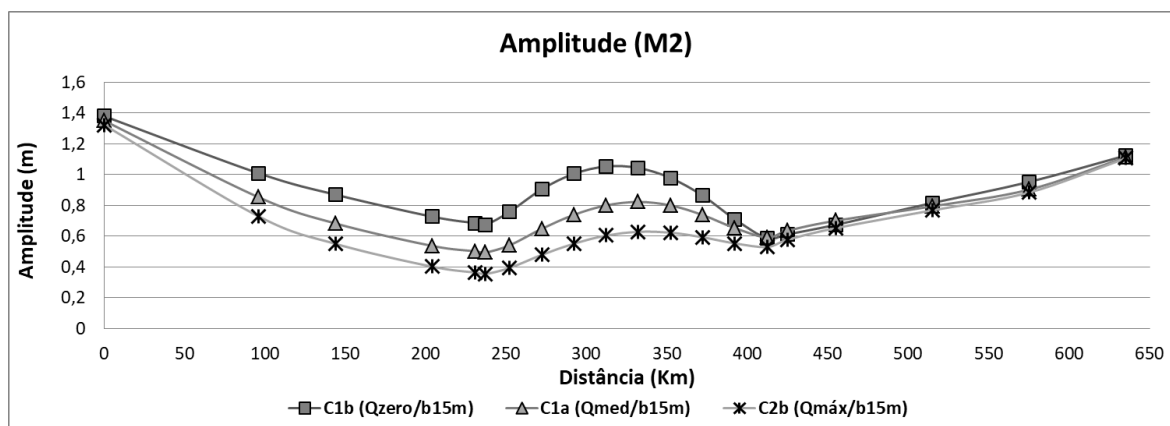


Figura 12: Amplitude da componente M2 da maré nos cenários C1b, C1a e C2b, com vazões zero, média e máxima, respectivamente.

#### 4.3.2. Estudo da Fase

Através da análise da componente de maré M2 ao longo do canal B é possível observar uma descontinuidade no aumento da sua fase durante a propagação entre as estações maregráficas Vila Curumu e Breves. Esta descontinuidade indica a ocorrência de convergência entre as ondas que adentram no Estreito de Breves pelas conexões com os canais Sul e Pará. Entretanto, a distância entre essas estações é de aproximadamente 115 km. Assim, para obter-se uma indicação da localização da zona de convergência, a simulação do cenário C2a foi analisada, estando este com boa representatividade dos dados observados nos canais CS e CP. Através dessa simulação, identificou-se a posição da zona de convergência no entorno do ponto de observação B5, que está localizado a 65 km da conexão com CS e 90 km da conexão com CP.

A fase das componentes de maré é influenciada pela vazão fluvial, assim como a amplitude. Na Figura 13 pode-se observar que, com o aumento da descarga fluvial, ocorre também a elevação da fase e, conseqüentemente, o tempo de propagação entre as estações. Esse comportamento é mais proeminente nos canais CS e B, influenciados pela maior descarga fluvial, em comparação com o canal CP.

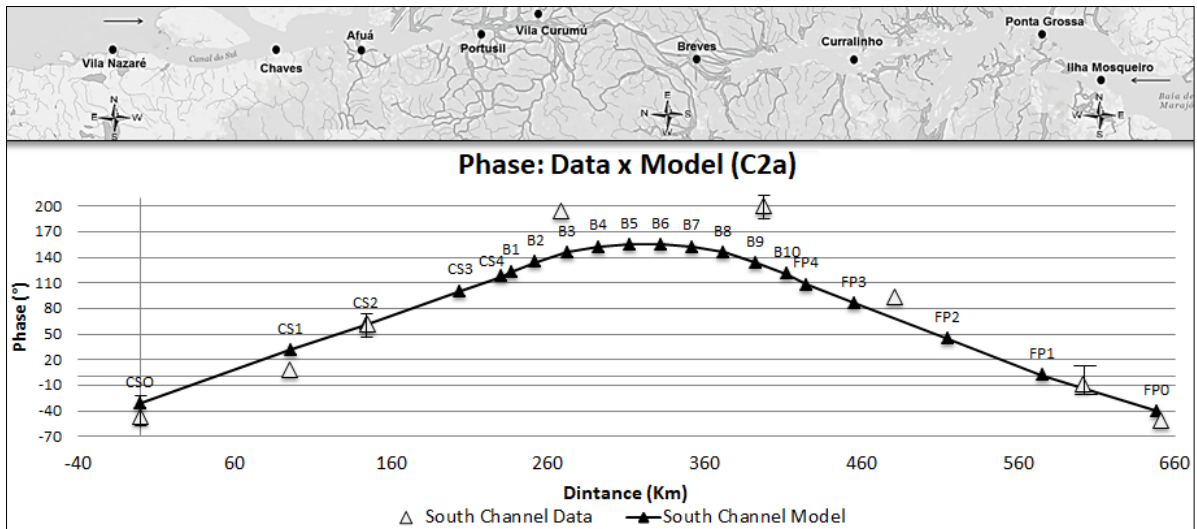


Figura 13: Fase da componente M2 obtida através da análise harmônica dos dados e da simulação C2a.

No gráfico da Figura 14 (a seguir) é destacado o ponto de observação onde a fase da  $M_2$  atinge seu valor máximo no canal B, antes de começar a decair (em seu sentido de propagação). Com a vazão máxima dos rios, a zona de convergência move do ponto B5 para o B4. Isto é, quando a vazão do rio por ambas as entradas é maior, a zona de convergência é deslocada no sentido da conexão com o canal CS, que sofre maior amortecimento da onda de maré, devido à fricção imposta pela grande maior vazão fluvial do sistema.

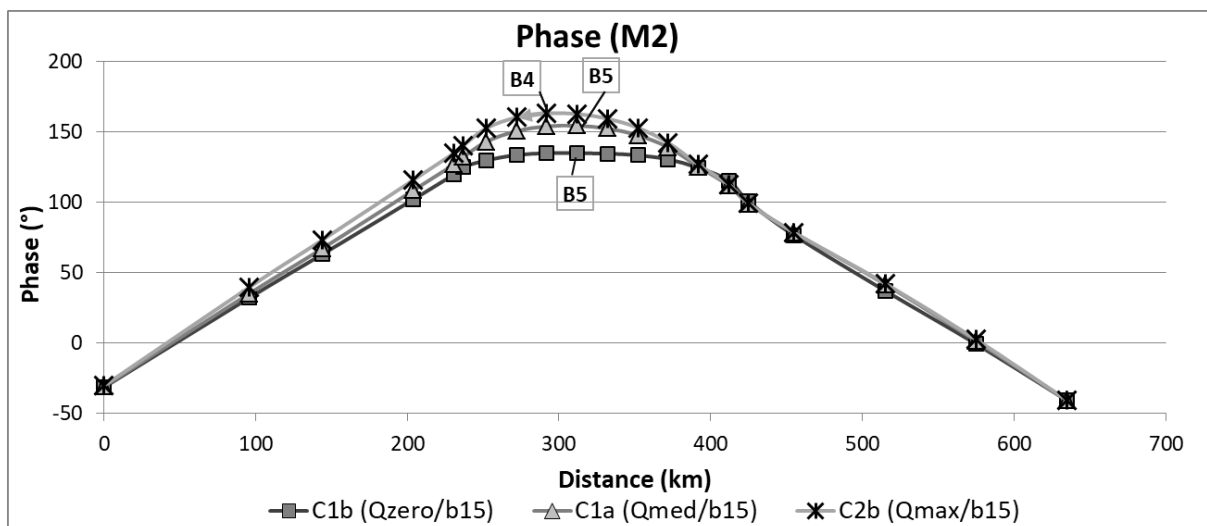


Figura 14: Fase da componente de maré M2 ao longo dos canais CS, B e FP, ilustrando a diferença na fase com o aumento da vazão (C1a, C1b e C2b).

### 4.3.3. Estudo da celeridade

A celeridade da onda entre os pontos de observações foi estimada através de dois métodos: com a diferença de fase entre as estações para estimar o tempo de propagação da onda e; com a batimetria média dos trechos entre as estações para o cálculo da velocidade da onda em águas rasas ( $c = \sqrt{g \cdot h}$ ).

A velocidade em ambas as entradas do canal de Breves calculadas através da diferença de fase da M2 entre as estações maregráficas, resultou em 38,72 km/hadentrando pelo canalCS e, 29,12 km/h pelo canalCP (Figura 15). Os dados mostram que a propagação da onda de mare pelo CS é mais rápida que pelo CP. O que pode ser atribuído às maiores profundidades do CS (Tabela 7).

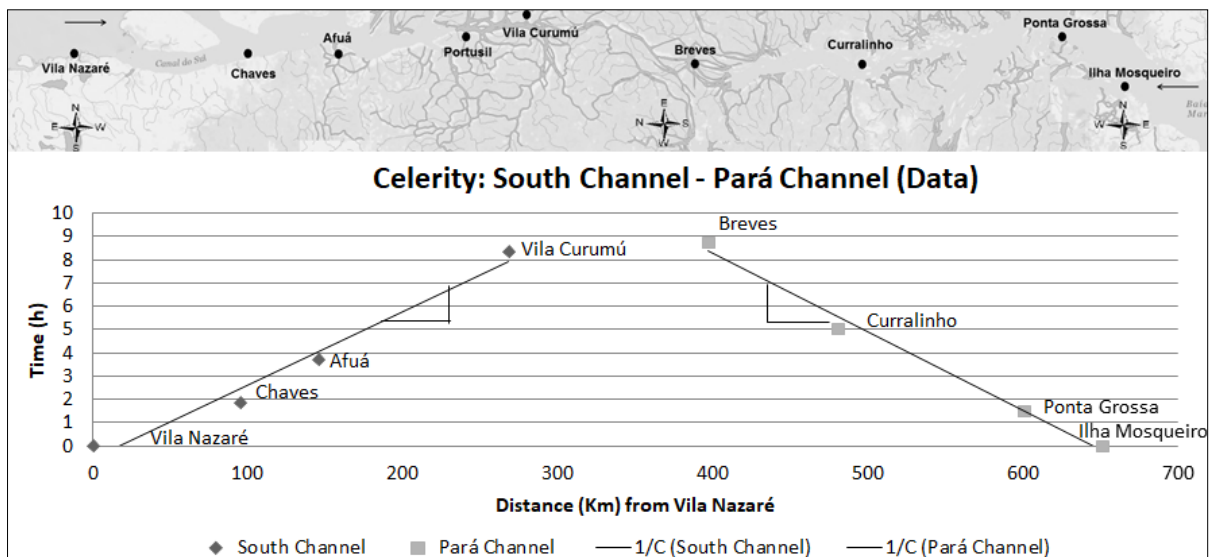


Figura 15: Velocidade da maré ao longo das estações (dado). A inclinação da reta entre as estações representa o inverso da velocidade.

A Tabela 7 resume os valores de velocidade encontrados em cada cenário modelado e os observados nos dados. Os valores de velocidade calculados através da batimetria são, de forma geral, maiores que os calculados através da diferença de fase. O que pode ser atribuído ao fato de a fórmula da celeridade ( $c$ ) não considerar fatores de fricção com o meio. A velocidade calculada através da diferença de fase da componente  $M_2$  representa apenas um valor de velocidade média no trecho, já que a morfologia do canal varia constantemente entre as estações.

O cenário modelado com a batimetria média de cada trecho (C2a) representou bem as velocidades médias em cada seção, segundo a tendência dos dados. Mesmo

com velocidades médias mais elevadas, a maré entrando através do canal CS se propagou mais rápido que pelo canal CP, com 44,50 km/h e 41,26 km/h, respectivamente.

Como a velocidade de propagação da maré é influenciada pela batimetria do canal, foi realizada a comparação entre os cenários C1a (batimetria homogênea de 15m) e C2a (batimetria média de cada canal), ambos em condições de vazões médias, com o objetivo de verificar a relação entre a velocidade e a profundidade. A velocidade de propagação pelo canal CS no cenário C2a é maior que no cenário C1a, cujo a batimetria é reduzida. A velocidade de propagação da maré pelo canal CP no cenário C1a é maior que no C2a, pois no primeiro cenário, a batimetria é maior. Assim, quando maior a profundidade, maior a velocidade de propagação da maré.

Com relação à influência do fluxo na velocidade de propagação, na tabela a seguir pode ser observada a comparação entre os diferentes cenários simulados. Quando o fluxo dos rios não é considerado, a propagação da maré é maior. Nota-se que o fluxo fluvial exerce um efeito contrario à propagação da onda, indicando o amortecimento da maré pela vazão.

Tabela 7: Síntese dos resultados de velocidade e celeridade nos canais CS e FP para os cenários C1a, C1b e C2b.

Cenário	Dados		C1a (Q med)		C2a (Q med)		C1b (Q zero)		C2b (Qmax)	
	CS	CP	CS	CP	SC	CP	CS	CP	CS	CP
Velocidade média (km/h)	38.72	29.12	42.14	43.72	44.50	41.26	43.90	44.45	40.23	43.78
Batimetria (m)	16.44	13.92	15.00	15.00	16.44	13.92	15.00	15.00	15.00	15.00
Celeridade $\sqrt{gh}$ (km/h)	45.72	42.07	43.67	43.67	45.72	42.07	43.67	43.67	43.67	43.67

A tendência observada é mais significativa no canal CS, já que sua variação entre vazão máxima e mínima é maior que no canal CP. Além disso, a descarga fluvial imposta à montante no canal CP tem menor influência na propagação de maré desse canal, que a descarga imposta no canal CS.

A celeridade pode ser observada no gráfico a seguir, com a inclinação da reta formada pela relação da propagação da onda de maré no tempo ao longo da distância entre as estações. A Figura 16, apresenta dois dias de maré de sizígia da simulação C2a, ilustrando a variação do nível ao longo do canal B. Quando adentra

neste canal, a onda de maré tem seu nível elevado até o ponto de encontro com a onda que se propaga proveniente da entrada oposta.

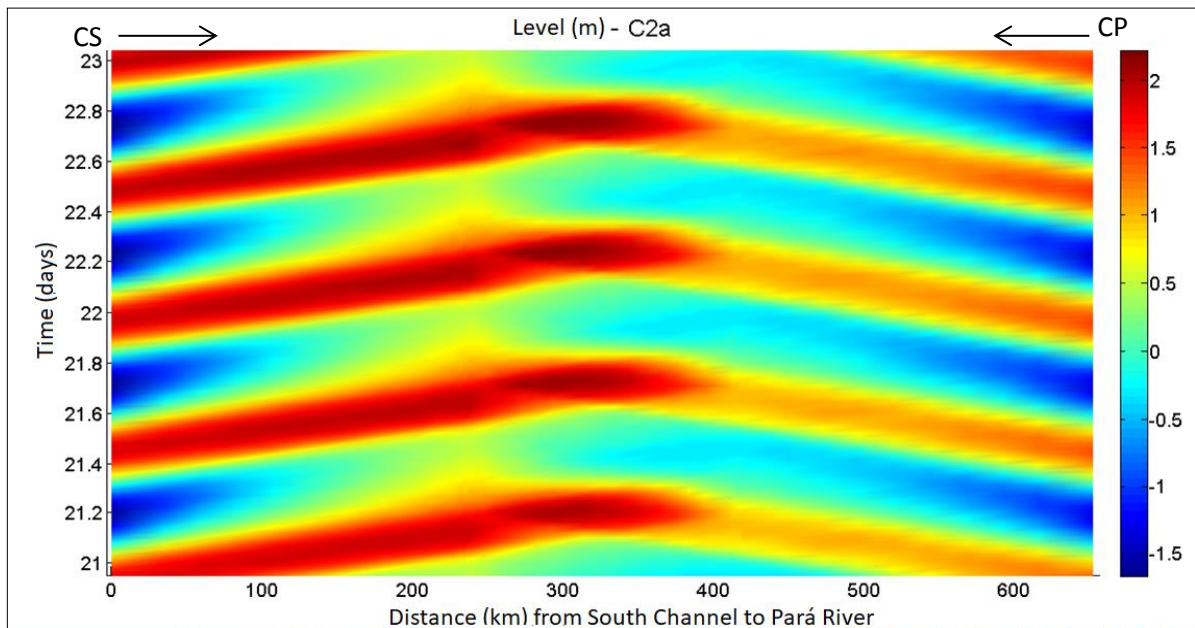


Figura 16: Nível da maré do cenário C2a ao longo do percurso: CS – B – CP. As setas (topo) indicam o sentido de propagação da onda de maré a partir das fronteiras de mar.

A relação da velocidade com o nível também indica o tipo de propagação de onda, variando de acordo com a defasagem entre os máximos destes parâmetros. A propagação da onda, nesse aspecto, pode ser classificada como progressiva ou estacionária e será abordado no próximo item.

#### 4.3.4. Estudo da relação altura e velocidade (h-v)

A análise a seguir permite entender o comportamento da onda de maré conforme ela se propaga dentro do canal de conexão B. Na Figura 17 pode ser observado que a maré nos canais CS e CP tem uma forma de onda progressiva (magnitudes de velocidades máximas coincidem com níveis extremos de água). Nos pontos de encontro (B4 e B5), embora a elipse esteja distorcida, apresenta uma tendência de onda estacionária com velocidades iguais ou próximas de zero quando o nível atinge a preamar e baixamar. Além disso, nas estações de entrada do canal de B (B2 pelo canal CS e B9 pelo CP), a maré apresenta características mistas de onda estacionária e progressiva, com velocidades máximas próximas à vazante/ enchente (Figura 18). Esse comportamento indica a ocorrência da reflexão das ondas de maré no ponto de encontro, pois a resposta da maré à dissipação de energia, antes e



depois da reflexão, é uma onda estacionária com contribuição progressiva. A velocidade da maré reduz conforme ela se propaga estuário acima e a onda sofre deformações.

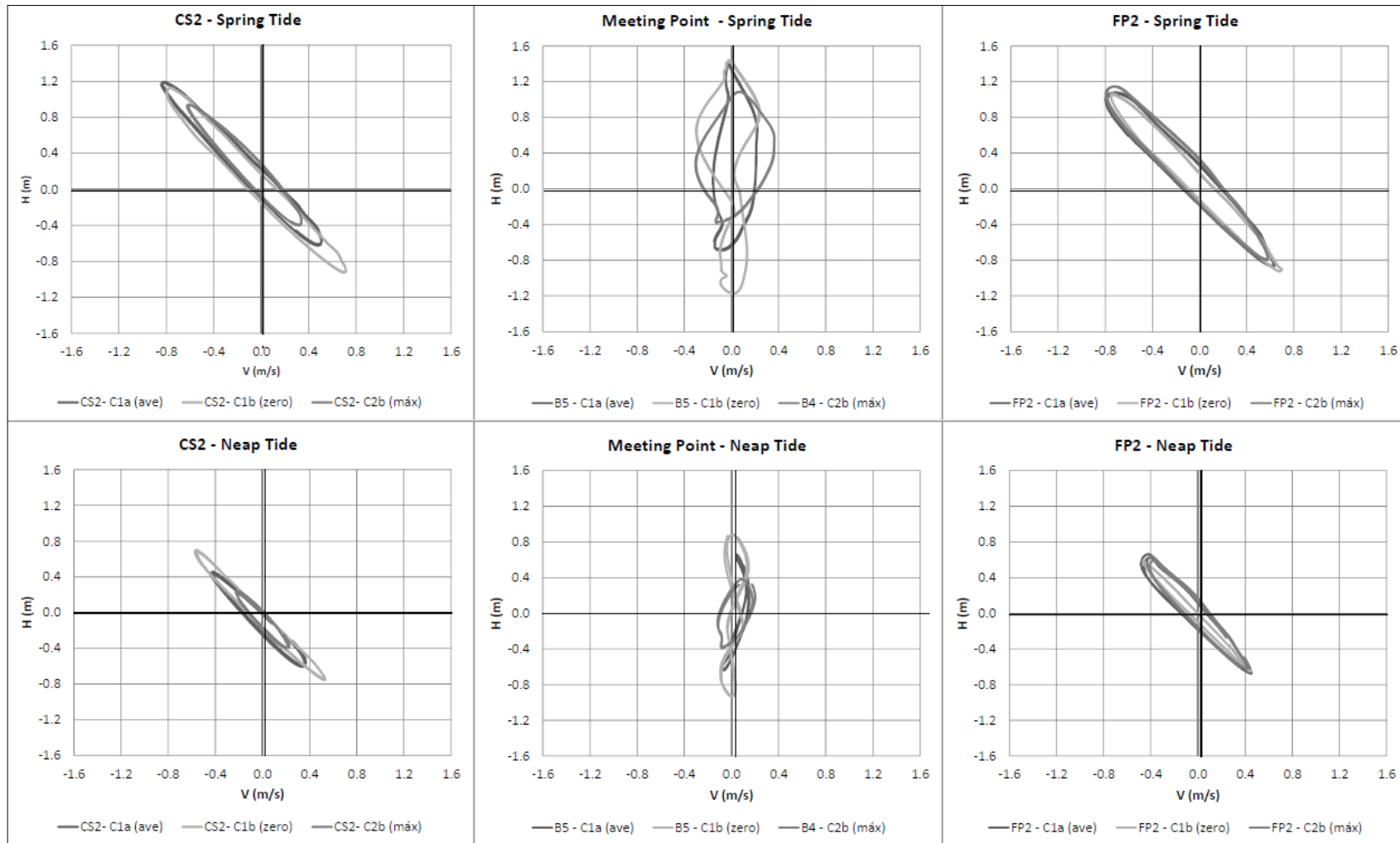


Figura 17: Diagramas H-V de séries de altura e velocidades provenientes do modelo, durante sizígia e quadratura, em diferentes condições de vazões – mínimo (Qmin), média (Qave) e máxima (Qmax). Estão representadas as estações CS2, CP2 e a estação referente ao ponto de convergência das ondas de maré.

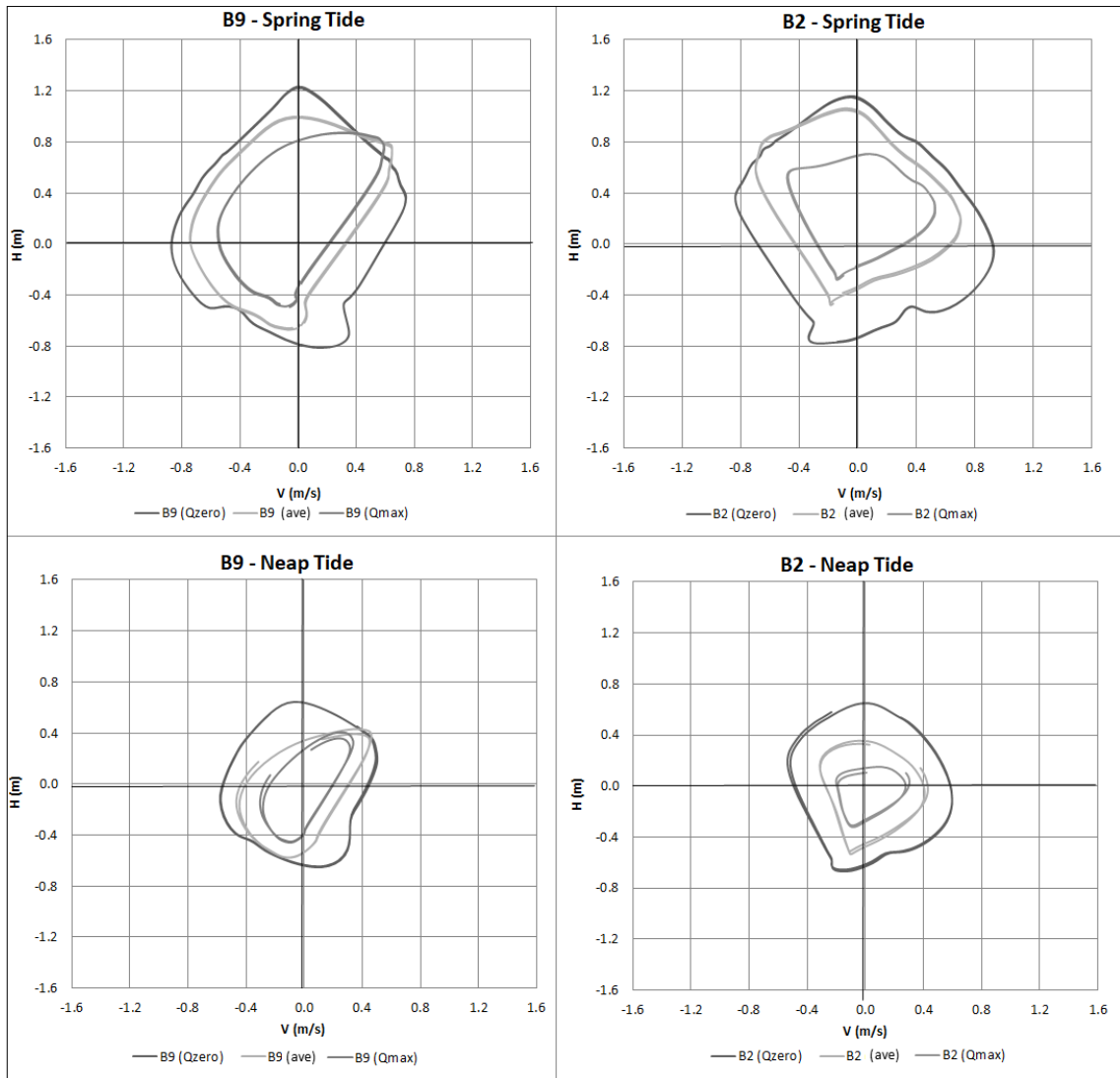


Figura 18: Diagramas H-V de séries de altura e velocidades provenientes do modelo, durante sizígia e quadratura, em diferentes condições de vazões – mínimo (Qmin), média (Qave) e máxima (Qmax). Estão representadas as estações B9 e B2.

#### 4.3.5. Estudo dos residuais

A velocidade média nos canais indica que o fluxo no canal B é predominantemente do canal CS para o CP, como pode ser observado na Figura 19. A magnitude é maior no canal CS por este contar com a influência de uma descarga fluvial maior.

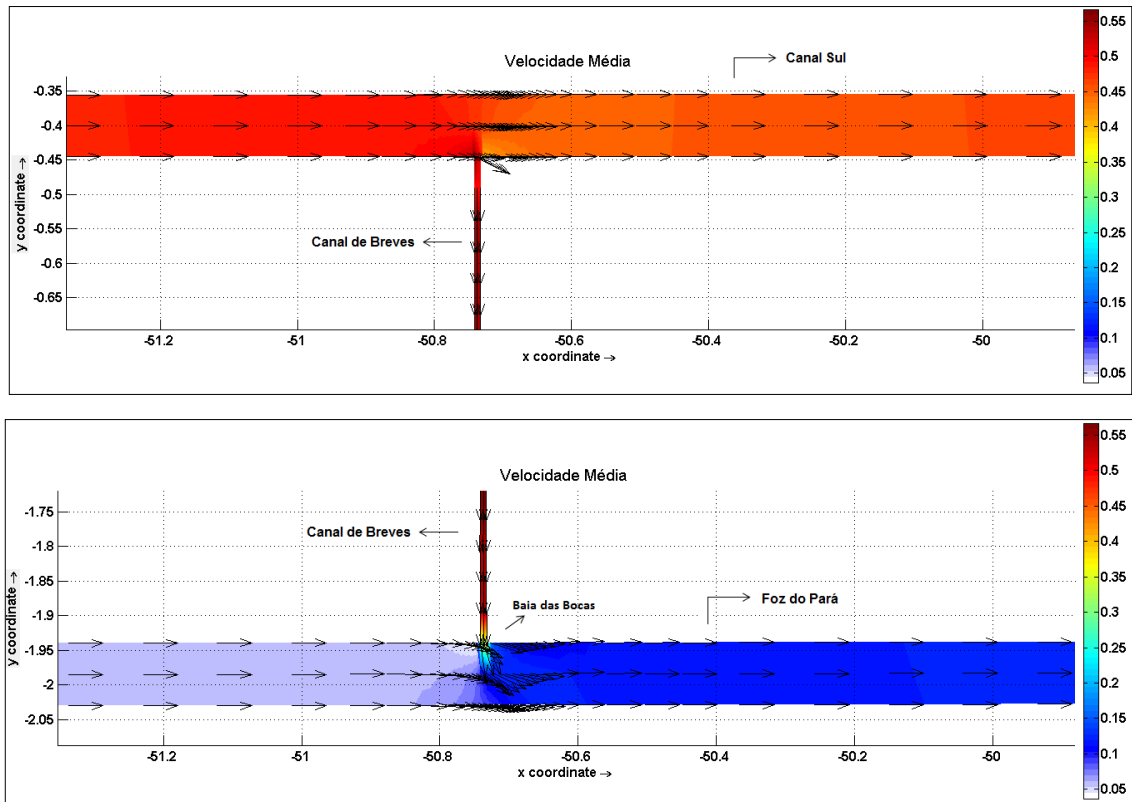


Figura 19: Velocidade média da grade simplificada. Cenários C2a, com batimetria média dos canais e vazão média.

A distribuição da descarga fluvial foi verificada através dos fluxos residuais em 5 seções transversais nomeadas de: Gurupa e Tocantins, nos canais principais CS e CP, respectivamente, à montante da conexão; Breves, no canal de conexão B, próximo ao ponto de observação B3 e; CS e CP (canais principais) à jusante da conexão com canal B.

A Figura 20 a seguir mostra o sentido da descarga resultante para os três cenários testes. O cenário C1a (vazão média e maré composta pelas componentes  $M_2$  e  $S_2$ ) está sendo comparadas com um cenário onde a maré é composta apenas pela componente  $M_2$  (cenário C3a) e, a uma simulação onde não há imposição de maré como forçante, apenas as vazões fluviais (cenário C3b). O sentido positivo do fluxo residual é anti-horário, indicando a direção adentro do canal B (de norte para sul), seguindo para a foz do canal CP. A amplitude da componente  $M_2$  imposta nas fronteiras é baseada na análise harmônica de séries de nível nas estações de Vila Nazaré (foz do Canal Sul) e Ilha de Mosqueiro (Baía do Marajó), sendo 1,45 m e 1,17 m, respectivamente. O período selecionado para a análise do cenário C1a (com  $M_2$  e  $S_2$ ) apresenta variação de nível equivalente à média das amplitudes impostas

nas fronteiras (1,31 m). O período selecionado para a análise do cenário C1a ( $M_2+S_2$ ) apresenta variação de nível equivalente à média das amplitudes impostas nas fronteiras (1,31 m).

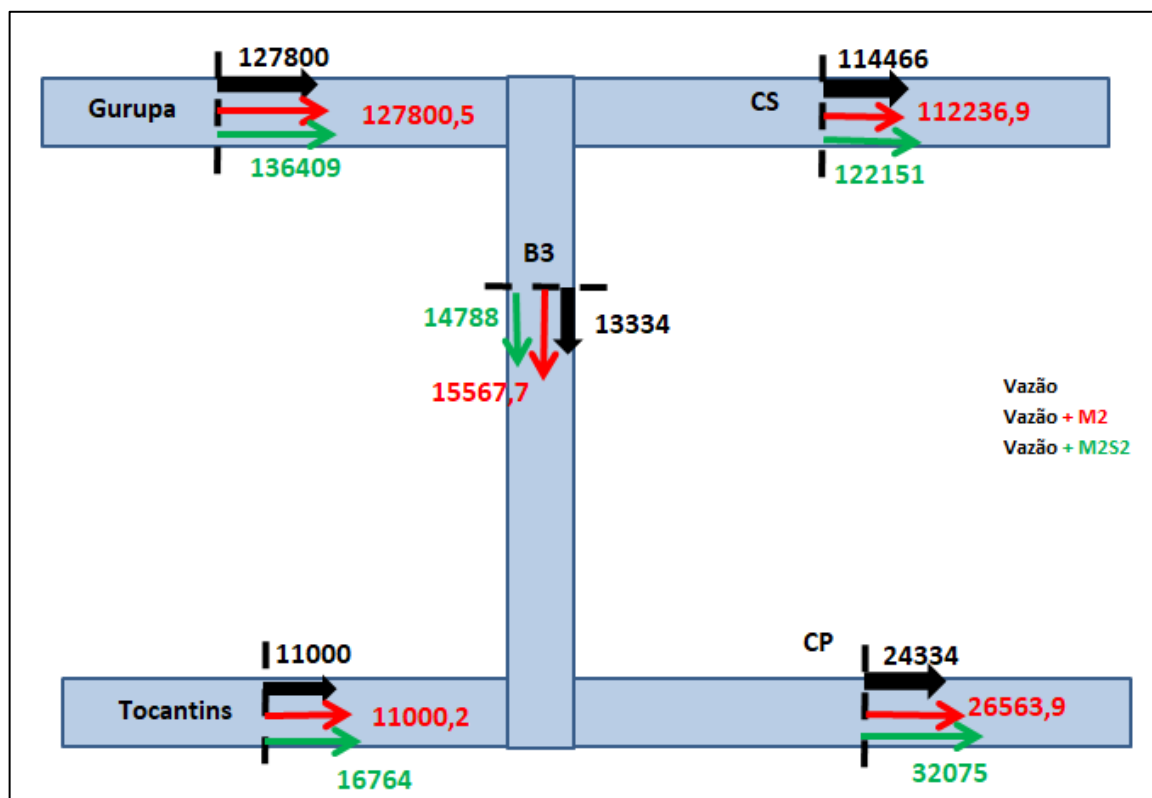


Figura 20: Esquema da distribuição de vazões com e sem a influência das componentes de maré  $M_2$  e  $S_2$ . As setas indicam os fluxos residuais da simulação: no cenário C3b (preta), no cenário C3a (vermelha) e, no cenário C1a (verde).

Os valores da Figura 20 estão dispostos na Tabela 8, a seguir. No cenário forçado apenas com a vazão fluvial (C3b), observa-se que a vazão imposta no canal CP (seção Tocantins) flui totalmente por este canal até sua foz. E, da vazão que representa o rio Amazonas, aproximadamente 90 % continua pelo canal CS e 10 % flui para o canal B. Isto pode ser explicado pela geometria dos canais (Wang e Ding, 2012), sendo o CS mais largo que o canal B, recebendo então, maior parcela da descarga fluvial.

No cenário onde houve a inclusão da componente  $M_2$  (C3a), os fluxos residuais são os mesmos nas seções de montante (Gurupa e Tocantins), mostrando o efeito desprezível da maré nestas seções. Contudo, na seção CS observa-se uma redução de aproximadamente 2 % no fluxo residual em comparação com o cenário C3b (apenas vazão fluvial). Isto ocorre devido ao transporte de maré pela assimetria

(deriva de Stokes) proveniente da geração da componente  $M_4$ , como apontado por Gallo e Vinzon (2005). Este fluxo segue pelo canal B (mostrado na seção B3), somando-se ao fluxo que passa por este canal devido à vazão fluvial (C3b).

A distribuição de vazões entre CS e B se vê modificada quando comparada com o cenário anterior (C3b), apresentando 88 % e 12 %, respectivamente. Em sua pesquisa, Buschman *et al.* (2010) verificaram que a presença da maré em um sistema com muitas conexões tende a “dificultar” a distribuição das vazões fluviais. Assim como induzir o maior aporte de vazão para canais menores que, comparativamente sem a presença da maré, receberiam parcelas menores da vazão fluvial. Na seção CP não é observada a redução do fluxo devida à contribuição da maré. Isto pode estar relacionado aos maiores aportes pelos canais B3 e Tocantins. Ao incluir a componente  $S_2$ , o fluxo residual também sofre um acréscimo em todas as estações, com exceção da estação no canal de conexão B. Destaca-se que neste cenário (C1a), pelas interações não lineares entre a maré ( $M_2+S_2$ ) e a vazão, é gerada a componente de longo período  $M_{sf}$ , como apontado por Gallo e Vinzon (2005). Nestas condições, é gerado um fluxo residual no sentido da corrente e em direção contrária à propagação da maré. Nas seções Gurupá, CS, Tocantins e CP os fluxos residuais aumentaram aproximadamente 7%, 9%, 52%, 21% quando comparados ao cenário anterior (C3a). Estando em concordância com Wang e Ding (2012), onde observaram que as flutuações do fluxo aumentam a resistência para o rio desaguar no mar, além de aumentar a sua capacidade de transporte de sedimentos. Por outro lado, no canal B (seção B3), pela combinação dos fluxos (fluvial, Stokes e não lineares gerados pela  $M_{sf}$ ) ocorreu uma redução de 5%. E, de acordo com Buschman (2010), quanto maior a variação de amplitude da maré, maior será a desigualdade na distribuição da descarga fluvial entre os canais. O fato de o fluxo residual ter reduzido no canal B e aumentado nos outros canais evidencia a importância dos efeitos não lineares decorrentes da interação entre as componentes de maré geradas e, entre essas e a vazão fluvial, não sendo apenas a amplitude da maré que influencia na distribuição dos fluxos.

Tabela 8: Fluxo residual nas seções indicadas na Figura 17, para as simulações com apenas a vazão (C3b) como forçante; incluindo a componente M<sub>2</sub> (C3a) e; com a Vazão e M<sub>2</sub>+S<sub>2</sub> (C1a).

	B3	CP	CS	Gur	Toc
Vazão	13334,3	24334	-114466	127800	11000,00
Vazão + M <sub>2</sub>	15563,7	26563,9	-112236,9	127800,5	11000,2
Vazão + M <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	14788,24	32075,86	-122151,28	136409,59	16764,83

#### 4.4. Conclusões

Este estudo se mostrou relevante para o entendimento de canais conectados que são, concomitantemente, influenciados por fluxos de marés, descarga fluvial e pela hidrodinâmica do canal vizinho. Na área abordada como estudo de caso, os Estreitos de Breves, o conhecimento da hidrodinâmica contribui para as tomadas de decisões relacionadas a gestão ambiental e para a navegação. Pois esta é uma das principais atividades na região e altamente dependente do conhecimento sobre os níveis e velocidades nestes canais.

A modelagem computacional, ainda que simplificada, tem se mostrado uma ferramenta cada vez mais útil em estudos hidrodinâmicos dos sistemas costeiros e estuarinos, visto que possibilita a integração de dados pontuais e a extrapolação das características para o sistema. No presente estudo, foi possível observar a localização de uma zona de convergência no canal de conexão (B) entre os canais principais (CS e CP) e, a influência da vazão fluvial do canal CS sobre a região do canal de conexão B, afetando os níveis e correntes das marés.

A propagação da onda de maré, de progressivo ao comportamento misto, progressivo-estacionário à medida que se propaga nos Estreitos de Breves, pode indicar a influência de uma onda de maré sobre a outra em direção oposta (reflexão de onda). As baixas velocidades no ponto de encontro podem levar ao acúmulo de sedimentos e nutrientes. Finalmente, a influência da descarga na maré é vista claramente em todas as estações, geralmente reduzindo as velocidades/ amplitudes das marés.

O fluxo residual do canal CS para o FP é reduzido no canal de conexão quando há apenas a componente M<sub>2</sub>. Contudo, ao incluir a S<sub>2</sub>, que compõe junto com a M<sub>2</sub> a componente M<sub>sf</sub>, o fluxo residual nesta seção aumenta.

Os fluxos residuais são resultado de diferenças de profundidade, comprimento, largura e rugosidade do fundo dos canais conectados. Portanto, é de grande importância que a morfologia do sistema seja tão bem representada quanto for possível.



5. Artigo 2: The Hydrodynamic of the MultiChannel that connects the Amazon River and Pará channel. (em inglês, submetido a Estuaries and Coasts)

Abstract

Estuaries systems often have complex channels patterns subject to tidal forcing from different entrances. Many researches have been relating that the flows through multi-channel are controlled by the magnitude and phasing of tidal forcing and how the tides influence river discharge division over distributaries. The Amazon River and Para channel are connected by a complex channel network and join two large estuarine systems and different hydrologic basins (North of Brazil). The main hydrodynamic forcings are the large discharge of Amazon River and the macro-tides entering from the ocean, converging along the multi-channels. This research used data and numerical model to analyze the tidal behavior along the two main connecting channels: Tajapurú and Breves. The analysis of the phase of M2 component pointed the tidal convergence zone, which did not show changes with Amazon River seasonality. The morphology difference of the two channels explains differences in discharges and larger current velocities observed along the Tajapurú channel. Results of water levels and velocities pointed a more progressive tidal wave propagating from the Amazon South channel towards the Para channel. A more standing tidal wave behavior is shown for the tidal wave propagating from the Para channel up to the convergence zone. Residual flow is consistently directed from Amazon South channel towards Para channel, exporting Amazon River water and sediments to a neighbor system. It is shown that the main factor influencing this exporting flow is the Amazon River seasonality. However, the tidal effect is not negligible, with larger residual flows during spring tides.

5.1. Introduction

Amazon River reaches the ocean branching into two main distributaries, the North and South Channels. Separated by the Marajo Island, there is the Marajo Bay, receiving the waters of Tocantins River, a large river with a mean discharge of 10700 m<sup>3</sup>/s, varying from 1283 m<sup>3</sup>/s to 56,176 m<sup>3</sup>/s in 1957-2014 observations. The connection between Amazon River and Marajo Bay, consists in a series of small channels, called Breves Straits. In spite this connection, Marajo Bay and its tributaries are not considered part of Amazon River Basin.

Between 1976 and 1984, the first large dam in a tropical forest was built in Tocantins River, one of the largest in Latin America. In September 1984 the river flow was stopped until the reservoir was full (for a period of about two months), but the conductivity measurements along the Marajó Bay, made during this period, showed no salinity intrusion up to 150km from the mouth. Marajo Bay is plenty of fine sediments while Tocantins River drains Amazon forest and, thus, is poor in suspended particle matter. It is well documented that Amazon River carries out a large fine sediment load from the Andes (Meade *et al.*, 1979; Latrubesse *et al.*, 2005). Those observations raised the question if there is a significant contribution from Amazon River towards Marajo Bay and how tides and Amazon River discharge influence the flow along these connecting channels.

Exchange flow between two connected estuaries has been studied for North Inlet-Winyah Bay. In this case tidal distortion combined with wind driven set-down at the sea were more important as transport mechanism between the systems than fresh water discharge events.

Estuaries often have complex channel patterns resulting on complex tidal dynamics (Warner *et al.*, 2003). In the literature, it has been observed that the circulation patterns of water through multi-channel estuaries are controlled by the magnitude and phasing of tidal forcing. For example, Warner *et al.* (2003) observed that the circulation patterns in the channels of San Pablo Bay (California, USA) were characterized by spatial and temporal asymmetries occurring at the connected entrances. The tidal propagation combined with estuary morphology and the water levels influence the tidal meeting point inside the channels, which may form a barotropic convergence zone, favorable for sediment and nutrient accumulation (Nascimento, 2013; Traynum and Styles, 2008).

When channels join, the tidal waves that propagate landward in the net of channels affect each other. The tidal amplitude and phase along the channels are not necessarily the same. And, even for equivalent tidal forcing in the multi-channel system, residual fluxes may be the result of differences in depth, length, convergence width, or bottom roughness of the connected channels (Buschman *et al.*, 2009).

Other research in multi-channel systems focused on the tidal impact on the fresh water discharge distribution. It was shown that the tide can have a significant influence on river discharge distribution over the channel system. Among them, Sassi

*et al.* (2011) showed, using a numerical model, for the Mahakam estuary (Kalimantan, Indonesia), that the influence of the tides on the mean water level in one channel may influence the discharge ratio. This mechanism, for example, may redistribute discharge to smaller channels, which, in absence of the tide, would receive a comparatively smaller portion of the river discharge. Buschman *et al.* (2010), studied the Berau estuary (Kalimantan, Indonesia), using numerical model. They observed that tidal motion generally favors the allocation of river discharge to deeper and shorter channels, enhancing the inequality in discharge distribution that would occur due to river flow. Due to differences in hydraulic roughness, tides may counteract the unequal discharge distribution that occurs due to river discharge only. In addition, as tidal waves propagate towards the convergence zone, a standing wave may be formed. Because of friction, the tidal wave can have any phase difference between 0° and 90° (Lu *et al.*, 2015; Hoitink and Jay, 2016).

The Amazon River and Para channel, north of Brazil, is an example of two large estuarine systems, connected by a complex channel network, known as Straits of Breves (referred to hereafter as "Straits"). The influence of the Amazon River discharge in the neighbor system, south of Marajo Island (Fig. 1a), has been recognized. Previous work on the discharge distribution between the Amazon and Para channel, showed the discharge contribution from Amazon River to Para channel from measurements. Baltazar *et al.* (2011), observed fresh water conditions at Para channel (in Marajó Bay), even for the low river discharge of its main tributary, the Tocantins River. According to Barthem and Schwassmann (1994), fresh water from Amazon River system, precluded the salt water intrusion to penetrate the Para channel during the filling of Tocantins River dam, with no discharge from this river.

The pattern of water levels and currents within the Strait channels are important for activities such as navigation and fishing, as these are influenced by tides. Moreover, this knowledge is needed for researches of sediments, nutrients and pollutants transport, to increase the efficiency of sustainable activities and management of the region, for example. However, the hydrodynamic features inside these connecting multi-channel system is not well known and the lack of data inside the main channels (Tajapuru and Breves) turns its study more complex.

Thus, the main goal of this paper is to further contribute to the understanding of the hydrodynamics' of multi-channel systems, especially with those that involves two

different hydrologic basins. Available data and a 2DH numerical model were used in order to assess the convergence zone of the tidal propagation along the main connecting channels between Amazon River and Para channel. The influence of the Amazon River discharge is addressed for the behavior of tidal phase and amplitude. The relationship between water level and velocities along the channels was investigated in order to understand the tidal transformation, from progressive to a standing wave. The impact of the fortnightly tidal cycle on the discharge divisions is also examined, considering the Amazon River seasonality.

This paper continues as follows. Section 2 presents the main characteristics of the study area – Amazon River, Pará Channel and the connecting channel – and the methods, with the data based and model set up used, the calibration and validation results. The section 5.3 brings the results obtained and discussions. And finally, section 4 presents the main conclusions.

## 5.2. Material and Methods

The study area comprises the connection of the South Channel of Amazon River with the Pará channel. The connection occurs through several channels, being the Tajapurú and Breves the two main channels, at the region known as Straits of Breves. In order to study the tidal propagation and flow exchange along this connecting multi-channel system, a numerical model was developed covering a large area, approximately 920 by 1000 km, from the ocean boundary to the last riverine stations, upstream of tidal influence. The grid has 22407 elements, with resolutions varying from 94 m to 10725 m. Delft3D numerical code was used in its vertical averaged mode (2DH module) (Deltares, 2014). The time step used was 0.5 min. Fig. 1a shows the location of 17 tidal gauge stations, with water level data used for model calibration. Fig. 1b shows the model stations along the main connecting channels, used for the tidal propagation analysis. T1 to T17 for Tajapurú channel, and B1 to B21 for Breves channel.

The average discharge of the Amazon River, measured at the last riverine station, is 175000 m<sup>3</sup>/s (from observations from 1968 to 2018, at Óbidos station), with maximum and minimum about 291900 m<sup>3</sup>/s and 70840 m<sup>3</sup>/s, respectively. The Tocantins River, main tributary of Para channel, has an average discharge of 10700 m<sup>3</sup>/s (from observations between 1957 to 2014, at Tucuruí Station), with maximum

and minimum of 56176 m<sup>3</sup>/s and 1283 m<sup>3</sup>/s, respectively (National Water Agency – ANA 2018). There is a phase lag of two months between the maximum discharges in the Amazon and Tocantins Rivers.

The tide in the study area is classified as semi-diurnal and macro-tide, with a range approximately of 5m at the mouth (Gallo and Vinzon, 2005; Rollnic and Rosario, 2013). The tidal propagation along the Amazon River reaches up to 800 km. Tocantins River is dammed for electricity generation, 400 km from the ocean, interfering in the tidal propagation. Seawater never enters in the Amazon River mouth, but brackish water can be observed at the Pará channel mouth (Gibbs, 1970; Barthem and Schwassmann, 1994; Molinas et al., 2014). During the high river discharge tidal amplitude decreases along the estuary, while the mean water level increases, comparatively to the low river discharge condition (Gallo and Vinzon, 2005; Vinzon et al., 2011).

Fig. 2 shows the mean depth and cross section area along Tajapurú and Breves channels. Tajapurú channel, from T1 to T17 stations, measures about 93 km. Considering the cross-section geometry at the model stations, the mean width and depth are 770 m and 15.6 m, respectively, while the width varies from 650 m to 1210 m; and the depth varies from 9.36 m to 23.5 m. An important physiographical feature along Tajapurú channel, is Melgaço's Bay, located between model stations T14 and T15, noticeably enlarging the cross section. Breves Channel, from B1 to B21 stations, measures about 117 km and the mean width and depth are 700 m and 12.7 m, respectively. With varies from 230 m to 1860 m, while depth varies from 8 m to 21.3 m. It is possible to observe the deepening of the channels at both enters and a series of shallower areas in the intermediate part. The morphology of the Strait of Breves channels is very sinuous, as can be seen in Figura 21, which probably is related to the maturity and flow regime of these channels.

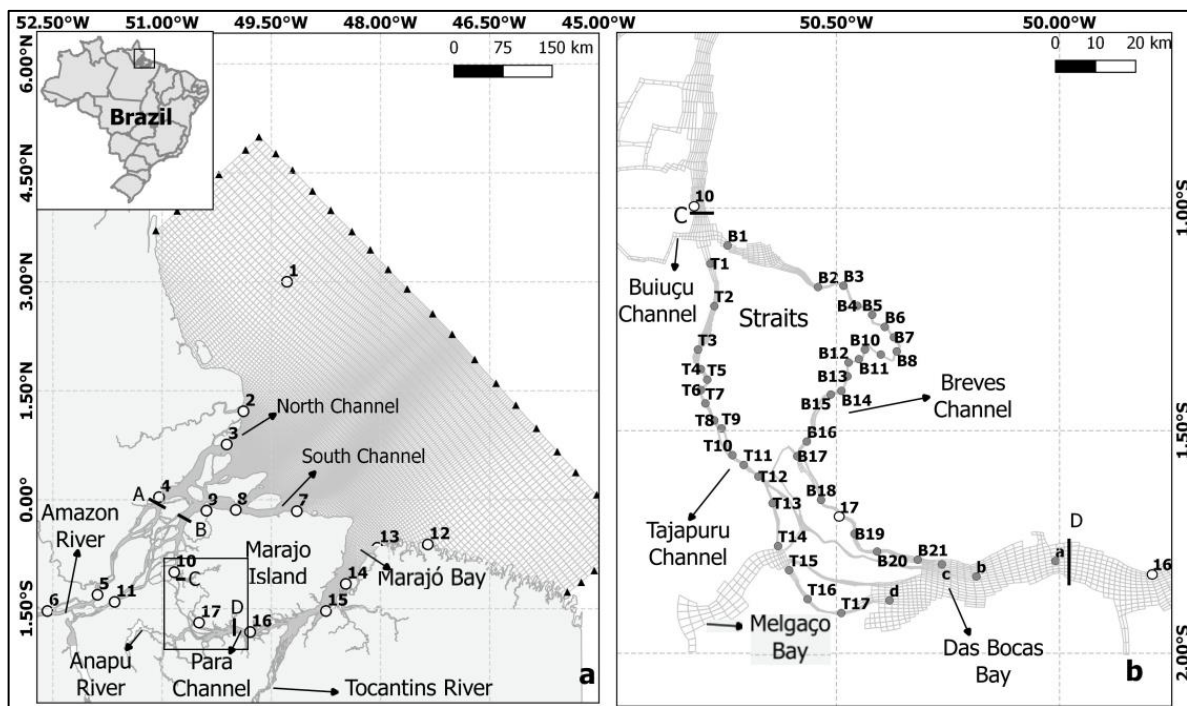


Figura 21: Study area: (a) grid of the model, location of the cross section of discharge measurements (A, B, C and D), tidal gauges (circles, 1 to 17) and location of the boundary conditions taken from FES2014 (triangles); (b) detail of the grid with the main two channels of Strait of Breves (Tajapuru and Breves) and model observations points: T1 to T17 along Tajapuru channel, B1 to B21 along Breves channel and a, b, c and d in Das Bocas Bay.

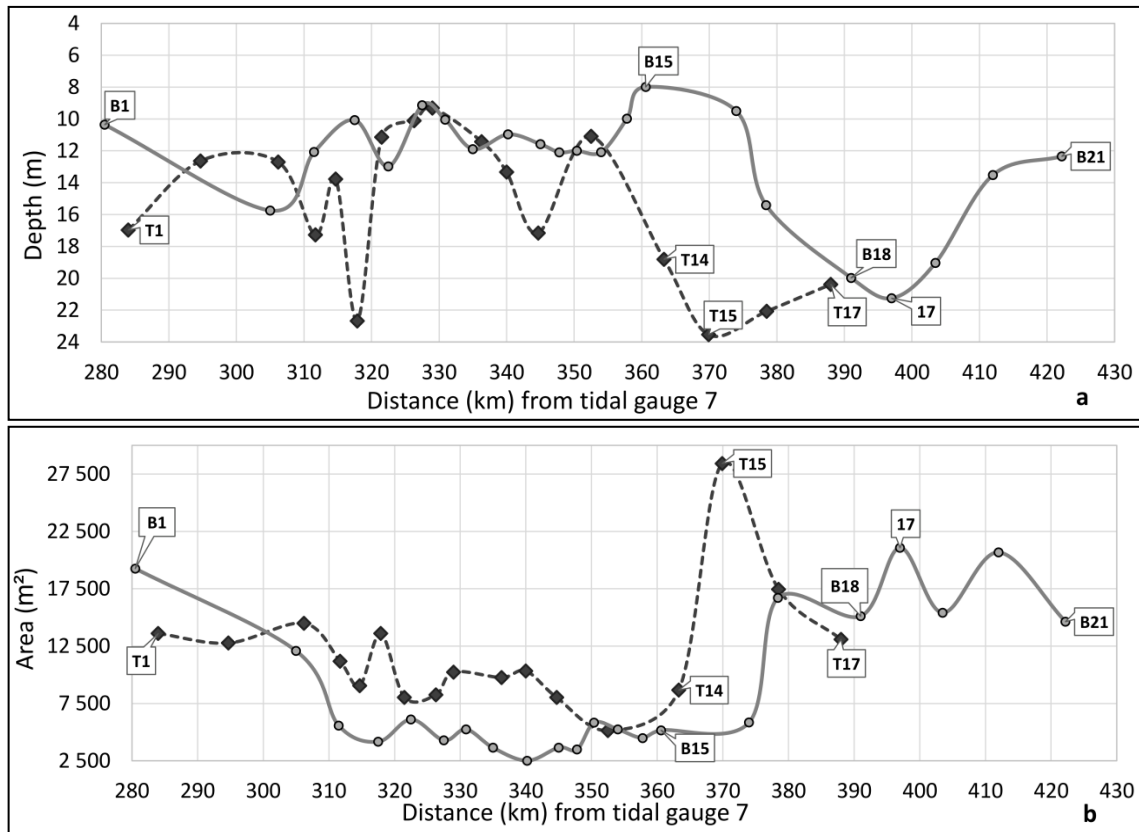


Figura22: Mean depth (m) (a) and cross section area (m<sup>2</sup>) (b) along Tajapurú (dashed line) and Breves (line) channels. Tidal gauge station 17 (at Breves Channel) is also indicated.

A database of bathymetry, bottom roughness, river discharges and tidal constituents along the sea boundary were used for setting up the model. The water levels from 17 tidal gauge stations, were used for the calibration, while the discharges in four cross sections (A, B, C and D) were used for validation (Figura21a).

The bathymetry data base was built from Nautical Charts provided by the Brazilian Navy and bathymetric surveys conducted by the Laboratory of Cohesive Sediment Dynamics, of the Federal University of Rio de Janeiro (LDSC) (PIATAM-OCEANO, 2008). The bathymetry was referred to Mean Sea Level (MSL). The bottom roughness distribution was based on Gallo and Vinzon (2005) and Molinas (2014).

The river discharge inputs included the monthly mean for the major tributaries: Amazon, Xingu, Tocantins, Jari, Araguari, Anapu, Acará and Guamá Rivers (National Water Agency – ANA 2018).

Tidal constituents M2, S2, N2, O1, K1, M4, P1, and K2, at the model sea boundary, were obtained from the global model FES2014 (AVISO 2014). Water level information for the 17 tidal gauge stations (Figura21 a) were provided by the Directory of Hydrography and Navigation (DHN- Brazilian Navy), Hydrology and

Geochemistry at Amazon Basin Project (HiBAm) and Scientific and Technological Research Institute of Amapá State (IEPA).

Information of cross section discharges are available from measurements, during one tidal cycle (Tabela9). The cross sections are located at the North (A) and South Channel (B) of Amazon River, in Jacare Grande (C), at the northern border of the connection channels, and in Para channel (D), at the southern border of connection channels (Figura21a). Silva (2009) made three field campaigns using ADCP of 600kHz during 13h in transects (A), (B) and (C). The first field work occurred from 16 to 26 of June, 2007, during high river discharge and neap tides, the second from 1 to 8 of June, 2008, high river discharge and spring tide and the third from 30 of September to 5 of October, 2008, low river discharge and spring tide. Costa (2013) made two field campaign with the same instrument, surveying cross sections (C) and (D). The first field work occurred from 5 to 9 of November, 2012, during low water discharge and neap tide, and the second from 21 to 24 of June, 2013, high river discharge and spring tide.

Tabela9: Cross Section Discharges Available at the Four Stations Indicated in Fig. 1a, Tide and Amazon River Discharge Characteristics.

Survey Date	Stations (Fig. 1a)	Tide (springorneap)	Amazon River discharge
Jun/2007 <sup>(*)</sup>	A, B, C and D	Neap	Maximum
Jun/2008 <sup>(**)</sup>	A, B and C	Spring	Maximum
Nov/2008 <sup>(**)</sup>	A, B and C	Spring	Minimum
Nov/2012 <sup>(***)</sup>	B, C and D	Neap	Minimum
Jul/2013 <sup>(***)</sup>	B, C and D	Spring	Maximum

Note. (\*) Dataset available for analysis. (\*\*) Silva (2009). (\*\*\*) Costa (2013).

Amplitude/phase constituents at the sea boundary were adjusted in order to match the observed data at station 1, the only tidal gauge station located on the continental shelf. Roughness was further modified in areas of the inner estuary, to fit the model to the observed tidal measurements (stations 2 to 17). It was necessary to consider the river discharge seasonality influencing the tidal data along the estuary. Short-term harmonic analysis of 30 days was made to account for the river discharge seasonality. Thus, the comparison of the model results with the data was made considering similar discharges than occurring during the tide measurements. The tool used for the harmonic analysis and tidal prediction was  $t_{\text{tide}}/t_{\text{predict}}$  functions of



MatLab® (Pawlowicz et al., 2012). The model validation was based on the Pearson correlation and Mean Square Error (MSE) comparing two time series: the model simulation and predicted tidal series from the data harmonic constituents.

Another validation of the model was made comparing the mean discharge at the four measured cross sections, indicated in Tabela9. The mean flow discharge from the model results was obtained as the mean of five tidal cycles, representing the spring or neap tides occurred during measurement.

Figura23 shows the comparison between M2 tidal constituent, from the hydrodynamic model and data of the 17 tide gauges (Figura21a). M2 is the main constituent, explaining 70% of total tidal elevation at the shelf, according with Beardslay et al. (1995). Other constituents were verified, observing a general agreement. The MSE ranged from 0.01 m (station 6) to 0.26 m (station 10), with mean of 0.06 m. The Pearson correlation ranged from 0.99% (station 12) and 0.75% (station 10). The maximum amplitude differences of the M2 tidal constituent were observed at tidal gauge stations 11 and 10, where the model underestimated the amplitude in  $\approx 39\%$  and overestimated the amplitude in  $\approx 34\%$ , respectively. Station 1, reference station for sea boundary conditions adjustment had MSE of 0.04 and Pearson of 0.96

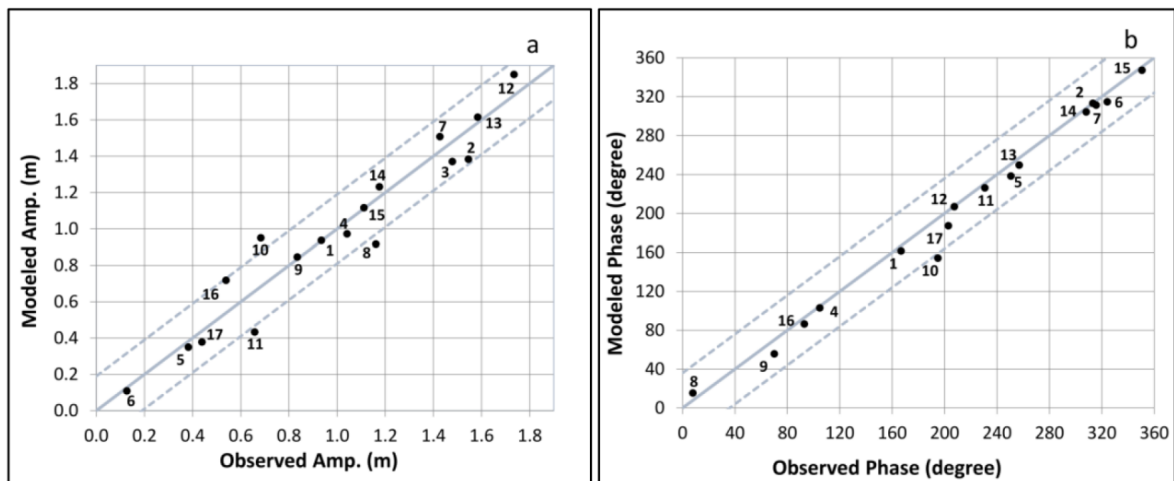


Figura23: Comparison of M2 tidal constituent amplitude (a) and phase (b) between the observed data at the 17 tidal gauge stations and the modeled results. The dashed line indicates error interval of 10%.

The comparison between the measured and modeled tidal residual discharge, at the four cross sections are shown in Figura24a. Sections A and B are located in the two main channels of Amazon River (Figura21a). Observed and model results have a

mean difference of 5.8% and 12%, respectively (Figura24a). South Channel drives more discharge than North Channel, in a proportion of 61.5% and 37%, for the maximum river discharge and spring tide, in agreement with Vinzón et al. (2011).

The influence of the tide on the residual discharges can be observed from model results in Tabela10. For both main Amazon channels, the spring tide reduces the residual flow compared to the neap tide, either for maximum and minimum river discharges. This effect can be associated to the impact of the tidal propagation on the mean water level, related to the  $M_{sf}$  tidal harmonic, lowering the mean water level during neap tides, and thus intensifying the ebb residual flow.

Tabela10: Modeled Residual Discharge Through the Two Main Channels.

Cross Section		North Channel (A)		South Channel (B)	
		Residual discharge (m <sup>3</sup> /s)	% of total discharge	Residual discharge (m <sup>3</sup> /s)	% of total discharge
Maximum River Discharge	Spring Tide	94500	39.9%	137000	57.9%
	Neap Tide	101300	41.1%	140000	57.0%
Minimum River Discharge	Spring Tide	47400	38.0%	75100	60.2%
	Neap Tide	48000	37.8%	77100	60.7%

Sections C and D are located in the connection between South Channel of Amazon River and Para Channel. Generally, the tidal residual discharges at C and D cross sections are directed from South Channel towards Pará Channel, from measurements and model results. An exception is section C during the low river discharge, with residual discharge in the opposite direction. Differences between measured and modeled (Figura24b) are significant in these sections. Consistently, the model is underestimating the measured residual flow. As it will be seen later, other connection channels significantly contribute for this residual flow. The lack of data on the geometry and flow through the complex channel system, prevent from improving the model representation of the residual flows. Tidal propagation, however, was well represented.

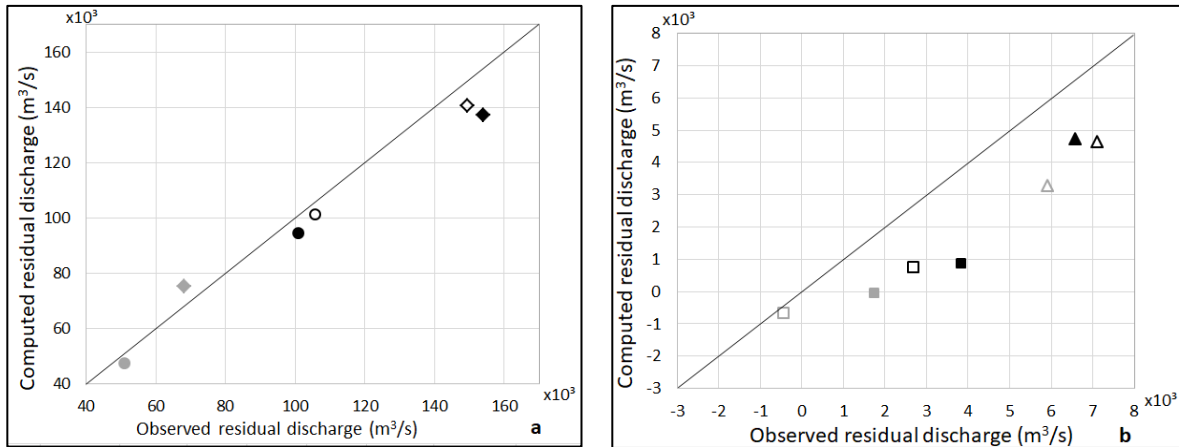


Figura24: Tidal mean flow discharge ( $m^3/s$ ) at cross sections in (a) Amazon North and South channels, sections A (circle) and B (diamond), respectively; and (b) at northern and southern of the connection channels, sections C (square) and D (triangle), respectively (Figura21a and Table 1). Markers legend: black = maximum river discharge; grey = minimum river discharge; filled = spring tide and; empty = neap tide.

### 5.3. Results and Discussions

Following the phase, it is possible to observe where the change in the propagation direction occurs, as it tends to increase as the tidal wave propagates. The tidal behavior was observed, from the hydrodynamic model results, while propagates along the South Channel towards the Para Channel, from tidal gauge station number 7 to number 10, through both, Tajapurú and Breves channels. On the other side, the model allowed to observe the tidal behavior while propagating along the Para Channel towards the South Channel, from tidal gauge station number 14 to 16, through both Tajapurú and Breves channels. The selected scenarios consider spring and neap tide and the high and low discharges of Amazon River.

From these observations the changes in the amplitude and phase were determined, and thus the tidal convergence zone within the two channels. Also, the relationship between water levels and velocities and the residual discharges were determined. The results are presented in the following sections.

#### 5.3.1. $M_2$ phase and amplitude: Convergence zone

At the model stations T15 and around B15 to B17, in the Tajapurú and Breves channels, respectively, it is observed a maximum in phase, which point the location of the tidal convergence zone (Figura25). These sections are located, approximately, 370 km (T15) and 360.6 km (B15) from the tidal gauge station number 7, located on

the South Channel. Tidal arrives at the same time at stations 7 and 14, this one located on the Para channel. The distance between tidal gauge station nº 14 to the south entrance of Breves channel (model station number B21) is similar to the distance between station 7 and the north entrance of Breves channel (model station B1).

Regardless of the eight astronomical components prescribed at the sea boundary, the analysis presented here focuses on the main tidal component, M2, as it is largely the more energetic component.

Regarding the influence of Amazon River, comparing maximum and minimum discharges, the maximum differences in phase, along Tajapurú channel was  $\approx 5.3^\circ$  at T17 station, while along Breves channel was  $1.9^\circ$  at B20 station. Lengthways the South Channel and Para Channel, the maximum phase differences are about  $3.3^\circ$  (tidal gauge 9) and  $7.8^\circ$  at the model station d in Das Bocas Bay, respectively. The influence of the Amazon River discharge on the tidal phase is more pronounced upstream in the estuary, as was reported by Gallo and Vinzón (2005), with phase differences of the order of  $20^\circ$ , at stations located upstream tidal gauge 5 (Figura21). The behavior of the M2 amplitudes along the tidal wave propagation is similar in the two channels (Figura26). While propagates from the South Channel towards the Para Channel, the tidal amplitude decreases up to the convergence zone (model stations T15 and B15-B17). However, while propagates in the other direction, from the Para Channel towards the South Channel, an increase of the tidal amplitude is observed, up to the convergence zone. At the north entrance of Breves Channel, a slight increase in the tidal amplitude of 0.07 m is observed (from model station B1 to B2).

In the south entrance, both channels, Tajapurú and Breves, meet the large Das Bocas bay, where the tide propagating along Para Channel is almost damped. Tidal amplitude in the four model stations, a, b, c and d (Figura21) along this bay are 0.47 m, 0.31 m, 0.26 m and 0.21 m, respectively. Thus, the tidal waves entering from the south in both channels, must be amplified until the convergence zone located around model stations T15 and B15-B17.

As observed for the tidal phase, the influence of the Amazon River discharge is also larger for Tajapurú channel than Breves channel. The maximum differences in amplitude, comparing maximum and minimum Amazon River discharge, along

Tajapuru channel was  $\approx 0.033$  m at T3 station, while along Breves channel was 0.016 m at B11 station.

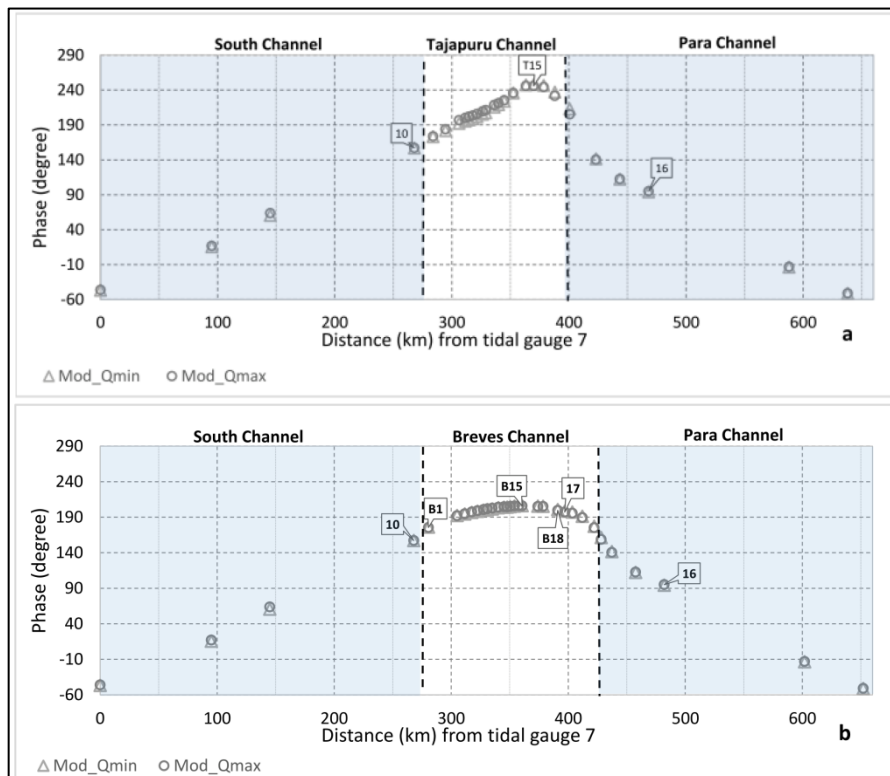


Figura25: Phase of M2 tidal constituent along Tajapuru (a) and Breves (b) Channels. Triangle and circle represent minimum and maximum river discharge, respectively.

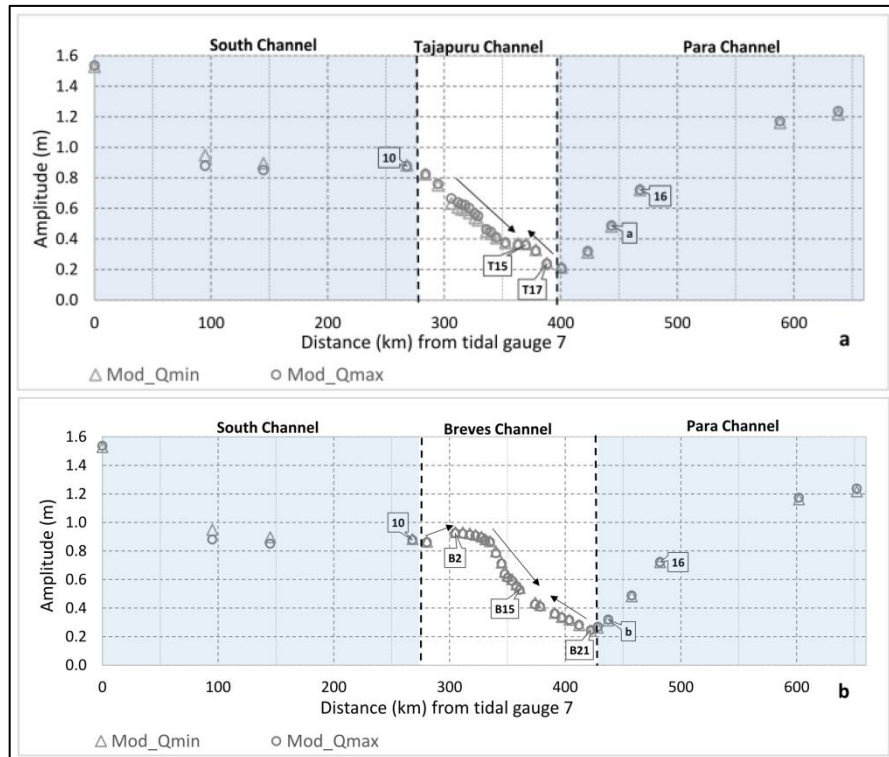


Figura26: Amplitude of M2 tidal constituent at Tajapur (a) and Breves (b) channels station. Triangle and circle represent minimum and maximum river discharge, respectively.

### 5.3.2. Water level - Velocity analyses (H-V diagrams): progressive and standing waves

Stage-velocity diagrams are used to describe how tidal wave changes during propagation. Changes in the relative phase between velocity and water levels, is manifested by the form and orientation of the water level-velocity diagrams. Typically, in a progressive wave the tidal amplitude and current would be in phase, i.e. the maximum flood currents would occur at high water, describing a 45° line in the H-V diagram. Otherwise, in a standing wave, high and low water levels would coincide with the time of slack water, water level is thus 90° out of phase with the current velocity (Dyer, 1997), describing a vertical ellipse in the H-V diagram.

The tidal propagation shows a nearly progressive character along the South and the Para channels (Figura27). Along the South channel velocity is positive from the ocean to landward, while along the Para channel it is the other way around (positive towards the ocean), given opposite direction for flood and ebb currents. The increase in the river discharge cause an increase in water level, an increase in the ebb

currents (towards the ocean) and a decrease in the flood currents. The effects are similar in both channels.

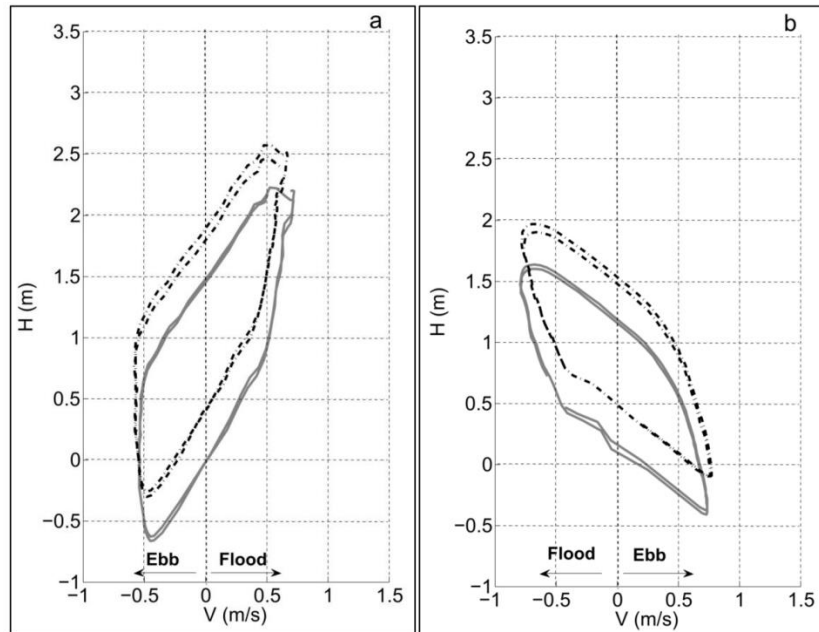


Figura27: H-V diagrams from model results for the location of the tidal gauge stations 8 (a) and 16 (b) of South and Para channels, respectively (Fig. 1a). Solid line corresponds to minimum discharge of the Amazon River, while dashed line corresponds to maximum discharge of the Amazon River, in both cases for spring tide.

Figura28 and Figura29 show the H-V graph along several model stations along both channels. At the north boundary, from B1 to B17 and from T1 to T14, the tidal wave shows a more progressive behavior. Station B17 is located in the first bend for the reach towards the south boundary, and its tidal range decreased to less than a half. Station T14 is located before the large Melgaço's Bay, and also its tidal range decreased to less than a half. At station B18 and T15 a standing wave behavior can be identified, with zero flow velocities occurring at the high and low water. Considering the river discharge, it influenced the mean water level and flood and ebb currents. Not shown here, the tidal propagation behavior was similar for neap tides, with lower velocities.

Tidal amplitude decreases from the north boundary in the South channel, towards the Para channel, in a similar pattern along the two channels. The decrease in the amplitude (from 2.6 m to less than 1 m of tidal range), is not reflected in the flow velocities generated along the channels, which are kept around 0.5 m/s.

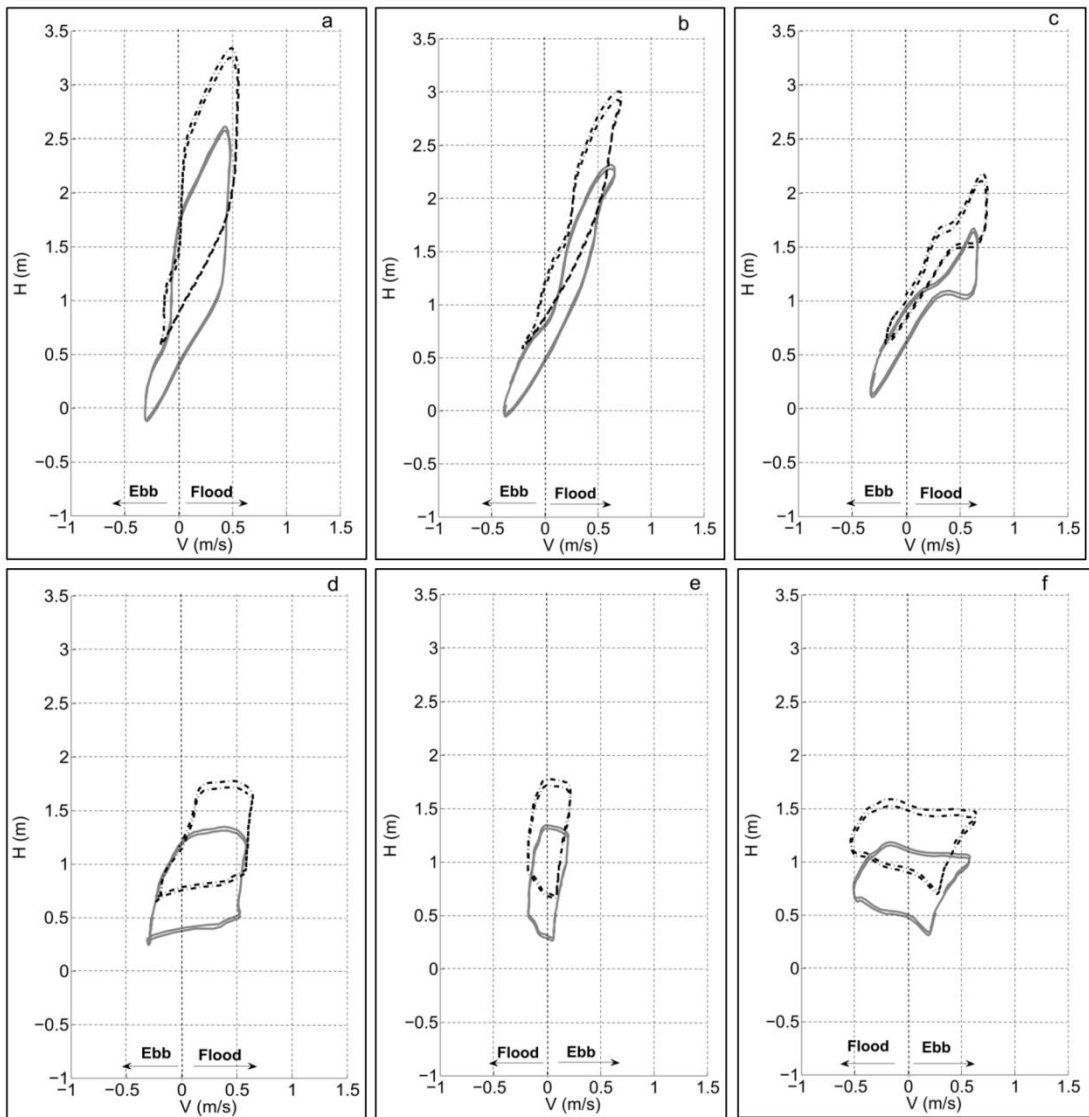


Figura28: H-V diagrams from model results for the location of the model stations (a) T1, (b) T3, (c) T11, (d) T14, (e) T15 and (f) T17 (Fig. 1b). Solid line corresponds to minimum discharge of the Amazon River, while dashed line corresponds to maximum discharge of the Amazon River, in both cases for spring tide.



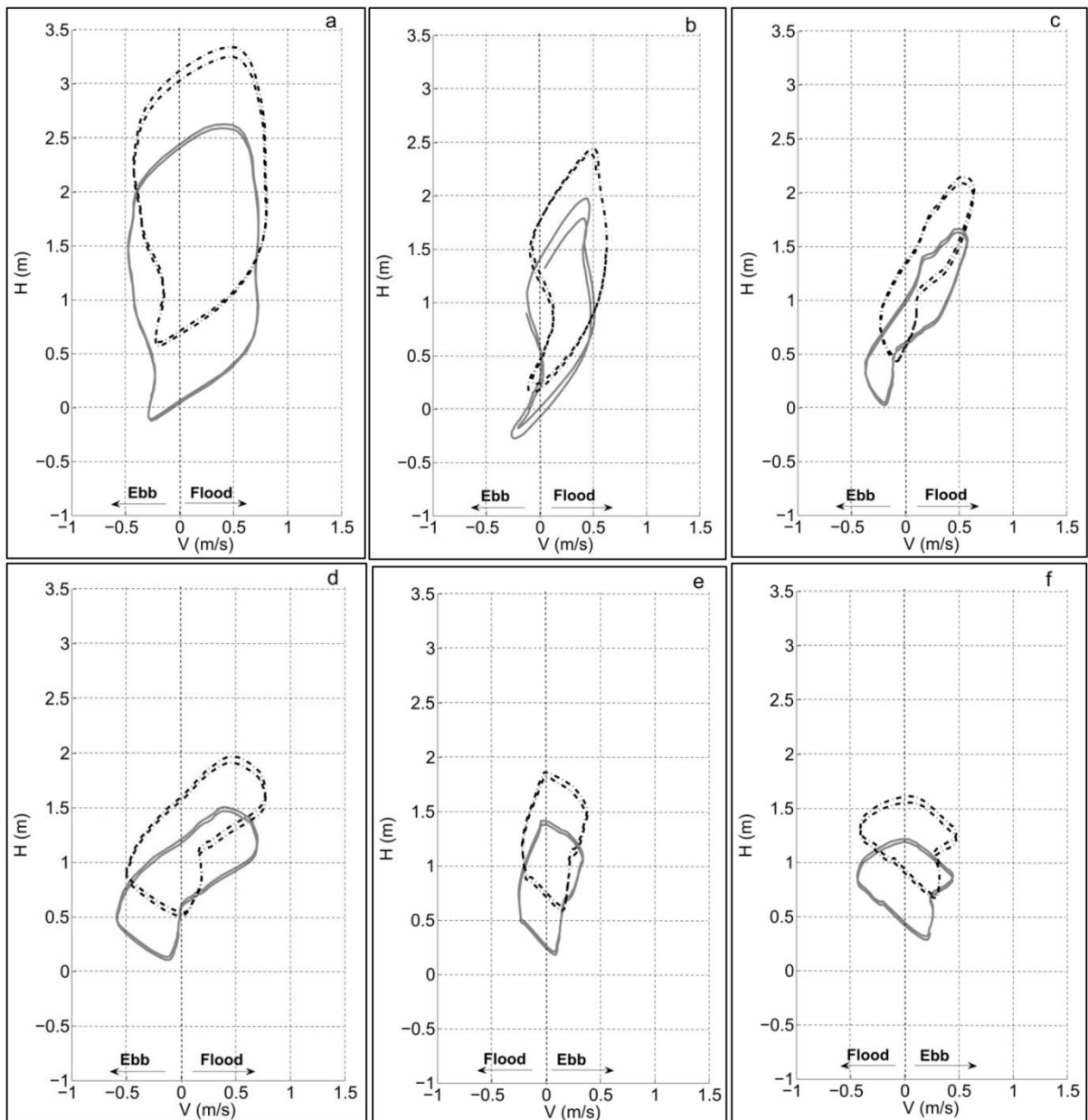


Figura29: H-V diagrams from model results for the location of the model stations (a) B1, (b) B3, (c) B15, (d) B16, (e) B18 and (f) B21 (Fig. 1b). Solid line corresponds to minimum discharge of the Amazon River, while dashed line corresponds to maximum discharge of the Amazon River, in both cases for spring tide.

The following figures (Figura30 e Figura 31) illustrate the difference of phase between the level and velocities at some stations along Tajapuru (T3 and T15) and Breves (B15 and B18) channels. The negative signal of velocity series indicates the direction from Para Channel toward South Channel (clockwise). It is possible to observe the minimum velocities (zero) during (or close to) higher/lower levels at stations with standing tidal propagation behavior (T15 and B18), as mentioned before.

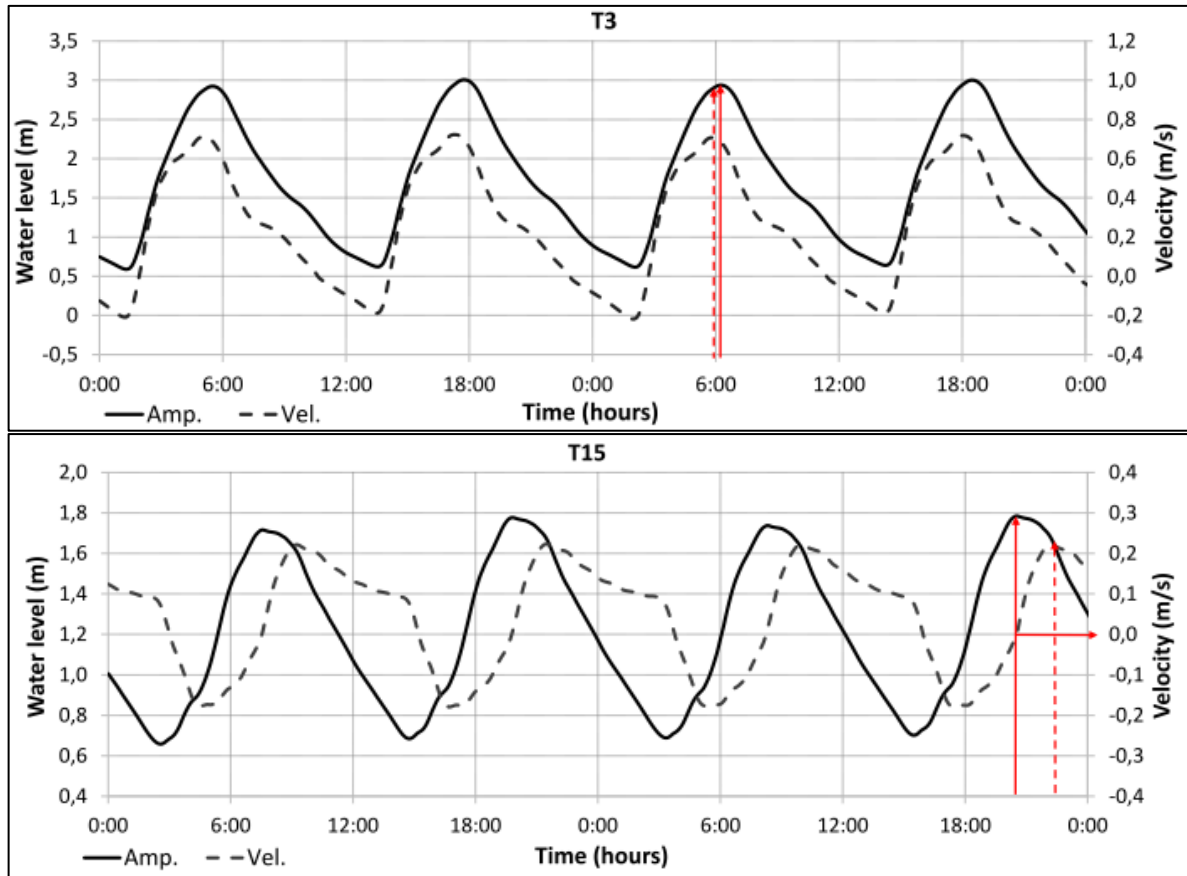


Figura30: Examples of the phase lag between the level and velocity along Tajapuru Channel: T3 (top) and T15 (bottom). The vertical red arrow marks the high level (continuous line) and velocity (dashed line). The horizontal arrow (bottom graphic) points the maximum level occurring during the minimum velocity.

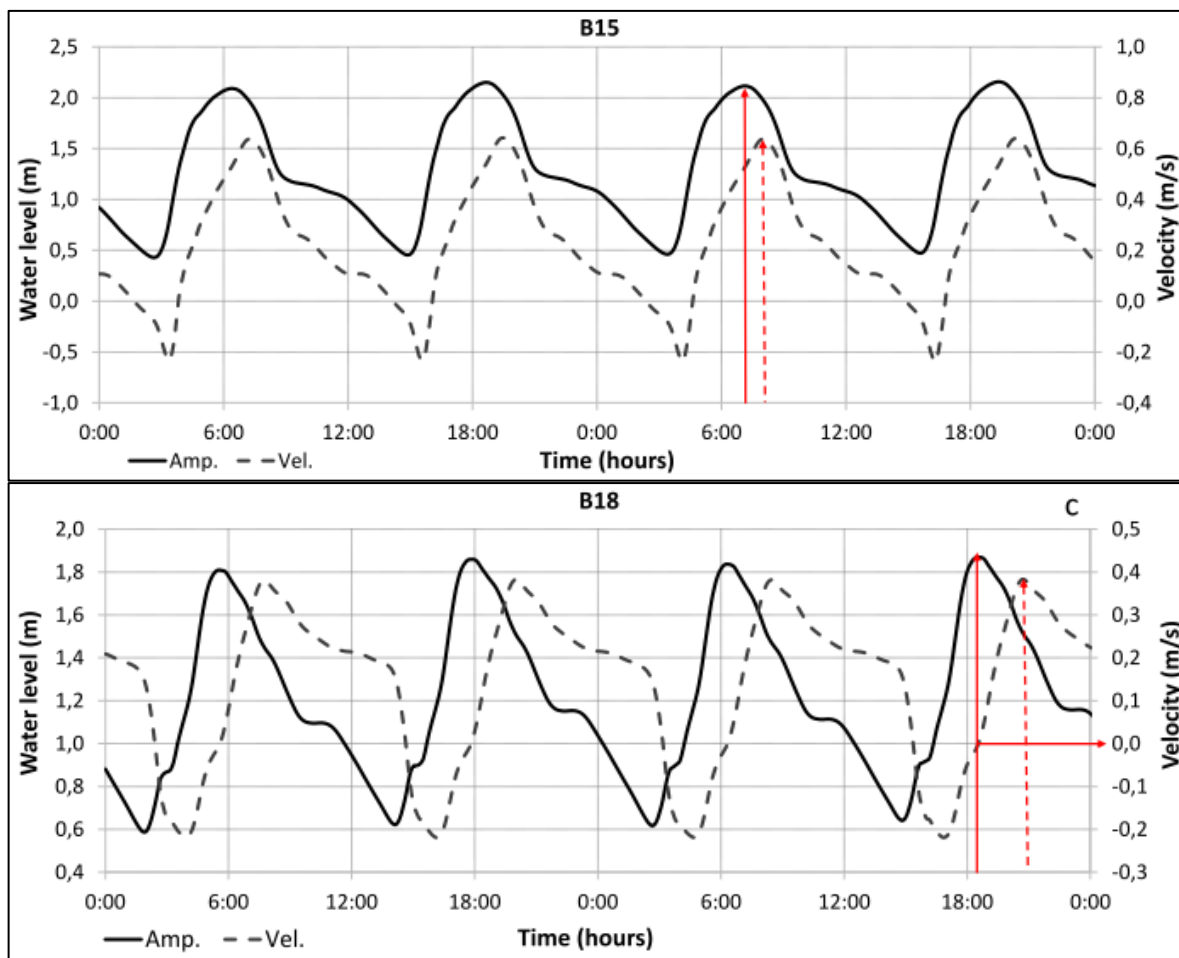


Figura 31: Examples of the phase lag between the level and velocity along Breves Channel: B15 (top) and B18 (bottom). The vertical red arrow marks the high level (continuous line) and velocity (dashed line). The horizontal arrow (bottom graphic) points the maximum level occurring during the minimum velocity.

### 5.3.3. Residual velocities and discharges along the channels

The impact of the tidal propagation along the channel was also investigated analyzing the residual currents and discharges in the system. Four scenarios were considered: maximum and minimum river discharges, combined with spring tide and neap tide.

The residual velocities along the channels were calculated averaging 2 tidal cycles. In general the residual currents are all from Amazon South channel towards the Para channel. Residual velocities are larger along Tajapuru than Breves channel. The residual velocities, averaged along the channels, are shown in Table 3. The highest value occurred during high river discharge, being  $\approx 0.65$  m/s and  $\approx 0.58$  m/s, for Tajapuru and Breves channels, respectively (Figura 32). Residual velocities are

remarkable higher along both channels during the high river flow, with little influence of the fortnightly cycle.

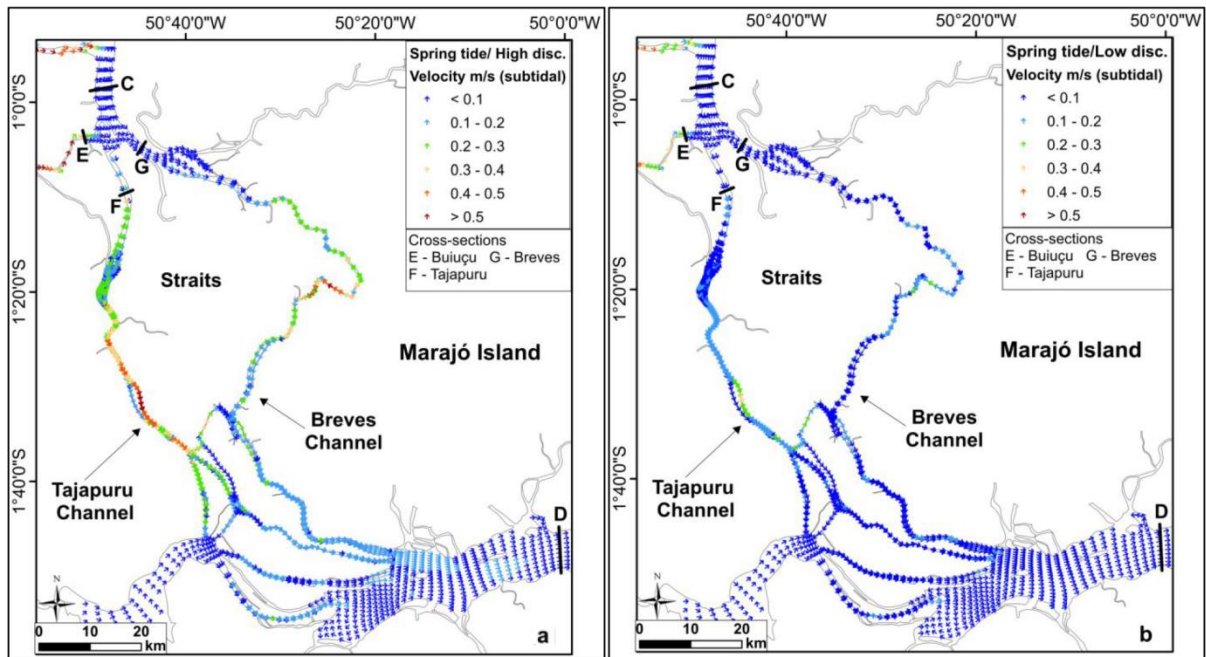


Figura32: Residual velocities during spring tide for (a) high and (b) low river discharge. Cross sections E (Buiuçú channel), F (Tajapuru channel) and G (Breves channel) where the residual discharge was calculated.

Figura32 shows the residual discharges obtained with the model for the two cross sections where discharge was measured, Jacaré Grande (C) and Para Channel (D) (Figura21). The Amazon River connect to Tajapuru (F) and Breves (G) channel through Jacaré Grande channel and a series of minor channels. The lack of information about the geometry, the bathymetry and the flow measured along these connecting channels, hampered the inclusion of those channels in this modeling exercise. One of them, Buiuçú channel (E) (Figura32) was included in order to observe the role of the Amazon upstream connections, with less tidal influence (Figura21). Where this tributary connects the main stream there is no velocity inversion with the tides.

In spite the size of Jacare Grande Channel, their residual discharge is small, even negative for low river discharges, when compared to the residual discharge through Buiuçú Channel. This connection explains the differences observed between Jacare Grande (C) and Para channels (D), since there are no other significant contributions. It also may explain the larger residual discharges observed in Tajapuru channel than Breves.

As pointed by Buschman et al. (2010), in other cases, the residual discharges increase with the increase of the tidal range, from neap tide to spring tide. The increase in the tidal amplitude impacts differently the tidal high and low water, being larger the decrease of the low water during neap tide. Consequently, during neap tides, the residual ebb flow is reinforced, reducing the residual currents which are flood directed along the connecting channels.

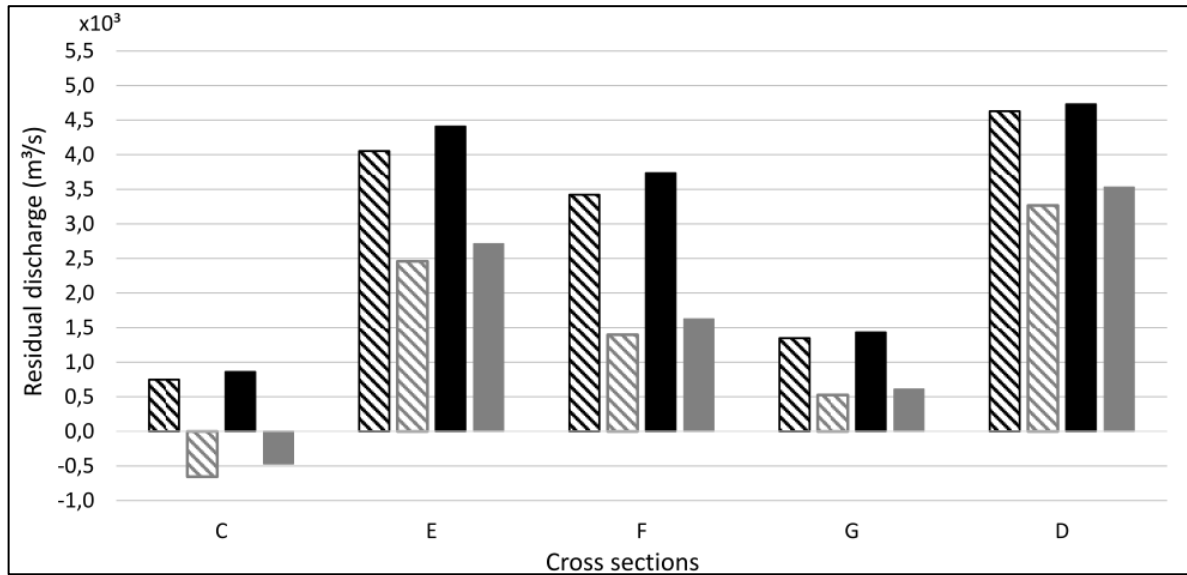


Figura33: Residual discharges at cross sections at Jacare Grande (C), Para channel (D), Buiçu channel (E), Tajapuru channel (F) and Breves channel (G) (Fig 10). Positive means towards Para channel. Black: High river discharge; Grey: Low river discharge; striped: neap tide; filled: spring tide.

Considering the total discharge from Amazon River, there is a clear contribution towards the Para Channel. The model results show 2,2% and 1,9% from the total discharge, during high river discharge, spring and neap tide, respectively. And, 1,8% and 1,5% from the total discharge during low river discharge, spring and neap tide, respectively (Tabela11). As shown in the validation results, there is an underestimation of the residual discharges along the connecting channels, possibly due to the poor representation of the network, which need to be improved.

Tabela11: Residual Discharge (%) from Amazon River to Para Channel, through the Two Main Channels, Tajapuru and Breves.

Cross section		Tajapuru	Breves
Maximum River Discharge	Spring Tide	1.6%	0.6%
	Neap Tide	1.4%	0.5%
Minimum River Discharge	Spring Tide	1.3%	0.5%
	Neap Tide	1.1%	0.4%

#### 5.4. Conclusions

A hydrodynamic model for the large Amazon River and Para Channel estuaries system was calibrated based on available observations of tidal levels. With this tool, it was possible to track the tidal propagation entering from the Amazon South channel and from Para channel, towards the connecting channels between them – region known as Straits of Breves – which there is not available data inside it. The importance of this study resides in increase the hydrodynamic knowledge of this region, which it is fundamental to activities as navigations, fishing and environmental manage. Moreover, to help to understand of the circulation patterns and convergence zone at multi-channels systems.

The convergence zone was determined from the M2 component of the tidal phase. In spite the importance of the seasonality of the river discharge, the location of the convergence zone remained in the same stations. It may be due to the distance between them, far enough to observe any change. There is a markedly difference of tidal amplitude between the two boundaries of the connecting channels, with higher amplitudes at the northern border. Thus, the tide propagating from the Amazon South channel, towards Para channel, shows a continuous damping towards the convergence zone. The tide propagating from Para channel towards the Amazon South channel, on the other hand, increases its amplitude.

Both main channels of the connection network, Tajapuru and Breves channel, show a similar behavior in currents and water levels. However, Tajapuru channel is deeper, shorter and less sinuous than Breves channel, resulting in larger current intensity and residual flow.

The analysis of water levels and velocities shows a more progressive tidal wave propagating from Amazon South channel towards Para channel. The tidal wave propagating in the opposite direction, from Para channel towards Amazon South channel, display a more standing wave behavior.

Despite cross section C (Jacare Grande) showed residual flow in the opposite direction during the low river discharge, residual flows along the connecting channels is unquestionably from Amazon South channel towards Para channel, exporting fresh water and sediments to the neighbor system. The role of Buiuçu channel, and other similar ones making a more upstream connection with Amazon River, strengthen the importance of a better representation of the whole network system. The higher hydraulic gradients established a steady flow, been this channel the most substantial discharge contribution to Tajapuru and Breves channels. Tocantins river discharge, ranges from 3500 to 38500 m<sup>3</sup>/s (monthly mean inputted in the model). Thus, the residual discharges flowing through the connecting channels, of the order of 6000 m<sup>3</sup>/s, are certainly significant for the Para channel system.

The seasonality of the Amazon River strongly impacts the residual flow, with minor influence of the fortnightly tidal cycle. The lower mean water level during neap tides intensifies the ebb currents, and thus reduces the residual flows, which are flood directed. This behavior is also observed in the residual flows in the main Amazon North and South channels, with the opposite effect, since the residual flow is increased during neap tides, as there is ebb directed.

#### Acknowledgments

The CNPq (Brazilian National Council for Scientific and Technological Development) is acknowledged for financial support to the first and third (PQ310297/2015-0) authors. DAAD and Exceed Swindon are also acknowledged for allowing the first author to participate in the Summer School INECEP (Integrating Ecosystem in Coastal Engineering Practice), which was an inspiring experience. The support and open discussions with colleagues from the LDSC/UFRJ were also helpful.

## 6. Influência da Maré na distribuição de fluxo residual

A influência da maré na distribuição da vazão do rio Amazonas dentre os principais canais dos Estreitos de Breves foi avaliada através do fluxo residual da descarga fluvial no período de dois ciclos de maré ( $\approx 24\text{h}50\text{min}$ ). Aplicou-se o método de média móvel (GODIN, 1972) na série de descarga fluvial instantânea das simulações numéricas, para filtrar as oscilações de frequência diária resultantes da maré. As análises foram realizadas para cada seção (C, E, F, G e D (Figura 34)) em três cenários distintos: uma simulação com a maré e vazão fluvial sendo impostas como forçantes nas fronteiras (I), uma simulação apenas com a vazão como forçante (II) e uma simulação com apenas a maré como forçante (III).

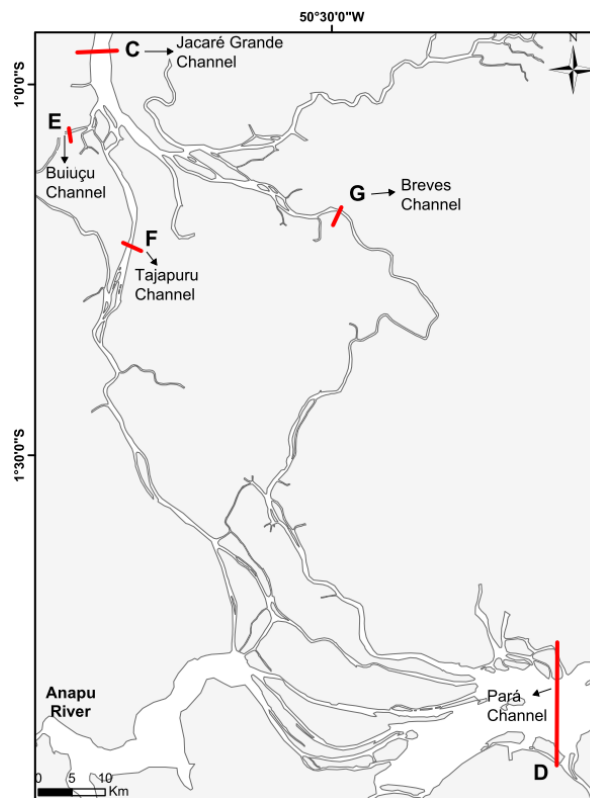


Figura 34: Seções de observação do fluxo residual (subtidal) nos canais que conectam os estuários do rio Amazonas e Canal Pará.

No cenário onde apenas a vazão (II) foi imposta como forçante, os fluxos residuais fluíram do Canal Sul do rio Amazonas para o Canal Pará, em todos os canais de conexão entre os estuários, como pode ser observado no esquema da figura a seguir (Figura 35). Do total da vazão do Amazonas (soma das seções C e E), 73 % flui pelo canal do Tajapurú (F) e 27 % pelo canal de Breves (G), tanto nas estações



de cheia (maio) como na seca (novembro). Na seção do canal Pará (D), o fluxo é resultante da soma das vazões dos canais dos Estreitos (Tajapurú e Breves) mais o aporte do rio Anapú (onde foi considerada uma vazão constante de 500 m<sup>3</sup>/s).

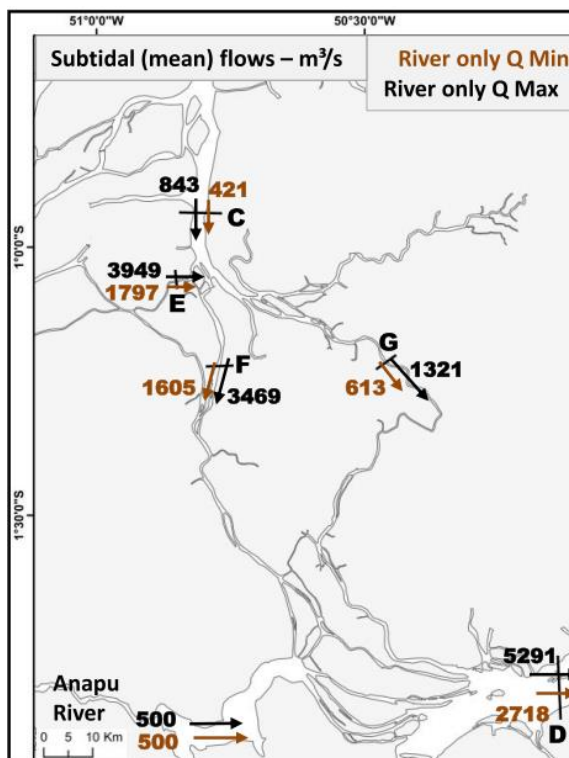


Figura 35: Esquema da distribuição dos fluxos residuais nos canais que conectam o Canal Sul do rio Amazonas e o Canal Pará, resultado da simulação (II), onde apenas a vazão fluvial atua como forçante. Os valores em preto representam os fluxos durante a época de cheia do rio e; em marrom, os fluxos durante a seca.

No cenário onde foi inserida apenas a maré como forçante (III), os valores de vazão gerados pela maré nas seções de entrada ao sistema (nos canais Sul e Pará – Figura 32) foram da ordem de +/- 3x10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>/s e +/- 2x10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>/s, durante sizígia e quadratura, respectivamente. Ou seja, a variação total do fluxo de maré é quase uma ordem de grandeza superior ao aporte do Amazonas aos canais durante a cheia (4792 m<sup>3</sup>/s).

Por outro lado, devido à fraca assimetria nos fluxos, os residuais apresentaram valores baixos. Como por exemplo, na seção D, onde os valores são mais elevados e, os máximos foram em torno de +/- 360 m<sup>3</sup>/s. Ou seja, cerca de 12 % do aporte fluvial nessa seção durante a seca. Essa proporção foi similar para os outros canais (nesse cenário). E, somado ao fato de a Msf alterar o nível médio, elevando na sizígia e reduzindo na quadratura, o valor do fluxo residual pode ser com direção positiva (anti-horário) ou negativa (horário), dependendo do intervalo a ser realizado o

cálculo. Dessa forma, não foi possível determinar uma direção do fluxo residual na simulação com onde apenas a maré foi imposta como forçante.

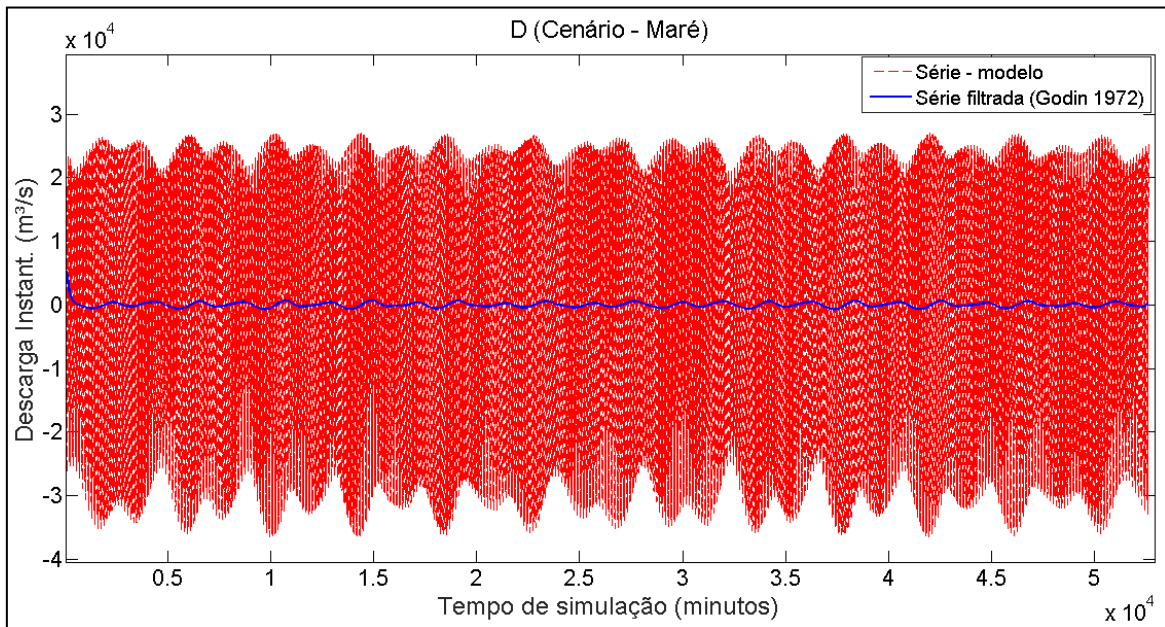


Figura36: Descarga instantânea ( $m^3/s$ ) na seção D: série resultante do cenário III (apenas a maré) em vermelho e série filtrada com filtro Godin em azul (superior).

O cenário onde foi imposta a maré e a vazão como forçantes (I), os resultados da simulação são os mesmos aos apresentados na Figura 33, porém os residuais discutidos adiante foram calculados empregando a média na série filtrada (Godin, 1972) em 2 ciclos de maré (24h50m) e não mais a média móvel de 5 ciclos. A distribuição das vazões nas diferentes seções (

Figura 37 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**) apresentaram o mesmo padrão da Figura 33. Neste cenário, a parcela atribuída à oscilação da maré (modificada pela interação com a vazão) foi analisada para período de quadratura e sizígia, durante a cheia (maio – mapa à esquerda) e seca (novembro – mapa à direita) do rio Amazonas, comparando com os resultados da Figura 35.

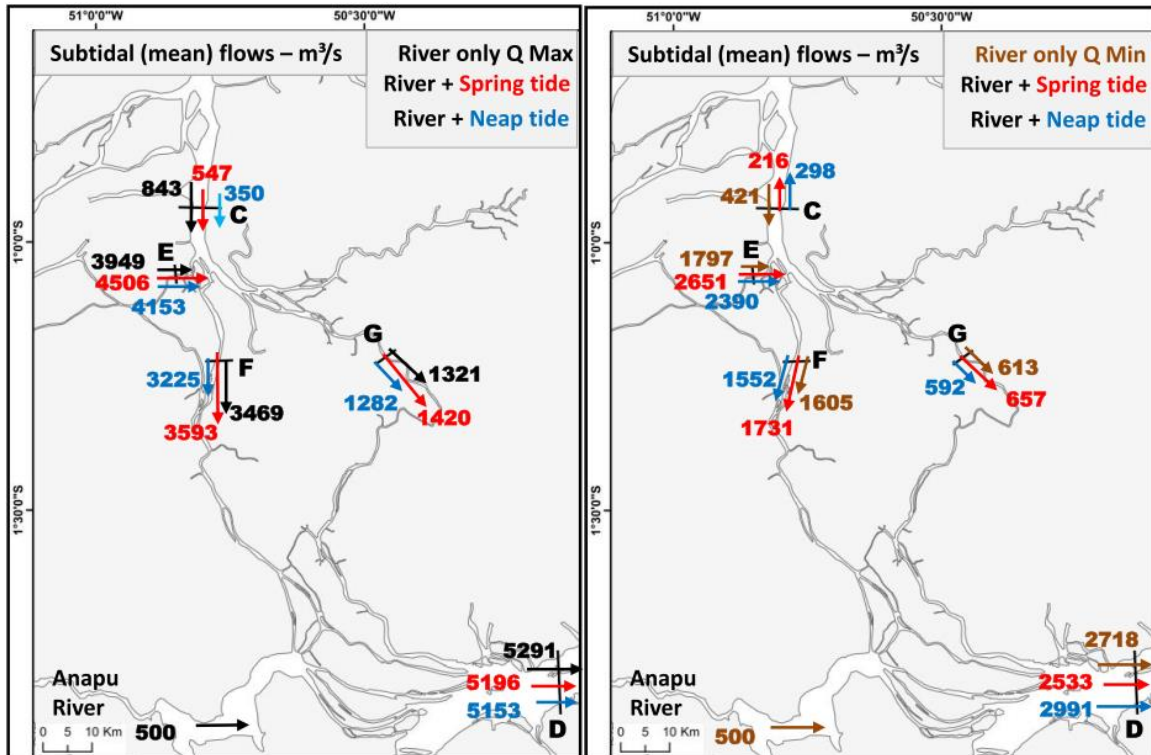


Figura 37: Esquema da distribuição dos fluxos residuais nos canais que conectam o Canal Sul do rio Amazonas e o Canal Pará, resultado da simulação (I), onde a vazão fluvial e maré atuam como forçantes. O mapa à esquerda representa período de cheia e; o mapa à direita, período de seca. Em vermelho, valores resultantes da interação entre vazão e maré de sizígia e; em azul, vazão e maré de quadratura.

Como observado nas figuras, em situação de cheia o aporte aos Estreitos é realizado pelos canais de Buiçu (E) e Jacaré Grande (C), enquanto que durante a seca, o aporte é exclusivamente pelo Buiçu. Durante a seca, no trecho norte dos Estreitos (seção C), o fluxo inverte sua direção para o Canal Sul, quando comparado com o cenário II – apenas vazão fluvial – que é em direção ao Canal Pará.

Analisando todas as seções, o comportamento do fluxo pode ser separado nas entradas do sistema (seções E, C e D) e no interior dos canais (G e F). As entradas possuem comportamento diferente, onde:

- Seção E: esta seção recebe o maior aporte fluvial, pois tem conexão com o rio Amazonas em uma zona onde não há mais a inversão de correntes devido à maré. O residual pode ser explicado através da influência da componente  $M_{sf}$  nas vazões, ou seja, um aporte adicional à vazão fluvial que é devida a parcela referente à interação (não linear) entre a vazão e a maré. Da mesma forma que já foi mencionado no canal simplificado, o fluxo residual aumenta

em maior proporção na sizígia (14 % na cheia e 47 % na seca) que durante a quadratura (5 % na cheia e 33 % na seca). As diferenças entre os cenários de cheia e seca são explicados pelas diferentes amplitudes da maré, devido ao amortecimento pela vazão.

- Seção C: esta seção é a que se mostrou mais sensível à influência da maré, onde o aporte fluvial sofre maior resistência e tem-se uma contribuição devido ao fluxo resultante da deriva de Stokes. Durante a cheia, a maré reduz o aporte do rio Amazonas através do Canal Sul, ao mesmo tempo em que ocorre o aporte adicional devido à deriva de Stokes, referente à assimetria da maré. Em síntese, comparado com o cenário II (vazão), existe uma redução de 35 % e 59 %, para sizígia e quadratura respectivamente, mas o fluxo residual permanece em direção aos canais de conexão (Estreitos). Já durante a seca, o efeito da maré como resistência ao aporte fluvial (vindo do Canal Sul) nesta seção é notável, ocasionando a inversão do fluxo. Ou seja, o residual segue em direção ao Canal Sul (para a foz) devido ao aporte proveniente do Buiuçu (E).
- Seção D: durante a cheia, o aporte nesta seção é similar ao aporte fluvial, com diferenças em torno de 2% quando considerada a maré. Durante a seca, o aporte fluvial reduz para quase a metade, podendo, desta forma, ser observado um fluxo ocasionado pela deriva de Stokes durante a sizígia (diminuindo em 7 % o residual quando comparado com o cenário II). Durante quadratura, ou seja, com amplitudes de marés menores, este fluxo não é percebido e a contribuição do fluxo residual proveniente dos Estreitos predomina nesta seção. As assimetrias causadas pela maré são maiores quanto maior a variação do nível, ou seja, durante a sizígia, o que também foi observado por Buschman et al. (2010).

Para explicar o comportamento no interior dos canais (seções G e F) são apresentadas as séries de níveis, velocidades e vazão específica ( $hxv$ ) para um ponto (B5) próximo à seção G, onde se observa o efeito da componente  $M_{sf}$ , tanto em níveis quanto em vazão.

Nas figuras a seguir (Figura 38 e Figura 39) é possível observar (períodos de cheia e seca) que, durante as sizígias, o fluxo residual aumenta e, nas quadraturas, diminui – quando comparado com a média do período analisado (representativo do aporte

exclusivamente fluvial). Durante a cheia, o aumento foi de 7% e 4% e a redução foi de 3% e 7 %, para o canal de Breves e Tajapuru, respectivamente. Durante a seca, o aumento foi de 7% e 8% e a redução de 3% e 3 %, para o canal de Breves e Tajapuru, respectivamente.

Como já mencionado, na análise do cenário III, os fluxos residuais de maré, na ausência da vazão fluvial do Amazonas seriam irrelevantes, quando comparados com o aporte fluvial. Gallo e Vinzon (2005) destacaram que na propagação da maré nos canais Norte e Sul pode ser observado o carácter não linear, com a geração de componentes como M4 e Msf. Este comportamento é mantido nos Estreitos, principalmente o efeito da componente Msf, através da modificação dos residuais

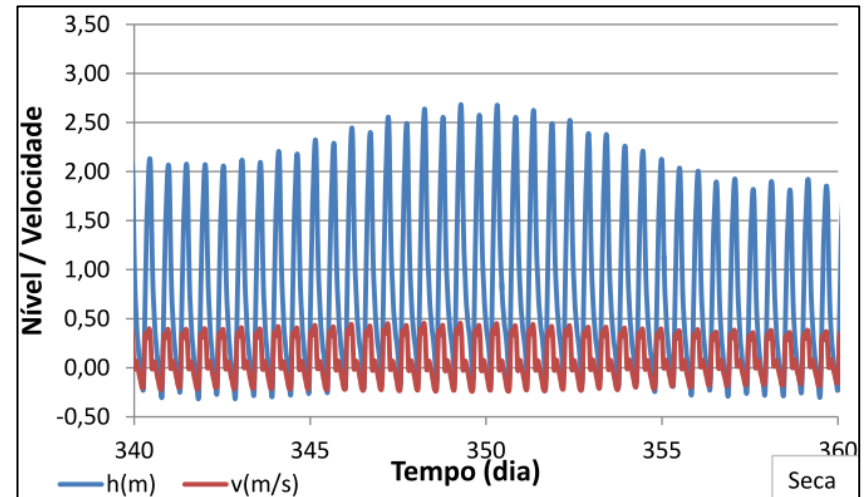
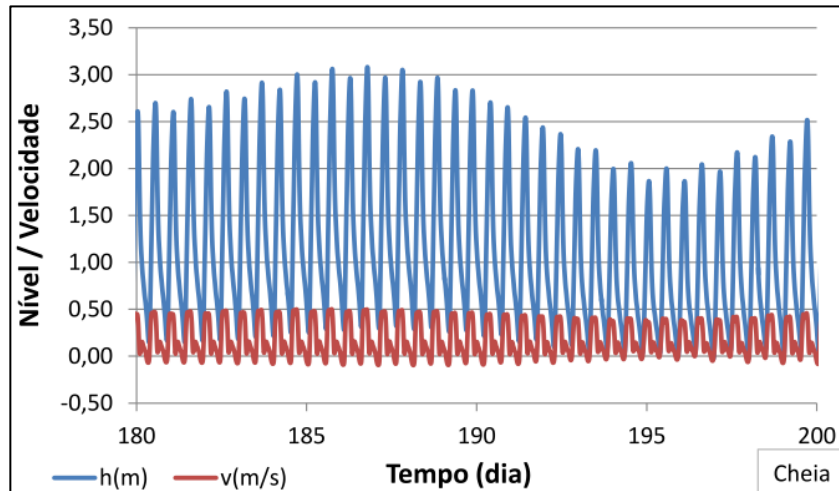
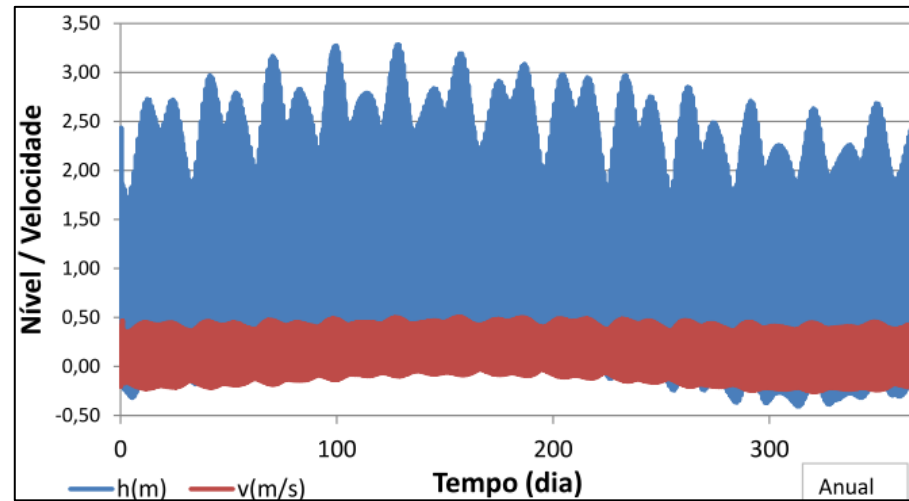


Figura 38: Série de nível (azul) e velocidade (vermelho) para o ponto de observação B5 (próximo à seção G), no canal de Breves. Série anual (topo), período de sizígia e quadratura para estação de cheia (esquerda inferior) e de seca (direita inferior).

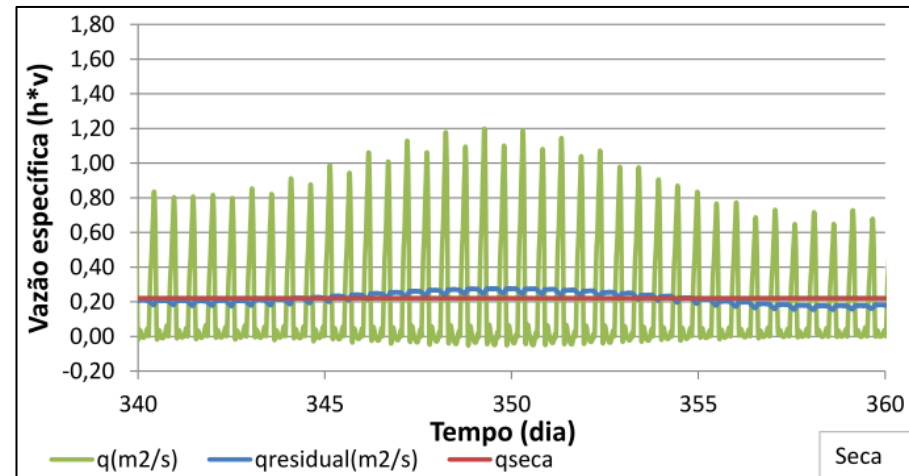
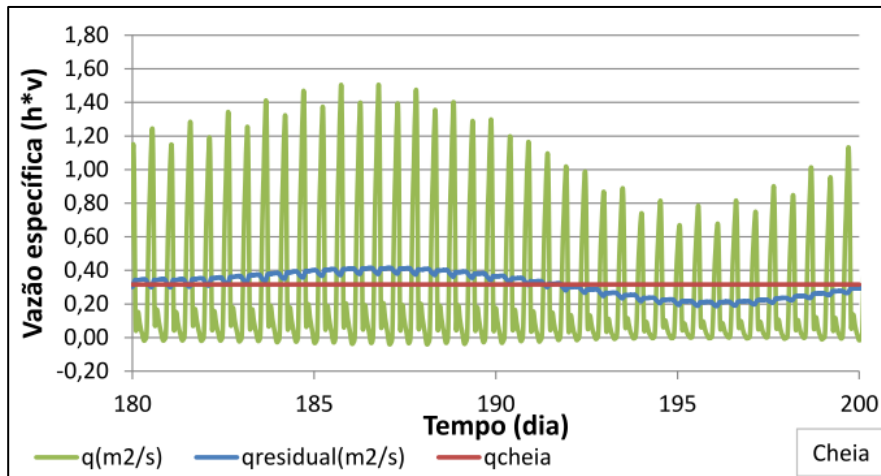
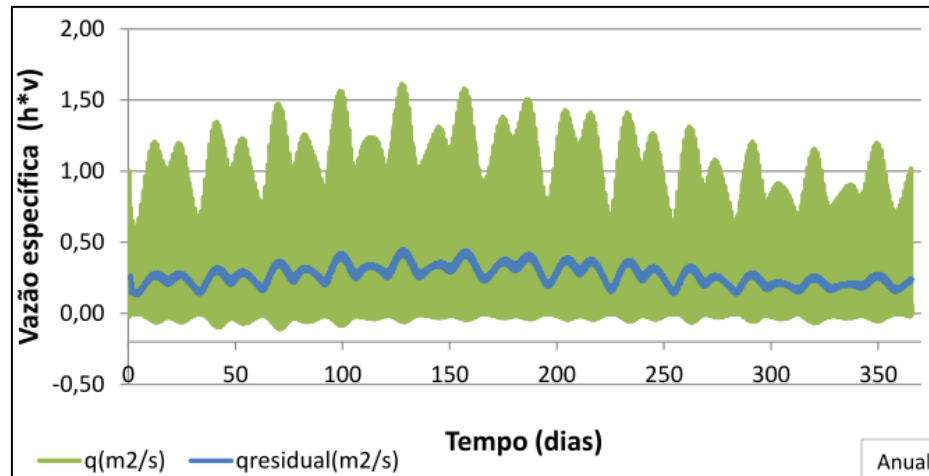


Figura 39: Série de vazão específica (verde), residual da vazão específica (média móvel, azul) e valor residual médio durante o período da componente Msf (vermelho) para o ponto de observação B5 (próximo à seção G), no canal de Breves. Série anual (topo), período da Msf para estação de cheia (esquerda inferior) e de seca (direita inferior).

Quando há a conexão de canais dominados por maré, a onda de maré que se propaga nos canais em direção à montante pode afetar umas às outras e, mesmo conectados, a energia de maré pode se propagar em duas direções. O sistema físico é limitado por uma superfície de nível de água na conexão, mas as amplitudes e fases da velocidade do fluxo nos canais não são necessariamente as mesmas (BUSCHMAN *et al.*, 2010). Cada canal do estuário tem importância e funções hidráulicas completas como sendo único, ao mesmo tempo em que interage com os canais vizinhos (NGUYEN, 2008).

Dessa forma, há grande complexidade em distinguir as influências da vazão, da maré e da interação entre estas, na distribuição da descarga submaré entre os multicanais.



## 7. Discussões e considerações finais

O presente trabalho visa contribuir para o entendimento de padrões hidrodinâmicos em estuários de multicanais, onde há encontro de ondas de maré propagando de direções opostas, além de a vazão exercer influência sobre o comportamento da maré e, esta por sua vez, exercer influência na distribuição da descarga fluvial (submaré) entre os canais. A área de estudo que representa essas características hidro-morfológicas é a região conhecida como “Estreitos de Breves”, onde os multicanais conectam os estuários do Amazonas e Pará.

Para alcançar os objetivos, fez-se uso de modelagem computacional. Ferramenta esta já consolidada em estudos ambientais, com capacidade de representar os processos físicos de forma satisfatória para análises de suporte ao gerenciamento, manejo e uso sustentável dos recursos. Contudo, faz-se a ressalva de que a confiabilidade dos resultados das simulações numéricas está diretamente ligada à qualidade dos dados inseridos no modelo. E, no presente trabalho, houve a dificuldade de se dispor de dados atualizados, principalmente no que se refere à batimetria, níveis e correntes nos muitos canais que conectam os sistemas estuarinos Amazonas-Pará. A ausência de dados (ou dados atualizados) restringiu as configurações e análises do modelo, na representação da morfologia regional e calibração das simulações hidrodinâmicas. No entanto, apesar das limitações citadas para representação da área de estudo especificamente, os resultados obtidos são válidos para o entendimento dos processos hidrodinâmicos que ocorrem em um sistema de multicanais.

Assim, observou-se a ocorrência da zona de convergência barotrópica; as mudanças no padrão de propagação das ondas de marés ocasionado pelo encontro dessas dentro dos canais; além da contribuição de cada parâmetro na distribuição de vazões.

Foi possível observar nos modelos apresentados a influência da vazão fluvial na propagação da maré, alterando sua forma de propagação, níveis e correntes (velocidade e direção) ao longo do ciclo fluvial. Essa influência foi perceptível principalmente no modelo com morfologia simplificada. Onde ocorreu, inclusive, o deslocamento da zona de convergência no canal de conexão (B).

Esta zona de convergência, definida através do acompanhamento da fase da componente M2 (de maior relevância para a região), apresentou pouca sensibilidade

à vazão fluvial no modelo onde a morfologia complexa da região foi incluída, mostrando a importância deste parâmetro para a hidrodinâmica local.

Além disso, pôde-se observar de forma clara a formação de ondas estacionárias nos canais de conexão próximo à zona de convergência, em ambos os modelos (simplificado e real). Nesse aspecto, entende-se que a defasagem entre os picos de nível e velocidade pode estar relacionados à redução na velocidade da propagação da onda de maré conforme se aproxima da zona de convergência, que também sofre influência do aumento na vazão fluvial.

Na análise de distribuição de vazões do modelo simplificado, procurou-se observar a diferença da influência entre a maré gerada pela sua principal componente ( $M_2$ ) e a gerada com a inclusão de sobre-harmônicos ( $M_{sf}$ , gerada em águas rasas pelas componentes  $M_2$  e  $S_2$ ). O comportamento não é generalizado, com o mesmo efeito em todos os canais. A inclusão da componente  $S_2$  e, conseqüentemente, geração da  $M_{sf}$  ocasionou um aumento do fluxo residual total nos canais principais (CS e CP) e redução no canal de conexão (B). A comparação entre os modelos apresentados nos permite constatar, principalmente, a importância da representação das feições morfológicas na hidrodinâmica do ambiente. Visto que, após a inclusão da complexidade morfológica característica dos Estreitos de Breves (multicanais, alargamento e estreitamento dos canais, conexões, baías, etc.), a influência da vazão fluvial sobre a localização da zona de convergência reduziu de forma a não ser mais claramente perceptível neste modelo – levando-se em consideração também a distância entre as estações de observações. Contudo, a elevação dos níveis é facilmente observada dentro dos canais de conexão durante a época de cheia do rio Amazonas. No canal simplificado, a amplitude de maré aumenta até a zona de convergência. O mesmo já não é observado no modelo com variação morfológica e batimétrica.

Outro aspecto morfológico importante observado no presente trabalho está relacionado aos canais com conexão direta com o canal principal do rio Amazonas. Como o Buiçu (seção E), por exemplo, que mostrou exercer grande influência na distribuição das vazões nos Estreitos de Breves (na configuração utilizada da grade). Dado esse resultado, compreende-se a necessidade de representação da morfologia de sistemas estuarinos e costeiros, com inclusão de canais com a melhor

reprodução possível de seu raio hidráulico (o que requer dados de sua geometria, como as delimitações laterais e batimetrias).

Com relação ao fluxo residual proveniente da vazão e da interação maré-vazão fluvial, pode-se observar que, de forma geral, a presença da maré de quadratura tendeu a reduzir o valor do fluxo residual total. Enquanto que, durante a maré de sizígia, o comportamento foi diferente entre os canais, aumentando em uns e reduzindo em outros, como observado no modelo de geometria simplificada.

Assim como nos trabalhos realizados por Buschman *et al.*(2010) e Sassiet *al.* (2011), onde ambos abordam a hidrodinâmica em estuários de multicanais. Os resultados obtidos por Buschman, que aborda um modelo de grade simplificada (canais de Berau, Indonésia), não são observados claramente por Sassiet *al.* (2011), que incluiu toda a complexidade dos multicanais da sua área de estudo (delta de Mahakam, Indonésia). Assim pode ser apontado como a geometria dos canais pode influenciar e/ou alterar o padrão de distribuição da descarga fluvial. No entanto, o modelo de geometria simplificada permite entender os principais padrões hidrodinâmicos dos ambientes, principalmente quando modelo simplificado e “real” tratam da mesma área de estudo, como é o caso do presente trabalho. As simplificações adotadas no primeiro modelo auxiliam no conhecimento de quais processos espera-se encontrar no ambiente real, no entendimento da influência que cada forçante exerce na hidrodinâmica do ambiente estudado, podendo-se isolar de forma mais simples os parâmetros a serem observados. Porém, mesmo sendo de grande utilidade e praticidade, não deve ser negligenciado o fato de serem abordagens simplificadas. Portanto, sempre que possível, um modelo mais abrangente e detalhado deve ser implementado para complementar/ confrontar os resultados obtidos com a abordagem simplificada.

## 8. Referências Bibliográficas

Agência Nacional de Águas. Portal HidroWeb - Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos. 2018. Disponível em: <http://www.snirh.gov.br/gestorpcd>.

Agência Nacional de Transportes Aquaviários. 2018. Aumenta participação do Arco Norte no escoamento da soja e do milho para exportação. Acesso em: 26 de março de 2011. Disponível em: <http://portal.antaq.gov.br/index.php/2019/02/20/aumenta-a-participacao-do-arco-norte-no-escoamento-da-soja-e-do-milho-para-exportacao/>.

AVISO with CNES supports: FES2014, 2017.  
<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/%20auxiliary-products/global-tide-fes.html>

Baltazar, L.R.S.; Menezes, O.B., and Rollnic, M., 2011. Contributions to the Understanding of Physical Oceanographic Processes of the Marajó Bay - PA, North Brazil. *Journal of Coastal Research* 64, 1443-1447.

Barthem, R.B. and Schwassmann, H.O., 1994. Amazon River Influence on the Seasonal Displacement of the Salt Wedge in the Tocantins River Estuary, Brazil, 1983 - 1985. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi (Serie zoologia)* 10, 119-130.

Beardsley, R.C.; Candela, J.; Limeburner, R.; Geyer, W.R.; Lentz, S.J.; Castro, B.M.; Cacchione, D., and Carneiro, N., 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100 (C2), 2283–2319.

Buschman, F.A.; Hoitink, A.J.F.; Van der Vegt, M., and Hoekstra, P., 2009. Subtidal water level variation controlled by river flow and tides. *Water Resources Research* 45, W10420. doi: 10.1029/2009WR008167.

Buschman, F.A.; Hoitink, A.J.F.; van der Vegt, M., and Hoekstra, P., 2010. Subtidal flow division at a shallow tidal junction. *Water Resources Research* 46, W12515. doi: 10.1029/2010WR009266.

Cavalcante, G. H.; Kjerfve, B.; Knoppers, B; Feary, D. A. 2010. Coastal Currents Adjacent to the Caeté Estuary, Pará Region, North Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 88, 84-90p.

Costa, M.S., 2013. Aporte hídrico e do material particulado em suspensão para a Baía do Marajó: influência dos rios Amazonas e Tocantins. Belém, Pará: Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 81p.

DELTARES, 2014. Delft3D-FLOW User Manual. <https://oss.deltares.nl/web/delft3d>

Dyer, K.R., 1997. Estuaries: A physical introduction. England: John Wiley & Sons Ltd, 195p.

Freitas, P. T. A., Silva, M. S.; Souza Filho, P. W. M; Ogston, A.; Nittrouer, C. A.; Asp, N. E. 2014. Tidal Influence on the Hydrodynamics in a Major Amazon Tributary. Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 19–24 October 2014.

Gallo, M.N. and Vinzón, S.B., 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics* 55(5), 441-448. doi: 10.1007/s10236-005-0003-8.

Geyer, W. R.; Beardsley, R. C.; Candela, J; Castro, B. M.; Legeckis, R. V.; Lentz, S. J.; Limeburner, R.; Miranda, L. B.; and Trowbridge, J. H. 1991. The Physical Oceanography of the Amazon Outflow. *Oceanography*, 1991.

Gibbs, R.J., 1970. Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research* 28 (2), 113-123.

Godin, G. 1972. The analysis of tides. Liverpool, Liverpool University Press. 264p.

Gregório, A. M. S.; e Mendes, A. C. 2009. Batimetria e Sedimentologia da Baía do Guajará, Belém, Estado do Pará, Brasil. *Amazônia: Ciência & Desenvolvimento.*, Belém, v. 5, n. 9, jul./dez.2009.

Hoitink, A.J.F. and Jay, D.A., 2016. Tidal river dynamics: Implications for deltas. *Reviews of Geophysics*, 54. doi:10.1002/2015RG000507.

Latrubesse, E.M.; Stevaux, J.C.; Sinha, R. 2005. Tropical Rivers. *Geomorphology* 70 (2005) 187–206.

Lu, S.; Tong, C.; Lee, D.-Y.; Zheng, J.; Shen, J.; Zhang, W., and Yan, Y., 2015. Propagation of tidal waves up in Yangtze Estuary during the dry season. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120, 6445-6473. doi: 10.1002/2014JC010414.

Meade, R.H.; Nordin Jr., C. F.; Curtis, W.F.; Rodrigues, F.M.C.; Vale, C.M.; Edmond, J.M., 1979. Transporte de Sedimentos no Rio Amazonas. *Acta Amazônica* 9(3): 543-547.

Molinas, E.; Vinzon, S.B.; Vilela, C.P.X., and Gallo, M.N., 2014. Structure and position of the bottom salinity front in the Amazon Estuary. *Ocean Dynamics* 64, 1583–1599. doi: 10.1007/s10236-014-0763-0.

Nascimento, T.F.; Chacaltana, J.T.A., and Piccoli, F.P., 2013. Análise da Influência do Alargamento de um Estreitamento na Hidrodinâmica do Canal da Passagem, Vitória-ES, Através de Modelagem Numérica. *Brazilian Journal of Water Resources* 18, 31-39. doi: 10.21168/rbrh.v18n3.p31-39.

Pawlowicz, R.; Beardsley, B., and Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers & Geosciences* 28, 929-937. doi: 10.1016/S0098-3004(02)00013-4.

PIATAM-OCEANO: Oceanografia Geológica. 2008. In: Coleção Síntese do Conhecimento Sobre a Margem Equatorial Amazônica, v. 4. Projeto Piatam Oceano, Federal Fluminense University (UFF), Niterói, Brazil.

Pugh, D. T. 1987. *Tides, Surges and Mean Sea Level*. ISBN 0 471 91505 X.

Rollnic, M., and Rosário, R.P., 2013. Tide propagation in tidal courses of the Pará river estuary, Amazon Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research* 65, 1581-1586. doi: 10.2112/SI65-267.1.

Rosário, R. P., 2016. Análises de Processos Oceanográficos no Estuário do Rio Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Tese de Doutorado, 139p.

Sassi, M.G.; Hoitink, A.J.F.; de Brye, B.; Vermeulen, B., and Deleersnijder, E., 2011. Tidal impact on the division of river discharge over tributary channels in the Mahakam Delta. *Ocean Dynamics* 61, 2211-2228. doi: 10.1007/s10236-011-0473-9.

Silva, I.O., 2009. Distribuição da Vazão Fluvial no Estuário do Rio Amazonas. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 106p.

Souza Filho, P. W. M. 2005. Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia: Cenários Morfológicos, Mapeamento e Quantificação das Áreas Usando Dados de

Sensores Remotos. Brazilian Journal of Geophysics, Rio de Janeiro, v. 23, n. 4, p 427-435, 2005.

Traynum, S. and Styles, R., 2008. Exchange Flow between Two Estuaries Connected by a Shallow Tidal Channel. Journal of Coastal Research 24, 1260-1268. doi: 10.2112/07-0840R.1.

Vinzón, S.B.; Gallo, M.N.; Vilela, C.P.X.; I.O. Silva., 2011. Hydrodynamics of the Amazon Estuary, from Óbidos to the Continental Shelf. In: Saliva, R.C.V.; Tucci, C.E.M., and Scott, C.A. (eds.), Water and Climate modeling in large basins, Porto Alegre: ABRH, v.1, pp 71-98.

Wang, Z.B. and Ding, P., 2012. The Branching Channel Network in The Yangtze Estuary. Coastal Engineering Proceedings 1(33). doi: 10.9753/icce.v33.sediment.69.

Warner, J.C.; Schoellhamer, D., and Schladow, G., 2003. Tidal truncation and barotropic convergence in a channel network tidally driven from opposing entrances. Estuarine, Coastal and Shelf Science 56, 629-639. doi: 10.1016/S0272-7714(02)00213-5.