



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFISICA

TESE DE DOUTORADO

**ANÁLISE DE PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NO ESTUÁRIO DO RIO
PARÁ**

RENAN PEIXOTO ROSÁRIO

BELÉM-PARÁ
2016

RENAN PEIXOTO ROSÁRIO

**ANÁLISE DE PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NO ESTUÁRIO DO RIO
PARÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Geofísica.

Orientador: Dr. Marcelo Rollnic

BELÉM – PARÁ
2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Rosário, Renan Peixoto, 1985-

Análise de processos oceanográficos no estuário do rio
Pará / Renan Peixoto Rosário. – 2016.

139 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marcelo Rollnic

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2016.

1. Estuários – Amazônia. 2. Salinidade – Amazônia. I.
Título.

CDD 22. ed. 551.460909811

RENAN PEIXOTO ROSÁRIO

ANÁLISE DE PROCESSOS OCEANOGRÁFICOS NO ESTUÁRIO DO RIO PARÁ

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Geofísica.

Data da aprovação: 04/11/2016

Conceito: Excelente.

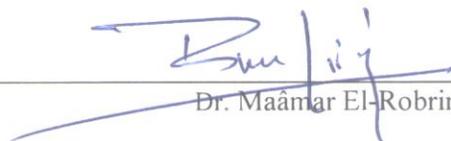
Banca examinadora:



Dr. Marcelo Rollnic (Orientador)



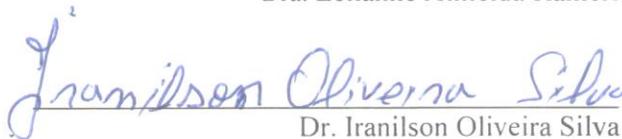
Dr. Igor Charles Castor Alves



Dr. Maamar El-Robrini



Dra. Leilanne Almeida Ranieri



Dr. Iranilson Oliveira Silva

BELÉM – PARÁ
2016

*Ao meu filho Luca Peixoto e a minha
esposa Maura Sousa, pelo apoio e
companheirismo.*

AGRADECIMENTO

Agradeço,

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de Doutorado concedida, bem como a bolsa de Doutorado sanduiche;

Ao Programa de Pós-graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará, pela oportunidade de formação profissional, em especial aos professores Odete Silveira (in memoria), Marcelo Rollnic e Alessandro Bergamo, pela iniciativa de reabrir a linha de pesquisa em Geofísica Marinha no programa supracitado;

Ao Laboratório de Oceanografia Física (LOF), Laboratório de Análise de Imagem do Trópico Úmido (LAIT), Laboratório de Geofísica Marinha (GEOFMAR), Laboratório Institucional de Oceanografia Geológica (LIOG) pelo apoio técnico;

Aos projetos Rede de Hidrologia Amazônica Monitoramento Integrado da Zona Costeira Amazônica e Tidal-river-ocean system modeling of Cohesive Sediment Transport and water discharge in the Amazon, Brazil, e seu coordenador Dr. Marcelo Rollnic; e Fluxos (Água, Sedimentos, Nutrientes e Plâncton) Amazônicos ao longo do Continuum Rio-Estuário-Costa e Implicações para a Biodiversidade Vegetal Costeira Amazônica, coordenado pelo Dr. Nils Asp, pelo apoio financeiro. Obrigado por acreditarem na viabilidade deste trabalho;

Ao meu orientador Marcelo Rollnic, pela amizade, e por aceitar embarcar comigo nessa jornada de desvendar os mistérios dos estuários amazônicos. A jornada está apenas no início, as tormentas são bravas e ainda temos um longo caminho para percorrer. Espero que seus cabelos brancos não sejam reflexo desse seu primeiro “filho” (aluno de doutorado) e que a barba continue ruiva.

À todos os membros do LOF e GEOFMAR, e em especial ao Yuri Prestes, Mauricio Costa, Thais Borba e Artur Santos, pelo companheirismo e trocas de ideia que nortearam este trabalho, sem esquecer os bravos guerreiros que participaram das etapas de campo, Kevin, Leandro, Carol, Gabi, Ian e Adriel;

À tripulação do “Popôpô Oceanográfico” usado nas campanhas, em especial ao comandante Roberto e Abaeté, pela ajuda, destreza e habilidade em navegar nas águas do estuário amazônico;

À minha querida Bene, da secretaria da pós-graduação, que desde a minha chegada me recebeu com uma mãe, sempre me auxiliando quando precisei com um belo sorriso e caloroso abraço;

Aos membros da banca, por aceitarem o convite para participar da mesma;

À querida professora Odete (em memoria), por torcer pelo meu sucesso desde a época da graduação;

Aos mestres, Pedro Walfi, Nils Asp, Peter Adams, Maitane, Marcus Fernandes e Marcelo Rollnic, pela inspiração profissional;

À professora Ellen Gomes, que durante sua coordenação do programa de pós-graduação, sempre esteve de portas abertas para me auxiliar durante o doutorado;

Ao professor Arnoldo, por aceitar me receber para o doutorado sanduíche e ter aberto a mente para as análises que compõe este trabalho;

Aos amigos que fiz na Universidade da Florida, por terem me recebido durante o período sanduíche, em especial ao Zak por todas as revisões de texto e a Fernanda por ter ajudado a mim e a minha família durante os primeiros meses em outro país;

Aos amigos Márcio e Mariana, pela amizade, por terem nos recebido na sua casa como membros de sua família e pela torcida. *“Turn down for what?”*

Aos amigos, Ana Paula, Adams, Thabata, Paulinha, Murilo, Bia, Marlon, Edu, Beta, Nathália, Luiza, Laura, Mauro, Mônica, Daniel, Lidiane, Alexandra, Renata, Livia, Samuel, Bruna, por estarem sempre torcendo pelo meu sucesso e da minha família, pelo apoio sempre que necessário, seja um ombro amigo, uma carona ou até mesmo como babá;

À minha esposa Maura, por ter me ajudado a decidir entrar no doutorado no lugar de aceitar um emprego, para que eu pudesse seguir na minha vocação profissional e alcançar meus objetivos hoje concretizado. Por todo amor, carinho, companheirismo, pelos “tapas” para poder levantar e seguir em frente. Por me impulsionar à seleção do doutorado sanduíche (porque se eu não fosse, ela ia sozinha) e por me acompanhar nessa jornada. E por cuidar do nosso filhote, em especial nessa reta final. Muito obrigado;

À minha família, Sheldon, Carol, Maria e Ianick, mesmo não sabendo exatamente o que eu faço, me apoiam e vibram com cada conquista;

Aos meus sogros, Beth e Mauro, por todo o apoio incondicional, por prover a minha família todo conforto e segurança, por nos impulsionarem à seguir em frente e acreditarem que a educação e realização profissional são bens maiores que qualquer bem material. Obrigado pelo suporte até mesmo nas saídas de campo oferecendo sua casa com melhor base de campo na Ilha do Marajó;

Aos meus pais, Dalva e Edivaldo, pelo constante apoio, por sempre acreditarem em mim, me incentivando a seguir minha vocação profissional.

Ao meu filho, Luca, por me fazer acreditar em um mundo melhor pra você.

*“No final das contas, tudo faz parte de um
samba estuarino”*

(Tradução livre – Arnaldo Valle-Levinson)

RESUMO

Esta pesquisa de doutorado investigou processos oceanográficos físicos no estuário do Rio Pará, com foco no processo de intrusão salina e hidrodinâmica. A escolha desse tema surgiu a partir da necessidade de se consolidar o entendimento dos aspectos hidrodinâmicos e hidrográficos no estuário do Rio Pará, já que esta região da Zona Costeira Amazônica ainda se apresenta como um desafio à pesquisa. Um dos desafios consistiu em definir métodos e parâmetros para resolver diferentes escalas de espaço e tempo. Neste contexto, observações diretas no ambiente estuarino foram realizadas através de medições de intensidade e direção de correntes, perfis verticais e longitudinais de salinidade e temperatura, durante um período considerado de baixa descarga fluvial e outro de alta descarga fluvial. Além disso, de forma inédita, foi realizado durante um ano e dez meses o monitoramento da salinidade e nível de água (maré) em pontos estratégicos do estuário. As principais conclusões que esta pesquisa obteve a partir desse conjunto de dados foi a identificação da intrusão salina no estuário do Rio Pará, adentrando cerca de 100 km da foz. A sensibilidade da frente de salinidade está sujeita a variabilidade sazonal, devido a descarga fluvial, e variabilidade diária, devido à grande energia das marés na região. O transporte de Stokes, gerado pela propagação da onda de maré no estuário foi a parcela responsável pelo transporte de sal estuário acima, intensificando essa intrusão salina. A porção mais interna do estuário (mais de 60 km da foz) não existe circulação gravitacional e o transporte de sal estuário acima é realizado totalmente por difusão turbulenta; e na porção externa o fluxo resultante reverte com a profundidade e os processos advectivo e difusivos são importantes para contribuir para o transporte de sal no estuário.

Palavras-chave: Intrusão salina, Circulação, Estuário Amazônico

ABSTRACT

This thesis investigated physical oceanographic processes in the Pará River estuary, focusing on saline intrusion and hydrodynamic process. The choice of this topic arose from the motivation to consolidate the understanding of hydrodynamic and hydrographic issues in the Pará River estuary since this region of the Amazon Coastal Zone still a challenge to researchers. The first step was to define the methods and parameter to get better data in time and space difference. In this context, direct observations were conducted in the estuary in two moments, the low and high river discharge, using velocity, salinity profile (longitudinal and vertical), and temperature profile. Furthermore, in an unprecedented way, it was conducted over a year and ten months salinity and water level (tide) monitoring at strategic points of the estuary. The main conclusions of this research obtained from this data set was the identification of salt water intrusion in the estuary of the Pará River, entering about 100 km from the mouth. The sensitivity of salinity intrusion is affected by river discharge (seasonal variability), and tide energy (daily variability). The Stokes drift generated by tidal propagation in the estuary was the responsible for the net salt flux landward. The innermost portion of the estuary (more than 60 km from the mouth) does not show gravitational circulation and the estuary salt transport above is performed entirely by turbulent diffusion; and the outer portion of the resulting stream reverts to the depth and advective and diffusive processes are important to contribute to the salt transport in the estuary.

Keyword: Salinity intrusion, Circulation, Amazonian estuary.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPITULO 1

Figura 1: Box model elaborado para a descarga fluvial do Rio Pará em direção ao Oceano Atlântico. Figura ainda não publicada cedida gentilmente pelo autor, Prestes, (2016).	19
Figura 2: Elipse de corrente de maré M_2 (a), amplitude e fase da componente M_2 . Amplitude (em metros) e as curvas de fase (em graus Greenwich). Modificado de Beardsley et al., (1995).	20
Figura 3: Figura ilustrativa apresentando os três tipos de estuário de acordo com o balaço de água. Modificado de Valle-Levinson, (2010).	26
Figura 4: Estrutura longitudinal estacionária e dos movimentos nos estuários de cunha salina, fortemente estratificado, fracamente estratificado e bem misturado. Adaptado de Valle-Levinson 2010.	28
Figura 5: Diagrama estratificação circulação baseado em Hansen e Rattray, 1966. Fonte: Extraído de Valle-Levinson, 2010.	31
Figura 6: Imagens aéreas e de satélite das localidades de Colares (a), Joanes (b) e Belém (c), onde foram instalados os sensores, (d) assim como a localização da estação na cidade de São Caetano. Fonte: Fotos aéreas foram disponibilizadas pelo Laboratório de Oce Oceanografia Física e a imagens de satélite foi retirada do Google Earth Pro.	39
Figura 7: Esquema ilustrativo da posição dos pontos fixos de amostragem no estuário do Rio Pará. O perfil batimétrico obtido a partir de dados da carta náutica 303 da DHN está exagerada verticalmente e as siglas HT e LT significam preamar e baixamar, respectivamente.	41
Figura 8: Mapa de localização das estações de amostragem no estuário do Rio Pará. Os pontos (+) Lb, Rb e Up representam o monitoramento fixo (série temporal longa) e os pontos pretos circulares (•) são fundeios com o uso de embarcação. A linha vermelha representa a secção longitudinal de CTD feita durante o período de baixa descarga. A linha preta representa a boca do estuário.	43
Figura 9: Decomposição do vetor velocidade de corrente em relação a um sistema local de coordenadas (Oxy).	45

CAPITULO 2

Figure 1: Study area with water bodies that constitute Amazon and Tocantins Basin. The isobath shows the large and shallow continental shelf of the north of Brazil.	51
Figure 2: Historical river discharge (m^3/s) of the Tocantins River. The bar graph shows the monthly mean values of eighty years of data (1930 - 2010).	52
Figure 3: The map shows wind variation on the continental shelf, river inputs, and variation of tidal amplitude inside the Pará River Estuary. The question mark between the Amazon and Tocantins River Basin represents the remaining uncertainty between this connection and the real contribution from the Amazon River. Data from Nitroer et al., 1995; Prestes, 2014.	53
Figure 4: Computational mesh (flexible mesh) of the study area. The map above shows sample points in the left bank (LB), right bank 1 (RB1), and right bank 2 (RB2).	54
Figure 5: Average monthly discharge for the Amazon, Xingú, Tapajós and Tocantins rivers.	55
Figure 6: 2D model result of the salinity. a) high discharge; b) transitional discharge; c) low discharge. The straight line in the mouth of the estuary is the reference point for distances. The samples points are represented (LB, RB1 and RB2).	56

CAPITULO 3

Fig. 1: . Map of the Pará River estuary. The upper map shows the sector 1 and 2. The main sampling stations Lb, Rb, and Up are shown as well as São Caetano station at the mouth (triangle) and the extra station (+). The CTD longitudinal profiles are represented by black dots inside the estuary.	68
Fig. 2: Salinity time series at left bank (Lb), right bank (Rb), and Upstream (Up) stations. The dashed gray line shows 0.5 g/kg salinity limit.	74
Fig. 3: Extra point at the Pará River mouth during the high (upper panel) and low (lower panel) river discharge periods. The black line is salinity variability and gray line the water level variation.	75
Fig. 4: The wavelet coherency and phase between tide and salinity at Lb, Rb, and Up stations. The white rectangle in Up stations represent no data period. The thick black contour is the 5% significance level from a Monte Carlo simulation of wavelet. The vectors indicate the phase difference between tide and salinity (key in the lower left corner). For clarity, vectors are only plotted for coherency >0.5. Cross-hatched regions indicate the cone of influence.	76
Fig. 5: CTD profiles obtained in the main channel during the low river discharge period. Section (a) from 30 to 66 km and section (b) from 75 to 135 km at the right side. Section (c) from 45 to 73 km and section (d) from 75 to 130 km at the left side. At the middle is a schematic map from the stations.....	78
Fig. 6: Contours of salinity (g/kg) in a vertical profile during 14 h cast every hour, Oct 2015. At the top is the water level variation in meters.	79
Fig. 7: Variation of the water level (meters) and vertical and temporal structure of the longitudinal current (u, m/s) during low river discharge period.....	79
Fig. 8 : Sum of daily time series of river discharge (a) from Tocantins (Qt), Guamá (Qg), and Capim (Qc) Rivers; daily salinity intrusion length scale $X_{0.5}$ (km); and tidal variation at Lb station (d). (b) means interpolation between Lb and Up; (c) means interpolation between Rb and Up.	81
Fig. 9: Functional relationship between river flow, Q_r , and salinity intrusion distance, $X_{0.5}$. The line shown is the steady-state best-fit $Q_r - X_{0.5}$ relation. The colorbar shows time variation in days between 2014 and 2015.	82
Fig. 10: Salinity (g/kg) vs. axial distance (km). The salinity at 5 m depth from the CTD section shown here as a sequence of circles (right bank) and filled circles (left bank). The solid line is the	84
Fig. 11: Satellite S-NPP image, sensor VIIRS true color from Pará (1) and Amazon Rivers mouth. (a) is from high river discharge period and (b) beginning of low river discharge period.	88
Fig. 12: Conceptual map from salinity intrusion limit in Pará River estuary during low river discharge period. The upper panel shows the bottom salinity from CTD axial profiles and also the salinity limit range due to tidal effect. This map shows also a line out of Amazon River mouth based on Rosário et al., 2009 and Molinas et al., 2014.	89

CAPITULO 4

Figura 1. Somatório da descarga fluvial proveniente dos Rios Tocantins, Guamá e Capim. Estão identificados os períodos de coleta de dados e a vazão total (Q_t) correspondente.	102
Figura 2. Esquema ilustrativo da posição dos pontos fixos de amostragem no estuário do Rio Pará. O perfil batimétrico obtido a partir de dados da carta náutica 303 da DHN está exagerado verticalmente e as siglas HT e LT significam preamar e baixamar, respectivamente.	103
Figura 3. Decomposição do vetor velocidade de corrente em relação a um sistema local de coordenadas (Oxy).	104

Figura 4. Variação da superfície livre (nível em metros), estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal (m/s) e perfis verticais de salinidade (g/kg) para o período de baixa descarga. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos externos P3 e P4, respectivamente; (c), (d) e (e) são os pontos internos P2, P1 e Pi, respectivamente.	111
Figura 5. Variação da superfície livre (nível em metros), estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal (m/s) e perfis verticais de salinidade (g/kg) para o período de alta descarga. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos externos P3 e P4, respectivamente; (c) e (d) são os pontos internos P2 e P1 respectivamente.	113
Figura 6. Série temporal, para o período de baixa descarga, da componente longitudinal de velocidade (u) e EOF reconstruída com os modos 1 e 2. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos P3 e P4, respectivamente; (c), (d) e (e) são os pontos P2, P1 e Pi respectivamente.....	114
Figura 7. Série temporal, para o período de alta descarga, da componente longitudinal de velocidade e EOF reconstruída com os modos 1 e 2. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos externos P3 e P4, respectivamente; (c) e (d) são os pontos internos P2 e P1 respectivamente.	115
Figura 8. Componentes do transporte advectivo de sal calculados para as estações (a) P3, (b) P4, (c) P2, (d) P1 e (e) Pi para o período de baixa descarga. Os números no eixo “x” do histograma indicam as parcelas do transporte total devido à: (1) descarga fluvial, (2) transporte de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação gravitacional, (5) bombeamento da maré, (6) cisalhamento da maré, (7) flutuações do vento. A soma dessas parcelas está indicada em (8) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo de maré em (9). Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro)...	117
Figura 9. Componentes do transporte advectivo de sal calculados para as estações (a) P3, (b) P4, (c) P2, (d) P1 e (e) Pi para o período de alta descarga. Os números no eixo “x” do histograma indicam as parcelas do transporte total devido à: (1) descarga fluvial, (2) transporte de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação gravitacional, (5) bombeamento da maré, (6) cisalhamento da maré, (7) flutuações do vento. A soma dessas parcelas está indicada em (8) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo de maré em (9). Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro)...	118
Figura 10. Diagrama estratificação ($\delta S/S$) – circulação (u_s/u_f) de Hansen e Rattray (1966) apresentado as curvas paramétricas da proporção relativa ($0 < v \leq 1$) dos processos dispersivos e advectivo. Os pontos em vermelho representam o período de baixa descarga e os pontos em azul alta descarga fluvial.	125

LISTA DE TABELAS

CAPITULO 1

Tabela 1. Período de amostragem e localização da série temporal nos três principais pontos de coleta. ...	39
Tabela 2. Configurações do ADCP utilizado na aquisição dos dados de corrente.	44

CAPITULO 2

Table 1: Maximum, minimum, mean, and standard deviation of salinity (PSU) from the fieldwork in the RB1 (right bank), LB (left bank,) and RB2 (upstream) points.	57
---	----

CAPITULO 3

Tab. 1: Location and sample data period of the time series.	70
--	----

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1.....	17
INTRODUÇÃO	18
1 ASPECTOS GERAIS	18
2 COMPREENDENDO OS ESTUÁRIOS.....	21
2.1 Classificação baseada no balanço de água.....	24
2.2 Classificação baseada na estrutura vertical da salinidade.....	26
2.3 Classificação baseada na hidrodinâmica.....	29
3 JUSTIFICATIVA	32
4 HIPÓTESES	36
5 OBJETIVOS	37
5.1 Geral.....	37
5.2 Específicos	37
6 METODOLOGIA	38
6.1 Aquisição de dados - série temporal longa	38
6.2 Aquisição de dados – série temporal curta.....	40
7 ESCOPO DA TESE.....	46
CAPÍTULO 2.....	47
ARTIGO 1 - Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model.....	47
ABSTRACT.....	48
1 INTRODUCTION	49
1.1 Pará River Estuary	50
2 METHODS	52
3 RESULTS	55
4 DISCUSSION.....	57
5 CONCLUSIONS.....	60
6 ACKNOWLEDGMENTS	60
7 LITERATURE CITED	61
CAPÍTULO 3.....	63
ARTIGO 2 - How far does it move along the estuary? Distribution of salinity in a large Amazonian estuary.....	63
1 Abstract.....	64
2 Introduction.....	64

3	Study area.....	67
4	Methods.....	69
4.1	Data collection	69
4.2	Ancillary data.....	70
5	Data analysis	71
5.1	Salinity and current	71
5.2	Wavelet coherence.....	72
6	Results.....	73
6.1	Daily and seasonal variability	73
7	Low discharge profiles.....	77
8	Time series profiles of salinity limit	79
9	Discussion	80
9.1	Axial salinity distribution (response to tide and river discharge)	80
9.2	Lateral differences in tidal mix zone.....	85
9.3	Contrast of the salinity front position between Amazon and Para Rivers	86
10	Conclusions.....	89
	Acknowledgments.....	90
	Reference	91
	CAPITULO 4.....	97
	ARTIGO 3 - Circulação em um estuário amazônico dominado por maré e descarga fluvial.....	98
	Resumo	98
1	Introdução	99
2	Metodologia	101
3	Análise de Funções Ortogonais Empíricas	105
4	Transporte de sal	106
5	Resultados	108
5.1	Perfis verticais de corrente e salinidade.....	108
5.2	Funções Ortogonais Empíricas	112
5.3	Transporte de sal	115
6	Discussão	118
6.1	Circulação no estuário do Rio Pará.....	118
6.2	Transporte de sal e diagrama de classificação	122
7	Conclusões	125
	Referência	126
	CAPITULO 5.....	130

CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	131
REFERÊNCIAS.....	133

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

INTRODUÇÃO

1 ASPECTOS GERAIS

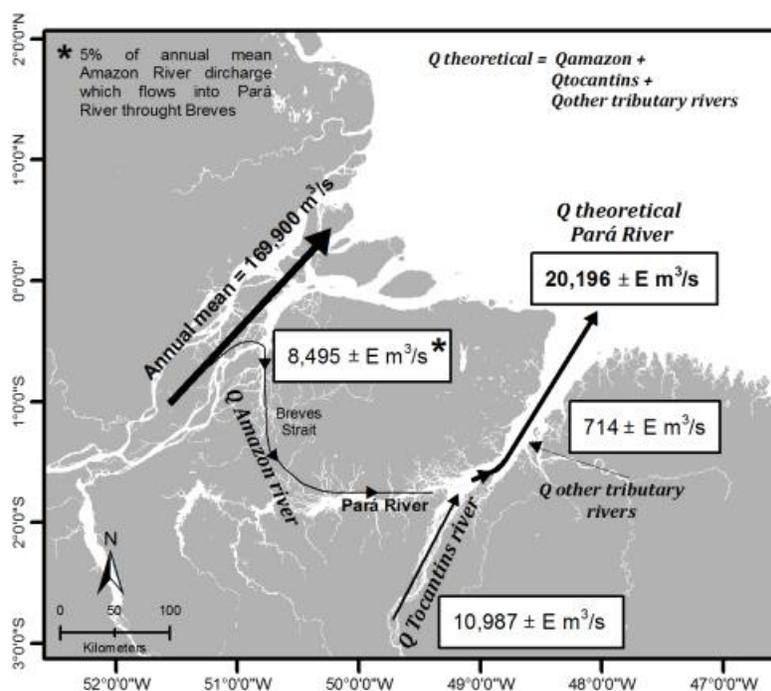
A Zona Costeira Amazônica (ZCA) pode ser dividida em 2 setores. Setor 1, região ocidental com influência direta da descarga sólida e líquida do Rio Amazonas. Esta faixa vai do cabo Orange ao cabo Maguari na Ilha do Marajó (MENDES, 2004; SOUZA FILHO et al., 2008). Setor 2, região oriental com a presença da maior linha contínua de manguezais do mundo (SOUZA FILHO 2005; SOUZA FILHO et al., 2008; DOMINGUEZ, 2008). Entre esses dois setores está o Rio Pará. Este se inicia na Baía das Bocas e segue até o Oceano Atlântico bordejando o sul e o leste da ilha do Marajó. Na sua porção intermediária encontra com o Rio Tocantins e mais adiante com sistemas menores como os Rios Guamá e Capim, formando assim o estuário do Rio Pará (ROSÁRIO et al., 2016). A conexão entre as bacias do Rio Amazonas e Tocantins ainda continua uma incógnita, trabalhos como os de Silva, (2009), Callède et al., (2010), Costa, (2013) e Costa et al., (2016) foram os primeiros esforços para o entendimento da existência ou não desse fluxo hídrico proveniente do Rio Amazonas pelos Estreitos de Breves. Sendo essa contribuição líquida mais evidente durante o período de alta descarga da bacia amazônica (COSTA, 2013).

A bacia hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia possui uma área de mais de 960.000 quilômetros quadrados e abrange os territórios dos estados de Goiás, Tocantins, Pará, Maranhão, Mato Grosso e Distrito Federal (ANTAQ/UFSC/LabTrans, 2013). Esta pode ser considerada como a principal fonte de água doce para o estuário do Rio Pará.

Prestes (2016) através de dados históricos de vazão provenientes da Agência Nacional de Águas (ANA), idealizou um modelo de caixa (*box model*) de descarga dos rios que banham a ZCA, estimando a vazão do Rio Pará em condições estacionárias, ou seja, *inputs* dos contribuintes hídricos alimentam o sistema de forma constante ao longo do tempo (Figura 1). A elaboração desse

modelo de caixa levou em consideração o somatório das descargas líquidas do Rio Amazonas, que flui através dos Estreitos de Breves; a descarga fluvial do Rio Tocantins e de outros tributários, neste caso, os Rios Guamá e Capim. Este modelo levou em consideração o trabalho de Callède *et al.* (2010) que estimou a contribuição do Rio Amazonas através dos Estreitos de Breves como sendo 5% da descarga média.

Figura 1: Box model elaborado para a descarga fluvial do Rio Pará em direção ao Oceano Atlântico.

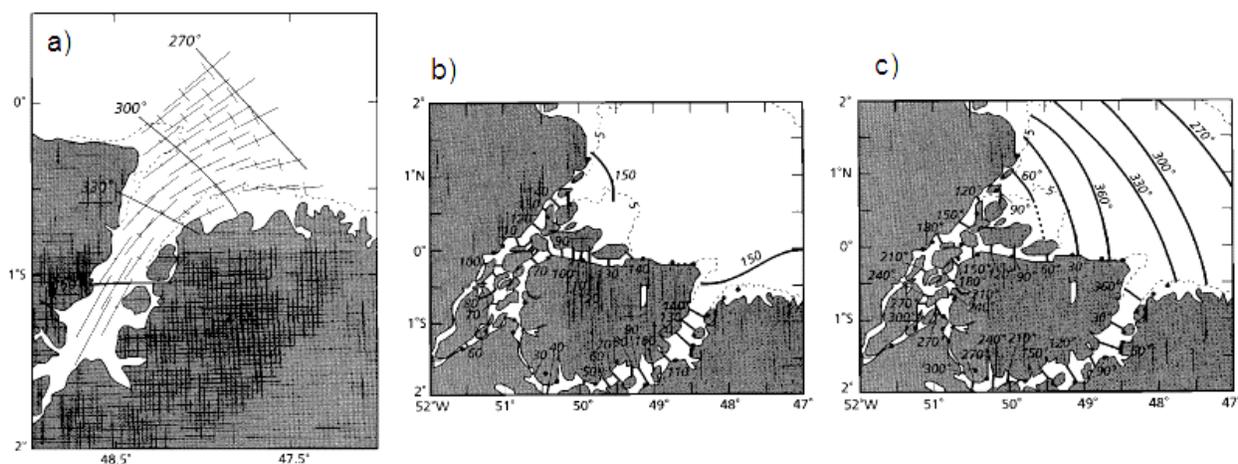


Fonte: Figura ainda não publicada cedida gentilmente pelo autor, Prestes (2016).

A descarga líquida que atinge a região estuarina do rio Pará pode ser dividida em dois períodos, um de alta descarga entre os meses de Janeiro e junho e um período de baixa descarga entre os meses de julho e dezembro. É uma região muito dinâmica, em que a vazão do rio associado à energia das marés atinge picos de $300.000 \text{ m}^3/\text{s}$ durante a maré vazante e $200.000 \text{ m}^3/\text{s}$ durante a maré enchente (PRESTES *et al.*, 2014).

Devido a sua grande extensão a Plataforma Continental Amazônica (PCA), que varia entre 125 e 325 km de largura, é um lugar apropriado para que ocorra amplificações significativas das componentes semi-diurnas da maré (FONTES, 2000). Em contraste, a presença da lama fluida na foz do Rio Amazonas, por exemplo, causa uma redução da ordem de 50% da M_2 (GABIOUX; VINZON; PAIVA, 2005). Na PCA Beardsley et al., (1995), afirmaram que as três primeiras componentes semidiurnas (M_2 , S_2 e N_2) são responsáveis por 85% da variação do nível d'água. Ainda segundo esses autores, no estuário do Rio Pará a onda de maré entra como uma onda progressiva atenuada e a amplitude da M_2 é atenuada em 70% estuário acima (350 km da foz até os Estreitos de Breves). Já a amplitude do semieixo maior da corrente de maré (M_2) aumenta em direção rio acima de 0,6 m/s, próximo a foz do estuário do Rio Pará, para 1 m/s próximo a cidade de Belém (Figura 2). Prestes et al., (*no prelo*) em recente estudo da propagação das componentes M_2 e M_4 no estuário do Rio Pará, constataram a existência de assimetria positiva, no qual o período da enchente é mais curto que o período de vazante.

Figura 2: Elipse de corrente de maré M_2 (a), amplitude e fase da componente M_2 (b). Amplitude (em metros) e as (c) curvas de fase (em graus Greenwich).



Fonte: Modificado de Beardsley et al., (1995).

Sobre a PCA as oscilações da Zona de Convergência Inter-Tropical da atmosfera (ZCIT) são responsáveis pela variação sazonal dos ventos na região. A ZCIT fica predominantemente no hemisfério norte, migrando sazonalmente das proximidades do equador entre Março e Abril para cerca de 5°N, em Agosto e Setembro (CASTRO; MIRANDA, 1998). Durante o verão e parte do outono do Hemisfério Sul, a área fica sob a influência dos ventos alísios de nordeste, com a região de ZCIT situada praticamente sobre a foz dos Rios Amazonas (PHILANDER, 1989) e Pará.

2 COMPREENDENDO OS ESTUÁRIOS

Elliot e McLusky (2002) fizeram uma revisão sobre a definição/classificação dos estuários, discutindo as dificuldades fundamentais e os dilemas ao tentar definir partes de um ambiente que é contínuo, afim de se compreendê-lo e administrá-lo. A avaliação feita por estes autores levou em consideração aspectos biológicos, físicos, químicos, geográficos e unidades socioeconômicas.

A palavra estuário tem sua origem datada do século XVI e deriva do latim *aestuarium*, que significa pântano ou canal, que vem do *aestus* que significa maré ou ondulação. A partir de 1958 os cientistas que trabalhavam no estuário sentiram a necessidade de se definir uma terminologia mais precisa. Foi então que no simpósio de Veneza em 1958 ocorreu uma classificação das águas salobras, criando zonas no estuário em termos de salinidade (SISTEMA de Veneza, 1958). Este primeiro momento foi seguido por uma classificação baseada em aspectos biológicos, mas que também levava em consideração a salinidade, tratando o estuário como um ambiente distinto do oceano e do rio (KINNE, 1971). Outra conferência realizada na Geórgia em 1964 deu um ponto de partida para o estudo moderno dos estuários no mundo todo.

A abordagem física para os estuários é bastante complexa, tendo em vista que um exame detalhado a respeito da circulação, processos de mistura e estratificação salina, que são

características físicas importantes, dependem de vários fatores como a geometria (o que limita a sua dimensão), descarga fluvial, maré, salinidade, circulação oceânica adjacente e o regime de ventos (PRITCHARD, 1967).

No âmbito da oceanografia física, a definição clássica de Pritchard (1967) é comumente utilizada, de modo a aferir um estuário como: *um corpo d'água costeiro semifechado com uma livre ligação com o oceano aberto, sendo que em seu interior a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental*. Entretanto, esta definição estipula que o limite do estuário abrange a região de influência da água do mar. Além disso, esbarra no fato das águas salobras que existem em grandes mares como o mar Báltico, que apresenta uma extensa área de água salobra mas que não é comumente chamado de estuário. Outro exemplo, seriam as plumas estuarinas que podem se estender muito além da região costeira. Assim, todo estuário tem uma região de água salobra, mas nem toda região de água salobra é um estuário (ELLIOT; MCLUSKY, 2002).

Dionne (1963) sugeriu uma definição, em que o estuário é dividido em três setores (estuário inferior, médio e superior) e *representa uma reentrância do mar que atinge o vale de um rio até o limite de influência da onda de maré*, ampliando o conceito clássico de Pritchard (1967), pois passa a interpretar o estuário como um sistema que abrange da região onde ocorre mistura da água do mar até a parte do rio sujeita à oscilação da maré.

Fairbridge (1980) e Kjerfve (1987) possuem definições semelhantes, também dividindo o estuário em três setores para Fairbridge: baixo, médio e alto estuário; e em três zonas para Kjerfve: zona de maré de rio, zona de mistura e zona costeira. Para Fairbridge os limites entre estes setores são variáveis e sujeitos a constantes mudanças nas descargas fluviais. A zona de maré de rio (ZR) de Kjerfve representa a parte fluvial com salinidade igual a zero, mas sujeita a oscilação da maré;

a zona de mistura (ZM), é a região onde ocorre a mistura da água doce da drenagem continental com a água do mar do oceano adjacente e; por fim, a zona costeira (ZC), que se estende até o limite externo da pluma estuarina.

Essas últimas definições já mostravam que além de se determinar o que é um estuário, se tornava relevante considerar seus limites internos e externos. Essa necessidade de delimitação gerou, e ainda gera, discussões entre os cientistas e os gestores políticos. Pois, este último, necessita delimitar unidades de gestão afim de administrar esse ambiente com o intuito de proteger os habitats. O problema dos limites estabelecidos nessas definições esbarra também, como citado anteriormente, em regiões como a foz do Rio Amazonas, que leva características estuarinas para cima da plataforma continental. Tendo destaque também, o Rio Congo que leva sua pluma cerca de 40 km da foz (Isupova e Dolgopolova, 2016) e a foz do Rio Ganges que também leva sua pluma de água doce para parte da Baía de Bengal (ELLIOT; MCLUSKY, 2002).

Embora Elliot e McLusky (2002) discutem questões de definições voltados aos estuários europeus (temperados) estes sugerem que os cientistas deveriam se envolver no debate sobre a definição de estuários para fins legais e socioeconômicos. Pois, as definições nunca serão adequadas para todas as necessidades, necessitando assim uma abordagem diferenciada. Os autores sugerem então um “*checklist*” que pode orientar aqueles que necessitam de uma definição reconhecendo as variabilidades inerentes desses sistemas.

Independentemente de sua definição/classificação, foi ao redor dos estuários que as grandes cidades do mundo se desenvolveram. Dentre as principais razões podemos destacar: a facilidade da instalação portuárias comerciais e navais, capacidade natural de renovação periódica de suas águas em função da maré, abundante comunidade biológica e proximidade para atividades econômicas e de lazer (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002).

A descarga de água doce somados a entrada de água do mar e aos transportes associados de nutrientes (orgânicos e inorgânicos) e sedimentos em suspensão são processos que desempenham uma grande importância para o desenvolvimento urbano, social e econômico das regiões estuarinas. Uma parte dessas substâncias é utilizada como alimento pelos organismos, e os poluentes, que também são transportados com as substâncias naturais, podem afetar uma grande variedade da biota marinha e representar uma ameaça para a saúde das populações que utilizam esse recursos naturais como alimento. Neste contexto, é de fundamental importância identificar os efeitos passados da influência do homem nos processos que ocorrem nesse ambiente e contemplar estudos sobre futuras interferências, que podem ser benéficas ou predatórias no ambiente estuarino (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002).

2.1 Classificação baseada no balanço de água

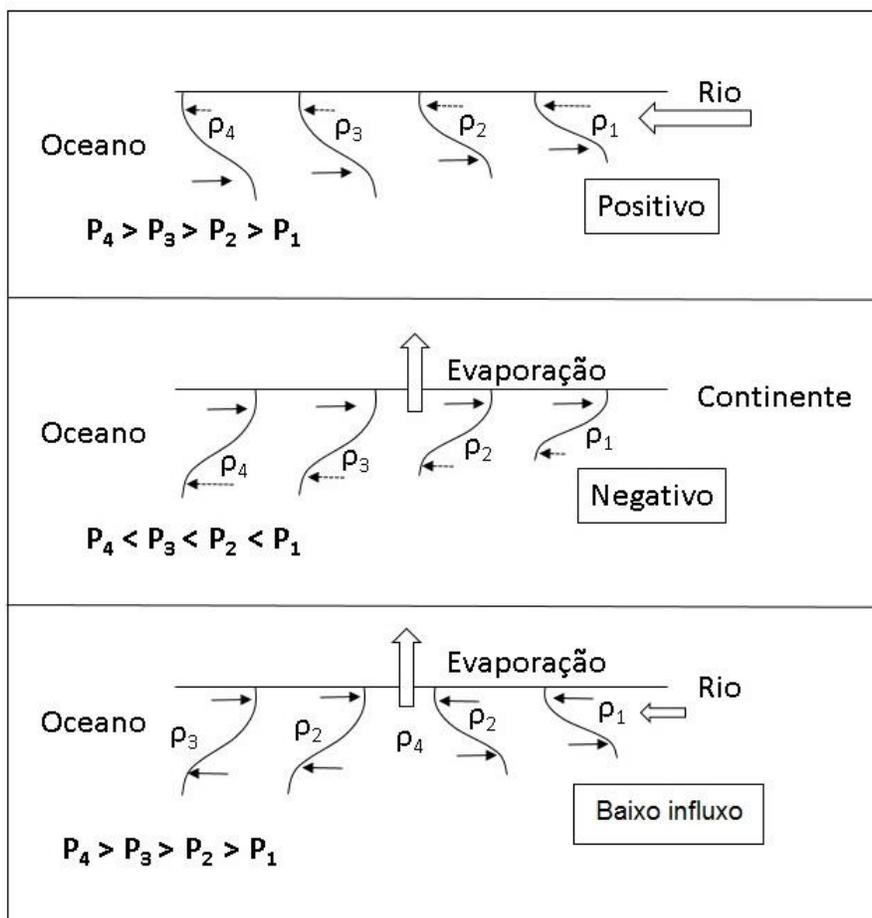
Os estuários podem ser classificados em relação ao balanço de água em três tipos: positivo, inverso e de baixo influxo (Figura 3). Estuários positivos são aqueles que a água proveniente da descarga fluvial, chuva e derretimento de gelo excede a perda de água doce por evaporação ou congelamento e formam um gradiente longitudinal de densidade. Neste estuários o gradiente longitudinal de densidade apresenta um componente superficial de saída em direção ao oceano (mais forte) e outro componente de fundo em direção contrária proveniente do oceano (mais fraco). Este movimento é em resposta a quantidade de água doce suplementar e é amplamente conhecido como circulação “gravitacional” (VALLE-LEVINSON, 2010).

Os estuários inversos são tipicamente encontrados em regiões áridas, onde a perda de água doce por evaporação excede a adição por precipitação. Estes são chamados também de estuários negativos, pois o gradiente longitudinal de densidade ocorre de forma oposta ao estuário positivo. Ou seja, a água que entra no estuário apresenta forte fluxo superficial em relação ao fluxo de fundo

que sai do estuário (VALLE-LEVINSON, 2010). Exemplos desse tipo de estuário pode ser encontrado na Baía de *Guaymas* no golfo da Califórnia, na Baía *Skark* porção ocidental da Austrália e no golfo *Spencer* no sul da Austrália (VALLE-LEVINSON; DELGADO; ATKINSON, 2001).

Os estuários de baixo influxo ocorrem em regiões semi-áridas ou com grande variações sazonais, são ainda considerados uma combinação entre os estuários inversos e positivos. Durante a estação seca, a vazão do rio é baixa, mas um estuário positivo ainda está presente na área onde o rio entra no estuário. Em outras regiões da bacia condições hipersalinas e inversa se desenvolvem, criando uma região de máxima salinidade dentro do estuário. Esta região da salinidade máximas são conhecidas como “*salt-plug*”, que separa uma zona de circulação gravitacional positiva perto da interface rio/estuário e uma zona de circulação gravitacional inversa entre o “*salt-plug*” e o oceano costeiro (VALLE-LEVINSON, 2011a). Exemplos desse tipo de estuário são encontrados no Rio *Alligator*, norte da Austrália e no golfo *Fonseca* que se localiza na América Central no lado do Oceano Pacífico (VALLE-LEVINSON; BOSLEY, 2003).

Figura 3: Figura ilustrativa apresentando os três tipos de estuário de acordo com o balanço de água.



Fonte: Modificado de Valle-Levinson, (2010).

2.2 Classificação baseada na estrutura vertical da salinidade

Considerando os trabalhos de Pritchard (1955) e Cameron e Pritchard (1963) podemos classificar o estuário de acordo com a estrutura vertical da salinidade, podendo ser denominados de estuários de cunha salina, fortemente estratificado, fracamente estratificado ou ainda, verticalmente misturado (Figura 4, VALLE-LEVINSON, 2010). Esta classificação considera a competição entre a força de empuxo proveniente da descarga fluvial e a mistura causada pela energia das marés (GEYER; MCCREADY, 2014).

Basicamente para se gerar um estuário tipo cunha salina é necessário que a descarga fluvial seja grande e a energia das maré seja fraca, como ocorre no Mississippi (EUA), Rio de la Plata

(Argentina), Vellar (Índia), Ebro (Espanha), Pánuco (México) e Itajaí-Açu (Brasil). Esses ambientes são mais estratificados durante o período de enchente das marés, quando a intrusão do oceano gera o formato de cunha (VALLE-LEVINSON, 2010). Há uma interface distinta entre a água do oceano e a água da descarga fluvial sendo o entranhamento o processo de mistura dominante (OFFICER, 1977).

Quando se tem uma descarga fluvial com regime de alto para moderado e uma energia de maré de fraca para moderada, observa-se um estuário fortemente estratificado. Os perfis de salinidade médios ainda apresentam uma pycnoclina bem desenvolvida com variações verticais fracas acima e abaixo dela. O fluxo resultante nesse tipo de estuário exibe um perfil vertical com fluxo de saída na superfície e entrada no fundo, porém esse fluxo de entrada no fundo é mais fraco devido ao fraco gradiente horizontal de densidade (VALLE-LEVINSON, 2011a)

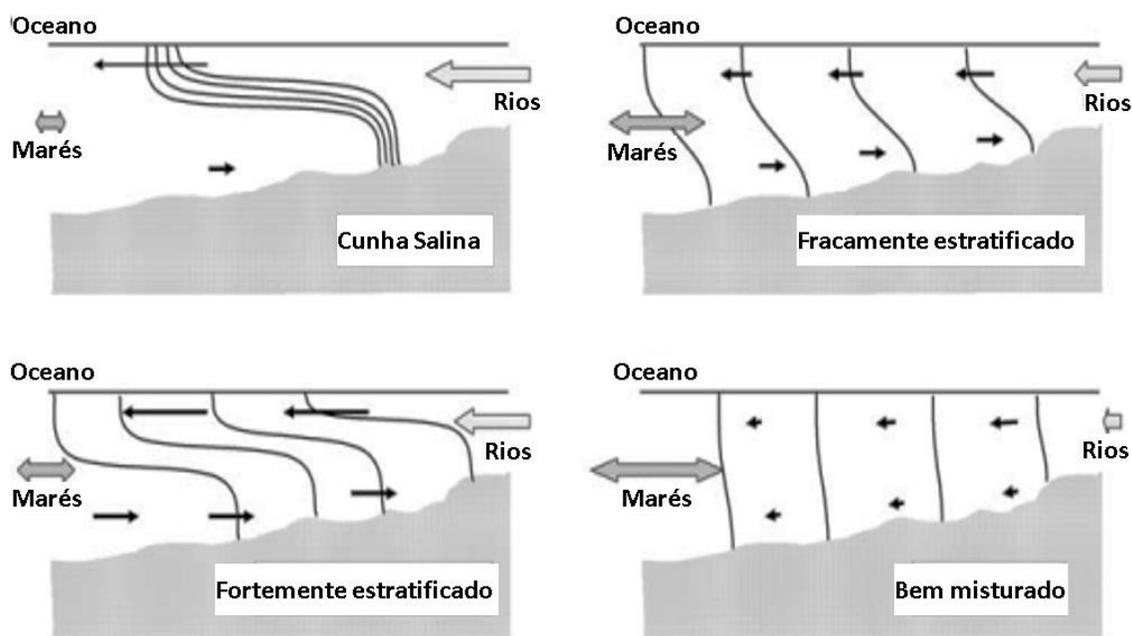
Aumentando-se o efeito da maré, em relação à classificação anterior, ou seja, a energia da maré variando de moderada para alta e a energia do rio de baixa para moderada, observa-se um tipo de estuário fracamente estratificado. Muitos estuários de regiões temperadas apresentam essa classificação, como a Baía de *Chesapeake, Delaware* e o Rio *James*, todos nos EUA (VALLE-LEVINSON, 2010). A haloclina formada nesse tipo de estuário é menos pronunciada em relação ao tipo anterior e a diferença entre a salinidade de fundo e da superfície é de poucas unidades. (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002)

Por fim, tem-se o tipo bem misturado, onde a descarga fluvial é fraca e a energia da maré é alta, resultando em uma mistura acentuada em relação aos outros tipos. A velocidade residual na vertical é geralmente unidirecional. Em casos em que há essas condições associado a um estuário largo e raso, pode se desenvolver fluxos laterais diferenciados, com entrada por um lado e saída por outro, principalmente durante a estação seca. Partes da Baía de Chesapeake pode apresentar

esse comportamento no início do outono. Se o estuário for estreito a entrada da salinidade provavelmente só ocorrerá durante a enchente, pois o fluxo residual será em direção ao oceano. Exemplos deste tipo de estuário são escassos, pois sob condições bem misturada, a média do fluxo (em um ciclo de maré) provavelmente irá ser impulsionada pelo vento ou pela força da maré (VALLE-LEVINSON, 2010).

Vale ressaltar que essas classificações podem mudar entre um ciclo de maré e outro, entre os meses e estações do ano, ou ainda, espacialmente dentro do mesmo estuário. Além disso, de autores para autores.

Figura 4: Estrutura longitudinal estacionária e dos movimentos nos estuários de cunha salina, fortemente estratificado, fracamente estratificado e bem misturado.



Fonte: Adaptado de Valle-Levinson 2010.

2.3 Classificação baseada na hidrodinâmica

Com base na hidrodinâmica do estuário Hansen e Rattray (1966) propuseram uma classificação amplamente aceita (Figura 5). Esta classificação é baseada em dois parâmetros hidrodinâmicos adimensionais: (1) o parâmetro de circulação e (2) o parâmetro de estratificação. Estes parâmetros referem-se a média espaciais e temporais das propriedades velocidade e salinidade. O parâmetro de circulação é a relação entre a velocidade de fluxo residual próxima da superfície (u_s) e a média temporal e espacial da velocidade (u_f). A velocidade de fluxo próximo da superfície é normalmente relacionado com a descarga fluvial e, por uma questão de argumento, é na ordem de 0,1 m/s. O fluxo u_f é normalmente muito pequeno, tendendo a zero, pois a troca de água ao longo do ciclo de maré no estuário é grande. Em outras palavras, o balanço de água que entra e sai tende a ser semelhante, sendo o fluxo residual pequeno.

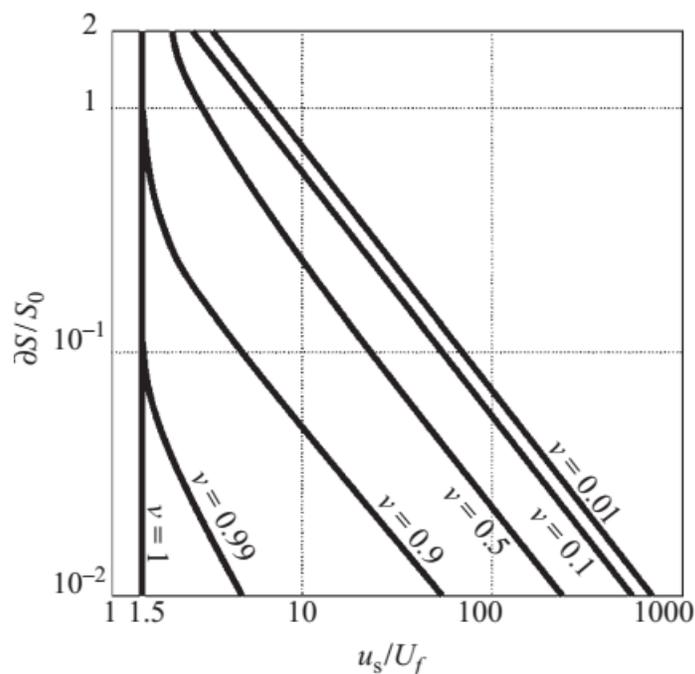
Em estuários com fraco fluxo residual para dentro, tais como bem-misturados e de cunha salina, u_f será semelhante em magnitude à u_s . Portanto, o parâmetro circulação é > 10 em estuários com circulação gravitacional grande e perto de 1 em estuários com fluxo de saída unidirecional. Em geral, quanto maior o parâmetro de circulação mais forte é a circulação gravitacional.

O outro parâmetro adimensional, chamado de parâmetro de estratificação, é a razão entre a diferença de salinidade da superfície e o fundo ($\partial S = S_f - S_b$) e a salinidade média da secção transversal (S_0) do estuário. Se a razão foi igual a 1, significa que a estratificação de sal (ou a diferença entre a superfície e fundo) é tão grande quanto a média da secção transversal da salinidade. Por exemplo, se um estuário mostra um S_0 médio de 20, para que possa exibir um parâmetro de estratificação igual a 1, ele deve ter uma estratificação muito grande (da ordem de 20). Em geral, na maioria dos estuários irão apresentar parâmetro de estratificação < 1 . Quanto

mais fraca a estratificação da coluna de água, menor será o parâmetro de estratificação (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002).

Os dois parâmetros descritos acima podem ser utilizados para caracterizar a natureza do transporte de sal em estuários. A contribuição da parcela difusiva do fluxo total de sal no estuário pode ser chamado “ v ”. O parâmetro “ v ” pode oscilar entre 0 e 1. Quando “ v ” é próximo de 0, o transporte de sal é dominado por advecção, isto é, pela circulação gravitacional. Neste caso, os processos de mistura são fracos, como num estuário fortemente estratificado (Fiorde). Quando “ v ” se aproxima de 1, o transporte de sal total é dominada por processos de difusão (por exemplo, mistura de maré), como em fluxos unidirecionais. O parâmetro “ v ” pode ser retratado em um diagrama de circulação e estratificação. Este diagrama mostra que o transporte de sal é dominado por processos advectivos sob alta circulação gravitacional ou condições fortemente estratificados. Ele também mostra que os processos de difusão dominam o transporte de sal em baixos valores do parâmetro de circulação (fluxos residuais unidirecionais) independentemente do parâmetro de estratificação. Entre esses dois extremos, o transporte de sal tem contribuições de ambos os processos advectivos e difusivos. Quanto maior forem os parâmetros de estratificação e de circulação, mais forte será a contribuição dos processos advectivos para transporte de sal total (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002; VALLE-LEVINSON, 2010).

Figura 5: Diagrama estratificação circulação baseado em Hansen e Rattray, 1966.



Fonte: Extraído de Valle-Levinson, 2010.

De forma análoga à classificação dos estuários em termos de dois parâmetros adimensionais discutidos acima, os sistemas estuarinos também podem ser classificados em termos da estrutura lateral residual relacionados a troca entre os fluxos de entrada e saída de água. A estrutura lateral pode ser fortemente influenciada por variações batimétricas (PRITCHARD, 1956), ou ainda, pelo cisalhamento lateral entre os fluxos de entrada e saída, sendo o movimento de saída sobre as regiões mais rasas da secção transversal e o movimento de entrada pelos canais principais (WONG, 1994). A estrutura lateral dos movimentos de troca (entrada e saída) podem, em última instância depender da competição entre a rotação da Terra (Efeito de Coriolis) e os efeitos de atrito (KASAI et al., 2000), tal como caracterizado pelo número de Ekman vertical (Ek). Ou ainda, a estrutura lateral dos movimentos de troca podem também depender do número de Kelvin (Ke), que é a relação entre a largura do estuário e o raio interno da deformação.

Literaturas especializadas como Miranda et al. (2002), Valle-Levinzon (2010), (2011a) e (2011b), MacCready; Geyer (2010), Geyer; MacCready (2014), são importantes referencias que apresentam diversas classificações apresentadas e não apresentadas aqui.

3 JUSTIFICATIVA

A ZCA é banhada por dois grandes rios: Amazonas e Pará. O estuário do Rio Pará está entre os maiores do Brasil, com uma desembocadura de aproximadamente 60 km. É uma região altamente dinâmica, e nesta, pode-se destacar três usos socioeconômicos: atividade portuária, a exploração marítima de óleo e gás e a pesca artesanal/industrial.

No estuário do Rio Pará há o porto de Vila do Conde, no município de Barcarena, Porto de Belém na capital do Estado, além do terminal petroquímico de Miramar, também em Belém. O mais movimentado destes é o Porto de Vila do Conde, onde, ao seu redor se instalou um complexo industrial liderado pelas empresas Albras/Alunorte, processadoras de bauxita, alumina e alumínio e os Portos das empresas Imerys Rio Capim Caulim S/A (IRCC), Pará Pigmentos (PPAS) e Companhia Docas do Pará Vila do Conde, onde se realizam as importações e exportações de cargas e movimentação de óleo combustível (RODRIGUES, 2008).

As atividades associadas com óleo combustível na área portuária, dragagem, presença de barragens de rejeito de minério representam um fator de risco ao ambiente natural. Segundo o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) a região de Barcarena (PA) possui bacias e barragens com categoria de risco e dano potencial associado considerados altos. Além disso, existem outros pontos como nos municípios de Ipixuna do Pará (PA) e Almeirim (PA) que podem afetar o estuário do Rio Pará em caso de um possível acidente como o de Mariana (MG) em novembro de 2015, cuja barragem não era considerada de alto risco (DNPM, 2015).

Vale ressaltar que entre as empresas listadas a IRCC, foi a responsável pelo vazamento de cerca de 450 mil metros cúbicos de rejeitos de caulim de uma das bacias, em 2007. Os rejeitos atingiram igarapés e rios do município de Barcarena (PA). Em 2014, o Ministério Público Federal investigou pelo menos outros dois vazamentos dos tanques da companhia. Outro incidente recente no município foi o naufrágio do navio “Haidar” no dia 6 de outubro de 2015, com quase 700 toneladas de óleo e cerca de cinco mil bois vivos.

Outro incidente também em 2007 foi o naufrágio da balsa “Elisio Leão”, que naufragou com cerca de 68 mil litros de óleo diesel estocada em seus porões no Rio Pará próximo a foz do Rio Arari. Durante o incidente a balsa permaneceu a uma profundidade de 20 metros e o processo de resgate ocorreu em aproximadamente 11 dias (BRASIL, 2011). A falta de conhecimento sobre a hidrodinâmica pode ter sido um fator determinante na demora da operação.

O estuário em questão, está inserido em um contexto de diversas unidades de conservação, como: Área de Proteção Ambiental (APA) do arquipélago do Marajó; Reserva Extrativista (Resex) de Soure; Parque Ecológico (PEC) da ilha do Mosqueiro; APA da ilha do Cumbú; APA de Cotijuba (RCA, 2001) e Resex Marinha Mocapajuba (BRASIL, 2014).

Outra importante atividade que vem se intensificando na região é a exploração marítima de óleo e gás, que ocorre mais especificamente na Bacia da Foz do Amazonas. Esta se iniciou na década de 1970 em águas rasas (até 100 m). Durante os anos de 2010 e 2011, a unidade de perfuração Ocean Whittington (SS-52) ficou em operação para a atividade de perfuração do poço exploratório no bloco BM-FZA-4 na Bacia da Foz do Amazonas, objetivando a obtenção de dados mais precisos sobre a presença de petróleo nesta bacia, além de avaliar a capacidade de produção do bloco (EIA/RIMA, 2010). Essas atividades causam o aumento do tráfego marítimo na região.

Em relação à atividade pesqueira, a costa paraense é complexa e nela coexistem diversas unidades denominadas de “sistemas de produção pesqueira”. Cada sistema apresenta uma estrutura relativamente homogênea, com características tecnológicas, econômicas, ecológicas e sociais particulares. Apresentam diversas escalas que vai do pescador artesanal de menor porte ao pescador industrial de maior porte. Porém, ambos são influenciados pelos fatores ambientais, como a intrusão salina que muda a predominância das espécies de peixes dentro do estuário. Detalhes sobre a atividade de pesca e sua importância são descritos e analisados em trabalho como os de Isaac et al. (2009), Mourão et al. (2009) e Mourão et al. (2014).

A importância da ZCA no cenário global, a complexidade do ambiente estuarino, que ainda está sujeito a processos naturais, se apresentam como um desafio à pesquisa. Apesar do esforço que se vem fazendo há vários anos em relação ao entendimento dos processos hidrológicos e monitoramento dos ecossistemas aquáticos amazônicos (canais de maré, rios e estuários), as aquisições de dados são esparsas (espaço-temporal) devido às dificuldades logísticas de acesso à região e ao alto custo de aquisição e manutenção dos instrumentos. Em virtude disso, estudos que visem contribuir para o entendimento dos processos hidrodinâmicos e hidrográficos no estuário do Rio Pará são importantes. Vale ressaltar que estes estudos são necessários para o estabelecimento de programas de gestão ambiental, implementação de investimentos (i.e. Portos, plataformas, etc.) e avaliação de impactos (ambiental e/ou sobre esses investimentos).

Um dos focos principais desta tese é o estudo da salinidade. No Brasil, o Conselho Nacional do Meio Ambiente - CONAMA (Resolução N° 357, de 17 de março de 2005) utiliza a salinidade como critério primário para a classificação dos corpos de água. Este critério é baseado no Tratado de Veneza de 1958 e é utilizado por vários países ao redor do mundo. No Brasil a classificação é utilizada para o estabelecimento das condições de enquadramento das águas de acordo com seu

uso, estabelecendo condições e padrões para seus diversos usos, por exemplo, o lançamento de efluentes e cultivo de organismos.

A salinidade nos estuários representa uma importante variável para a caracterização deste (GEYER; MACCREADY, 2014), porém em muitas partes do mundo ela é uma ameaça, como por exemplo, para a agricultura (PARIDA; DAS, 2005) e ao abastecimento humano. Além disso, como citado anteriormente, na região costeira Amazônica, em especial no estuário do Rio Pará, esta variável influencia um importante ator socio-econômico, a pesca (MOURÃO et al., 2014).

Além de sua importância para a caracterização ecológica do estuário, a salinidade, tal como a temperatura, está intimamente relacionada ao cálculo da densidade da massa de água estuarina. A distribuição da salinidade é um reflexo direto dos condicionantes hidrodinâmicos, apresentando grande variações no espaço e no tempo [$S = S(x,y,z,t)$], principalmente devido aos processos advectivo e difusivo e à descarga fluvial (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2002) além da morfologia do estuário.

Pela primeira vez, busca se fazer um trabalho mais abrangente em relação aos aspectos hidrodinâmicos e principalmente sobre os processos relacionados à intrusão salina no estuário do Rio Pará. Trata-se de um estuário de grandes dimensões que pode ser comparado com outros sistemas no mundo; Columbia (Estados Unidos), Yenisey (Rússia), Paraná (Argentina), Ganges (Índia), Níger (Níger) e St. Lawrence (Canadá). Com uma descarga líquida que só perde para os rio Amazonas (Brasil), Congo (Congo), Orinoco (Venezuela) e Changjiang (China) (DAI; TRENBERTH, 2002).

4 HIPÓTESES

Com base na contextualização apresentada acima, e no foco de interesse da presente tese, as seguintes hipóteses são apresentadas:

- No estuário do Rio Pará a intrusão salina ocorre somente no período de baixa descarga do sistema que drena a região.
- A sensibilidade da frente salina dentro do estuário é devido principalmente a descarga fluvial.
- Existe diferença lateral nos processos físicos na zona de mistura do estuário devido à grande extensão lateral que apresenta dois canais principais.
- O transporte de sal é causado primariamente pelos termos advectivo devido à influência da maré na região.

5 OBJETIVOS

5.1 Geral

Determinar a variabilidade temporal e espacial da intrusão salina no estuário do Rio Pará, contribuindo para o entendimento da circulação estuarina de ambientes de macromaré e submetido à grande influência fluvial.

5.2 Específicos

- Estudar a variabilidade espacial e temporal da salinidade no estuário do Rio Pará a partir de um modelo numérico 2D já calibrado para a região;
- Determinar o alcance da intrusão salina no estuário do Rio Pará, identificando a variabilidade diária, mensal e sazonal da sensibilidade dessa intrusão às principais forçantes: maré e descarga fluvial;
- Contribuir para o entendimento da hidrodinâmica de regiões estuarinas em um ambiente de macro/mesomaré e submetido à grande influência fluvial;
- Identificar as principais alterações na hidrodinâmica do estuário decorrente da distribuição da salinidade na zona de mistura.
- Calcular o transporte de sal e a contribuição relativa dos termos advectivo de difusão turbulenta e a parcela dispersiva no estuário do Rio Pará em diferentes condições de descarga fluvial, analisando também as possíveis diferenças laterais.

6 METODOLOGIA

Nesta seção será apresentada a metodologia geral de coleta de dados que compõem a tese. Os métodos de análise de dados estão inseridos nos artigos. A coleta de dados foi dividida em 3 vertentes: (1) coleta de dados de séries temporais em pontos fixos dentro do estuário; (2) amostragens de um ciclo de maré em períodos considerados de alta e baixa descarga fluvial; e (3) amostragem quase sinótica de perfis verticais de salinidade ao longo do estuário (seção longitudinal) nos canais principais de navegação.

Uma linha imaginária entre o cabo Maguari na ilha do Marajó e a ilha da Romana foi definida como a boca do estuário, compreendendo uma largura de 60 km. As medidas de distâncias entre as estações e a boca e os limites de intrusão salina são baseadas nessa linha.

6.1 Aquisição de dados - série temporal longa

O monitoramento contínuo da condutividade, temperatura e pressão no estuário do Rio Pará ocorreu durante um ano e dez meses em três pontos principais. Estes foram instalados na: (1) cidade de Colares, margem direita, distante cerca de 60 km da foz; (2) ilha do Marajó, vila de Joanes, na margem esquerda do estuário, também há cerca de 60 km da foz; (3) cidade de Belém, distante certa de 120 km da foz do Rio Pará, caracterizando o ponto mais interno de monitoramento. A tabela 1 sintetiza a localização e o período de amostragem das séries temporais longas.

Além destes três pontos, foram obtidos, na cidade de São Caetano (lat.: $-0,747223^\circ$, lon.: $-48,024877^\circ$), 109 dias de dados, sendo 53 dias no período considerado de maior descarga e 56 dias no período de baixa descarga no ano de 2014 (Figura 6).

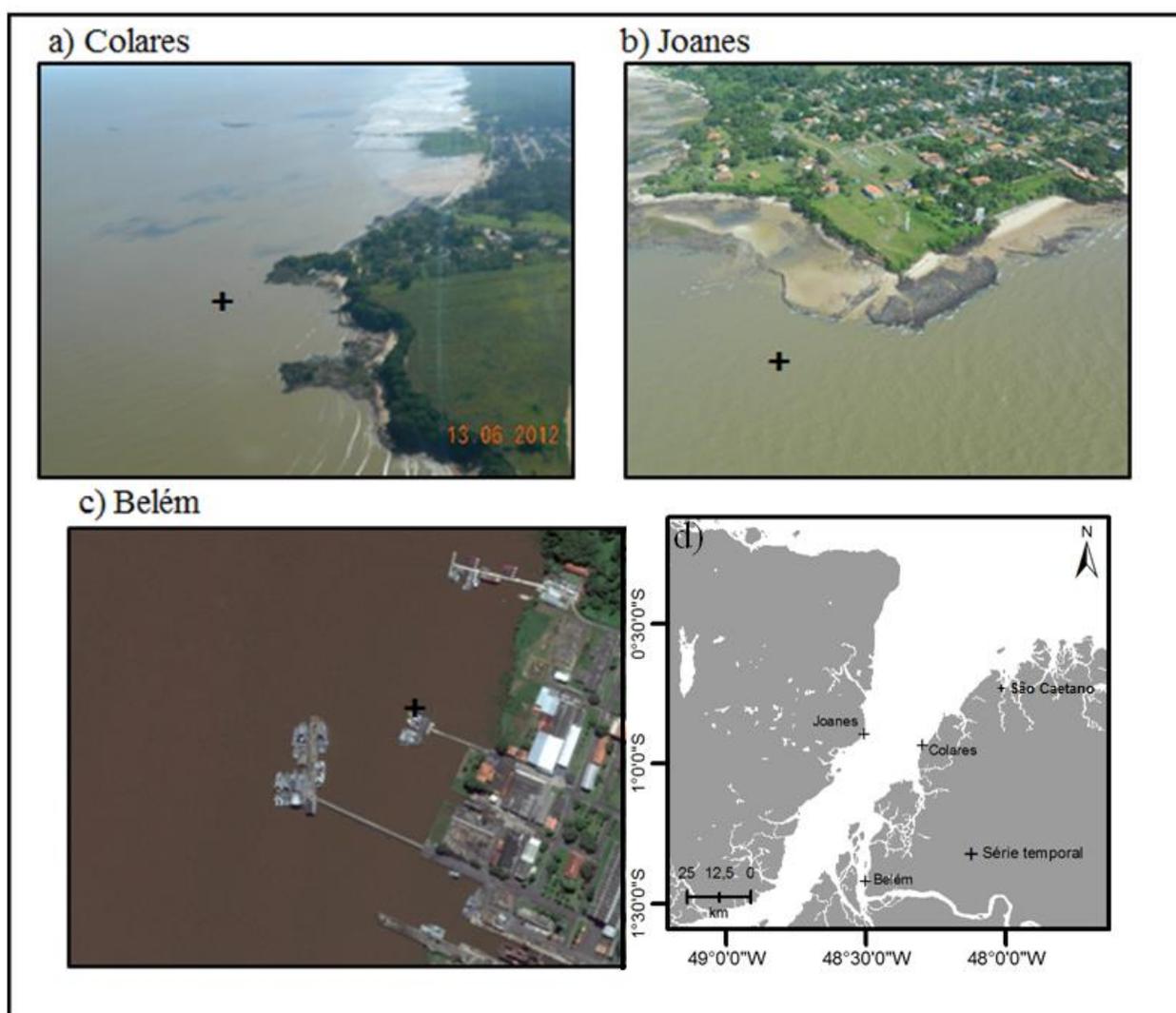
O sensor da marca LeveLogger modelo 3001 junior, foi programado para fazer medições de condutividade, temperatura e pressão a cada 15 minutos e a manutenção foi realizada entre um

período de 3 a 6 meses para as três estações de monitoramento mais longa. Os sensores foram instalados próximo à costa e cerca de um metro do fundo.

Tabela 1. Período de amostragem e localização da série temporal nos três principais pontos de coleta.

Localidade	Início	Fim	Latitude (°)	Longitude (°)
Colares	10/08/2014	06/03/2016	-0,934161	-48,297180
Joanes	14/07/2014	06/03/2016	-0,881452	-48,507270
Belém	18/04/2014	06/03/2016	-1,394138	-48,492974

Figura 6: Imagens aéreas e de satélite das localidades de Colares (a), Joanes (b) e Belém (c), onde foram instalados os sensores, (d) assim como a localização da estação na cidade de São Caetano.



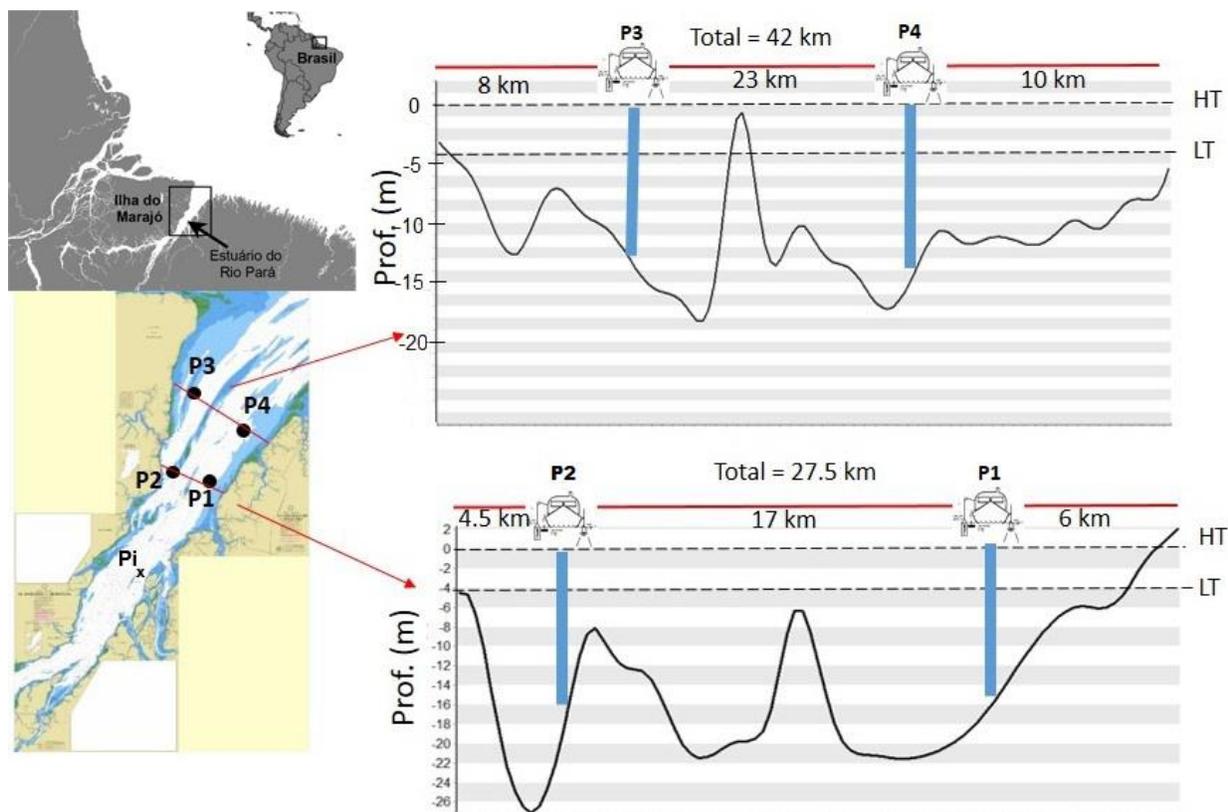
Fonte: Fotos aéreas foram disponibilizadas pelo Laboratório de Oce Oceanografia Física e a imagens de satélite foi retirada do Google Earth Pro.

6.2 Aquisição de dados – série temporal curta

A aquisição de dados nos pontos fixos dentro do estuário foi realizada em função das condições de descarga líquida dos principais rios que influenciam o estuário do Rio Pará, que são: Rio Tocantins, Guamá e Capim. Esta amostragem ocorreu em maré de sizígia em uma condição considerada de baixa e alta descarga fluvial. A primeira campanha foi realizada entre os dias 06 e 09 de outubro de 2014 e a segunda campanha foi realizada entre os dias 01 e 04 de junho de 2015.

Foram selecionados 4 (quatro) pontos de fundeio na zona de mistura do estuário (Figura 7). Devido a sua grande extensão lateral, os pontos foram alinhados próximos aos dois canais principais de navegação. Nesses pontos foram coletados dados de intensidade e direção da corrente ao longo da coluna d'água durante um ciclo de maré semidiurno (13h). A cada hora foram realizados perfis verticais de condutividade, temperatura e pressão.

Figura 7: Esquema ilustrativo da posição dos pontos fixos de amostragem no estuário do Rio Pará. O perfil batimétrico obtido a partir de dados da carta náutica 303 da DHN está exagerada verticalmente e as siglas HT e LT significam preamar e baixamar, respectivamente.



Fonte: Do autor.

A amostragem quase sinótica foi realizada no período considerado de baixa descarga fluvial do ano de 2015. Foram feitos perfis verticais de salinidade ao longo de uma secção longitudinal ao estuário. Foram feitas amostragens rápidas com a utilização de um CTD (sigla em inglês de *Conductivity, Temperature, and Depth*). Na margem esquerda a secção longitudinal foi a partir de 30 km da desembocadura até 135 km estuário acima. Na margem direita a secção foi a partir de 45 km da desembocadura até 130 km estuário acima. A distância média entre um ponto e outro foi de aproximadamente 2 km. Devido às dimensões do estuário as secções foram divididas em dois momentos: no primeiro dia, acompanhando a primeira enchente, se iniciou na margem esquerda de 30 até 66 km; em seguida, durante a segunda enchente do dia foram realizados a

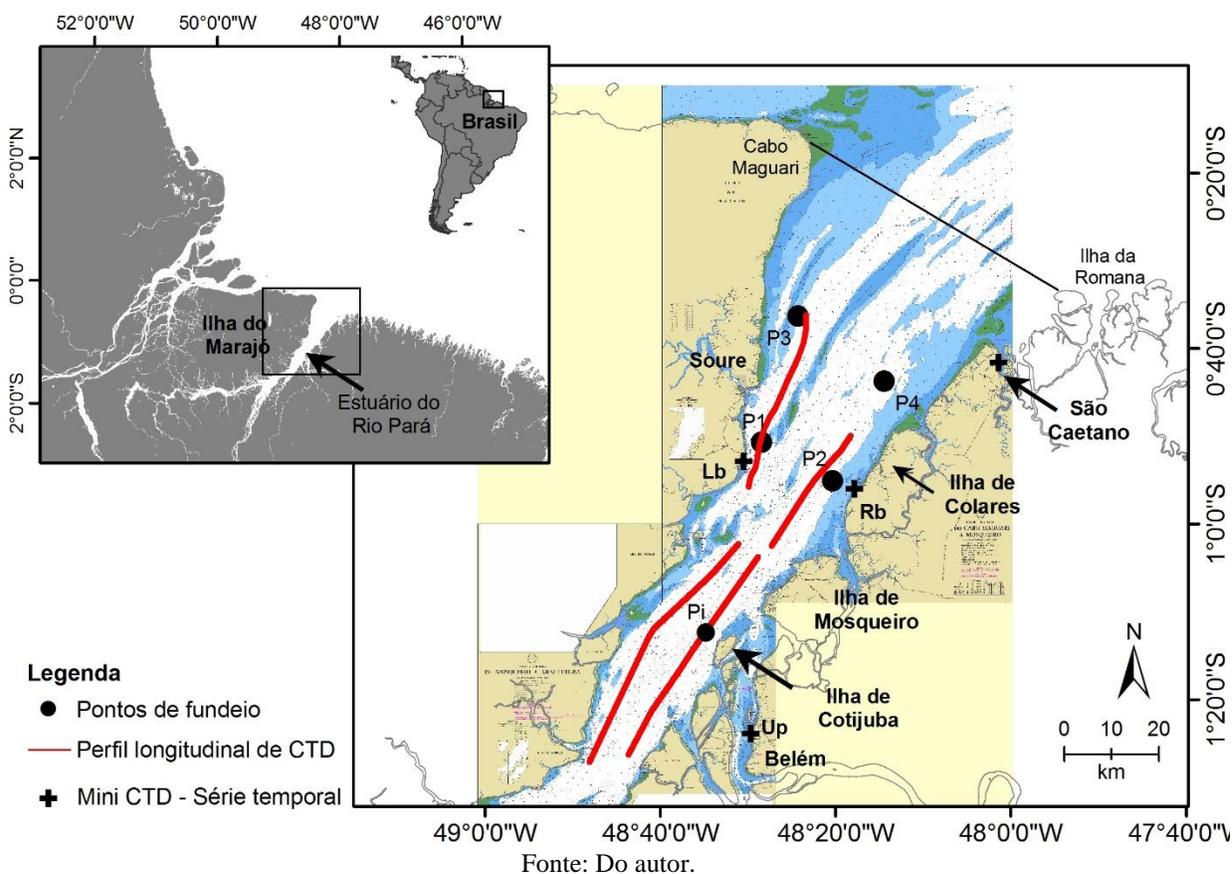
secção de 75 até 135 km. No segundo dia o procedimento foi repetido na margem esquerda, com o primeiro trecho de 45 até 73 km e o segundo de 75 até 130 km. Cada trecho ocorreu, em média, durante quatro horas.

Após a secção longitudinal, seguindo esta mesma metodologia dos pontos fixos, foi realizado uma amostragem adicional em um ponto mais interno (13 horas), cerca de 100 km da boca do estuário próximo a ilha de Cotijuba. A figura 8 sintetiza todos os pontos e dados coletados que compõem a tese.

Embora cada artigo apresente a metodologia de coleta e análise de dados, pontos importantes para um melhor esclarecimento serão destacados a seguir.

A coleta de salinidade no estuário foi feita a partir de dois equipamentos. Como citado anteriormente, o sensor utilizado para a obtenção da série temporal longa foi um LTC LeveLogger modelo 3001 Junior. Este sensor mede condutividade com uma acurácia de 2%, temperatura e pressão com uma acurácia de 0,1 %. A bateria dura cinco anos a uma taxa de medição de 5 minutos. Já os perfis verticais nas campanhas oceanográficas curtas, foram feitos com um CTD da *Sea Bird* modelo SBE-37SM, que possui acurácia de 0,0003 (mS/cm) de condutividade, 0,002 °C de temperatura e 0,1% no sensor de pressão. Este equipamento realizava medições a uma frequência de 0,2 Hz (uma medição a cada 5 segundos).

Figura 8: Mapa de localização das estações de amostragem no estuário do Rio Pará. Os pontos (+) Lb, Rb e Up representam o monitoramento fixo (série temporal longa) e os pontos pretos circulares (●) são fundeios com o uso de embarcação. A linha vermelha representa a seção longitudinal de CTD feita durante o período de baixa descarga. A linha preta representa a boca do estuário.



Vale ressaltar que nesta tese a salinidade foi convertida da condutividade, temperatura e pressão utilizando a nova equação do estado da água do mar. Foi utilizado um pacote computacional chamado “*gsw_seawater*” proveniente da *International Thermodynamic Equation of Seawater 2010*, TEOS-2010 (IOC; SCOR; IAPSO, 2010). A partir da TEOS 2010 a salinidade do oceano tem unidade de “g/kg” e esta será adotada neste trabalho. Além disso, é possível calcular diretamente valores de salinidade inferiores a 2 g/kg baseado na equação proposta por HILL; DAUPHINEE; WOODS, (1986). Detalhes sobre os *scripts* podem ser encontrados em <http://www.teos-10.org/>.

Considerando os limites de salinidade estabelecidos pelo Tratado de Veneza, a salinidade 0.5 g/kg foi escolhida como o limite entre a água doce e salobra. Adotando os limites estabelecidos pelo Tratado e atualizando a unidade da salinidade para g/kg, consideraremos os seguintes tipos de água: água doce, $0 < S < 0.5$; água salobra $0.5 \leq S < 30$ e água salgada, $S \geq 30$.

Lacunas na série de até uma hora foram interpoladas utilizando o método *cubic*. Foram utilizados preferencialmente os perfis de descida do CTD feitos na seção longitudinal e perfis verticais horários. Os picos ou erros de amostragem foram interpolados com o método *spline*. Na estação da cidade de Belém há uma falta de dados de 82 dias causado por mal funcionamento do equipamento, para esta lacuna foi atribuído apenas um valor não numérico para realização das análises.

Para a aquisição dos dados de velocidade, foi utilizado um perfilador de corrente acústico (ADCP, *Acoustic Doppler Current Profiler*) *Workhorse* Rio Grande de 1200 kHz da RD *Instrument*. O instrumento foi fixado na embarcação com visada para baixo, com frequência de medição de 2 Hz (duas medições por segundo). A configuração básica utilizada no instrumento é apresentada na Tabela 2.

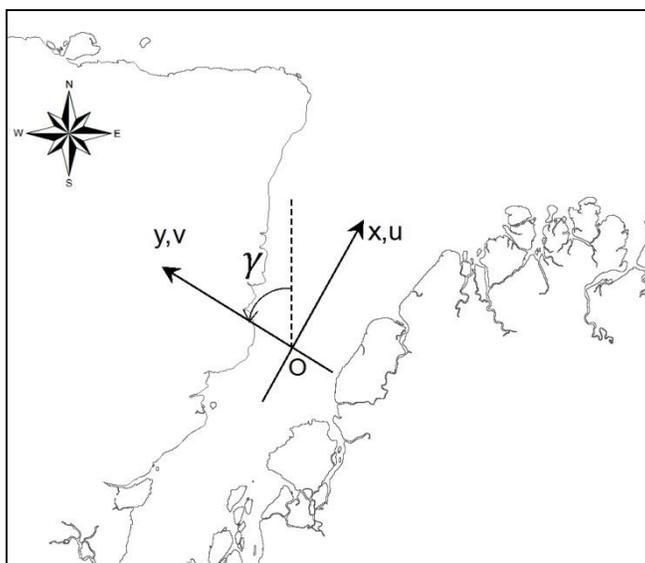
Tabela 2. Configurações do ADCP utilizado na aquisição dos dados de corrente.

Equipamento	ADCP - RD Instruments® (Workhorse Rio Grande)
Perfil	Banda larga (padrão)
Frequência	1200 kHz
Orientação	Para baixo
Modo	“Bottom tracking”
Padrão do <i>Beam</i>	Convexo
Blank	0,25 m
Tamanho da célula	0,5 m

Por se tratar de uma grandeza vetorial, a corrente passa por um pré processamento que envolve ajustes da Declinação Magnética (DM), decomposição vetorial e, em alguns casos, rotação do eixo. Para a área de estudo foi utilizado o referencial Oxy, onde Oy é orientado para o norte e

Ox para o leste. Como o ADCP se orienta em relação ao Norte Magnético (NM) através de uma bússola interna, a direção e o sentido da corrente são, portanto referido ao NM. A análise da velocidade é fundamentada inicialmente no ajuste da DM para referência ao norte geográfico e a decomposição do vetor em componentes longitudinais (u) e transversais (v), neste caso, ao canal estuarino. Ou seja, valores positivos de “u” representam correntes de vazante e valores negativos representam corrente de enchente (Figura 9).

Figura 9: Decomposição do vetor velocidade de corrente em relação a um sistema local de coordenadas (Oxy).



Fonte: Do autor.

7 ESCOPO DA TESE

Para responder aos objetivos do trabalho foi proposta uma metodologia que consistiu em dois momentos. O primeiro momento foi a utilização de um modelo hidrodinâmico e de qualidade de água para uma primeira análise da intrusão salina no estuário. O segundo momento consistiu em coleta de dados *in situ* em pontos estratégicos. Esta segunda etapa ainda foi dividida em dois tipos de coleta de dados: (1) série temporal longa, realizada durante um ano e 10 (dez) meses com o monitoramento da maré, temperatura e salinidade em três pontos dentro do estuário; (2) campanhas oceanográficas (série temporal curta, 13 horas) durante períodos considerados de alta e baixa descarga fluvial. Nestas campanhas foram feitos de forma inédita levantamentos de corrente, e perfis verticais de salinidade nos dois canais principais presentes na zona de mistura do estuário.

Os resultados obtidos são apresentados e discutidos em três artigos científicos que compõem a tese. Sendo que no capítulo 2 são apresentados os resultados obtidos com a modelagem numérica 2D realizada no estuário. No Capítulo 3 é mostrado os resultados provenientes do monitoramento contínuo da maré e da salinidade, revelando a sensibilidade da frente de salinidade em relação a descarga fluvial e a maré. O capítulo 4 é referente aos processos de circulação e transporte de sal no estuário, avaliando o efeito da salinidade e da descarga fluvial na circulação da zona de mistura do estuário. Por fim, no capítulo 5 são apresentados as considerações finais do estudo.

CAPÍTULO 2

ARTIGO 1 - Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model

O primeiro artigo científico desta tese foi publicado na revista *Journal of Coastal Research*.

Journal of Coastal Research	SI	75	128-132	Coconut Creek, Florida	2016
-----------------------------	----	----	---------	------------------------	------

Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model

Renan P. Rosário^{†*}, Thaís A.C. Borba[†], Arthur S. Santos[†], and Marcelo Rollnic[†]

[†] Marine Geophysics Laboratory, Geophysics Department/CPGf
Federal University of Pará
Belém, Brazil



www.cerf-jcr.org



www.JCRonline.org

ABSTRACT

Rosário, R.P., Borba, T.A.C., Santos, A.S., and Rollnic, M., 2016. Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium* (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, pp. 128-132. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

This research aims to study the spatial and temporal variability of the salinity in the Pará River Estuary. The Pará River estuary is among the largest in Brazil, with a mouth of approximately 60 km wide. The Pará River is not a true river because it does not have a spring, but is a hydrographic mesh that receives outflow of several water bodies. There is an ingestion of salt in the Pará River Estuary, different of what occurs within Amazon River, that leads estuarine characteristics onto the continental shelf. The model was implemented based on flexible mesh in the estuarine area of the Amazon River and Pará River basin for one-year simulation. The software D-Flow FM was used

Renan P. Rosário^{†*}, Thaís A.C. Borba[†], Arthur S. Santos[†], and Marcelo Rollnic[†]

[†] Marine Geophysics Laboratory, Geophysics Department/CPGf
Federal University of Pará
Belém, Brazil
*renanpeixoto@ufpa.br

ABSTRACT

This research aims to study the spatial and temporal variability of the salinity in the Pará River Estuary. The Pará River estuary is among the largest in Brazil, with a mouth of approximately 60 km wide. The Pará River is not a true river because it does not have a spring, but is a hydrographic mesh that receives outflow of several water bodies. There is an ingestion of salt in the Pará River Estuary, different of what occurs within Amazon River, that leads estuarine characteristics onto the continental shelf. The model was implemented based on flexible mesh in the estuarine area of the Amazon River and Pará River basin for one-year simulation. The software D-Flow FM was

used to perform hydrodynamic model and, D3D-D-Waq to water quality model. These experiments support a conceptual description of haline dynamics of this system to produce information regarding different scenarios in the region. Fieldworks were made (25h - three points in estuary) in low, high, and transitional rivers discharge in order to evaluate the model performance. The main conclusions are: the numerical modeling showed an upstream saline intrusion about 130 km for the dry period (October to December) and about 70 km for the rainy period (January to May). 2D barotropic condition shows river discharge as the most important force that control the variation of saline intrusion due to the reduction of freshwater flow in the system.

ADDITIONAL INDEX WORDS: Salinity intrusion, amazon estuary, water quality model.

1 INTRODUCTION

The Amazon Coastal Zone (Northern Brazil) receives water from two large river basins: Amazon and Tocantins. The Tocantins River Basin is the main tributarie of Pará River which also receives water from the Amazon River through the Breves Straits (Silva, 2009; Costa, 2013), Portel/Melgaço River Basin, and, on a smaller scale Acará, Mojú, and Guamá/Capim Rivers (Figure 1).

The Pará River Estuary, that also is called Marajó Bay, is one of the largest estuaries in Brazil with a mouth that is approximately 60 km wide. It is a highly dynamic region, and the river's flow rate is associated with the energy of the tides. The flow rate reaches a peak of 300,000 m³/s at ebb tide and 200,000 m³/s at flood tide (Prestes, 2014). The discharge seasonality of the region affect the estuary, with high discharge from January to May and low discharge from August to November (ANA, 2015). The study area is located in a humid tropical region, which represents

less than one-fourth of the earth's land surface but is responsible for more than half of the freshwater, particles and solutes discharged into the oceans (Nittrouer et al., 1995).

The saline intrusion occurs during low discharge period in the Pará River Estuary (Bezerra et al., 2011; Baltazar et al., 2011). In this case, the salt presence produce different processes in the estuary (e.g. stratification, advective, and diffusive processes, etc.). The salinity is an important parameter in decisions made by public and private environmental managements. Furthermore, salt intake variations within an estuary has influence over hydrodynamic and fine sediment dynamics.

This research aims to study the spatial and temporal variability of the surface salinity in the Pará River Estuary. Two models were used: D-Flow Flexible Mesh (Kernkamp, 2011) for hydrodynamic and Delft3D Water Quality model (Roelvink and van Banning, 1994) for salinity study.

1.1 Pará River Estuary

The Pará River flows into the Atlantic Ocean through the eastern portion of Marajó Island and discharges on the Amazon Continental Shelf. The major tributary of the estuary is the Tocantins River (Prestes et al., 2014). This river system is ranked 11th in the list of world's largest rivers in water volume (Dai and Trenberth, 2002).

Based on monthly averages for eighty years preceding from National Operator of the Electrical System (ONS, Operador Nacional do Sistema Elétrico), water discharge reaches a maximum (24,000 m³/s) in April and a minimum (2,300 m³/s) in September (Figure 2). These data were collected in Tucuruí, the first town on the river above tidal influence. Tucuruí is located about 450 km from the Atlantic Ocean, with tributaries entering the river (primarily the Amazon, Guamá/Capim Rivers) that provide additional water to the estuary.

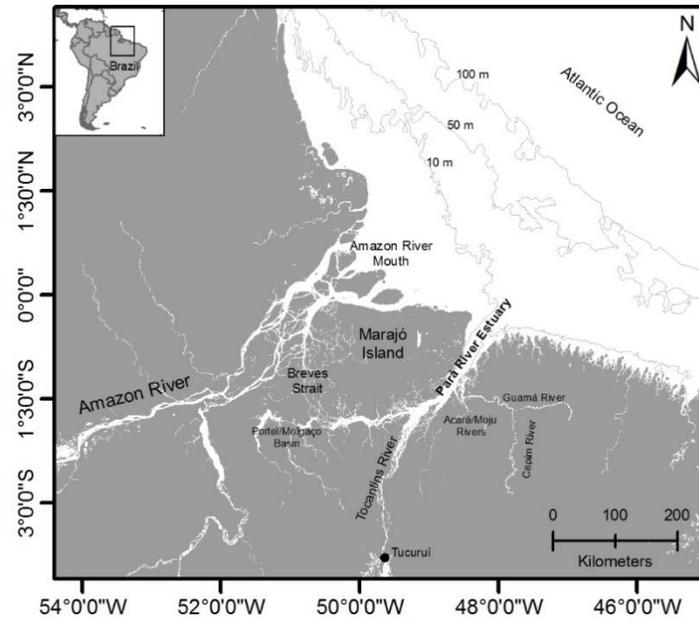


Figure 1: Study area with water bodies that constitute Amazon and Tocantins Basin. The isobath shows the large and shallow continental shelf of the north of Brazil.

In the mouth the Pará River Estuary the main constituents are the semi-diurnal components (M2, S2, N2) which were identified by Beardsley et al. (1995) on the Amazon Shelf. Similarly, Prestes et al. (2015) found about fifteen tidal constituents (95% of significant). In this case, the main component was also M2, which represent approximately 40% of the total astronomical tide amplitude inside the Pará River Estuary. The tide decreases toward the upstream from macrotidal to microtidal in the internal portion. Positive tidal asymmetry increases as height decreases, resulting in the total attenuation of tides downstream in the Pará River (Freitas et al., 2012).

The local trade winds are most intense between January and April, when they blow predominantly from the northeast, and milder between June and October when they mainly blow to the west/northwest. This seasonal variation is determined by shifts in the position of the Intertropical Convergence Zone during the course of the year (Arraut et al., 2012).

The Pará River Estuary is characterized by a highly dynamic environment that is affected by tide and river seasonality. The variations of important factors that affect oceanic and estuarine processes on the Amazon shelf and Amazon river basin are shown in Figure 3.

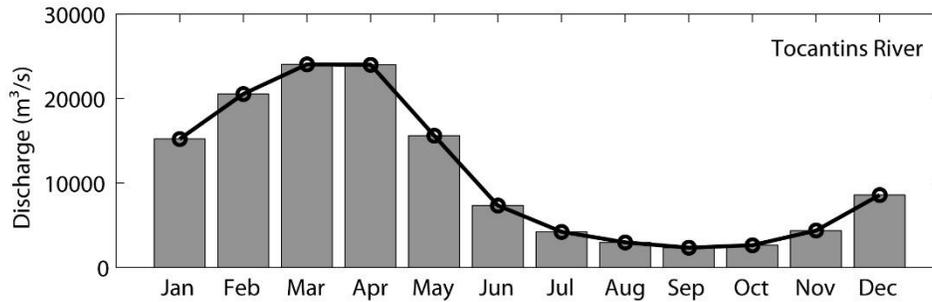


Figure 2: Historical river discharge (m^3/s) of the Tocantins River. The bar graph shows the monthly mean values of eighty years of data (1930 - 2010).

2 METHODS

The intrusion of the salinity front into the Pará River Estuary was simulated using the calibrated and validated model designed by Borba (2014). The model was implemented based on flexible mesh in the estuarine area of the Amazon River and Pará River basin for a year simulation (Figure 4). The software D-Flow FM (Kernkamp, 2011) was used to implement the hydrodynamic model, and D3D-D-Waq (Roelvink and van Banning, 1994) was used for the water quality model.

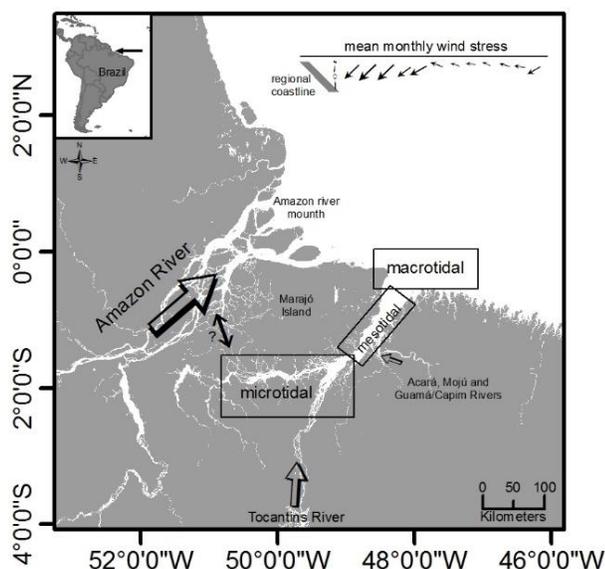


Figure 3: The map shows wind variation on the continental shelf, river inputs, and variation of tidal amplitude inside the Pará River Estuary. The question mark between the Amazon and Tocantins River Basin represents the remaining uncertainty between this connection and the real contribution from the Amazon River. Data from Nittrouer et al., 1995; Prestes, 2014.

Freshwater inputs derive from the typical values of the river discharge from Amazon basin (with the contribution of the Tapajós and Xingu Rivers) and Tocantins Basin (Figure 5). The river discharge data is available on ANA (National Water Agency) website (ANA, 2015). Annual average sedimentary discharge values of 100, 12, 20, and 7 g/m³ were also considered for the Amazon, Tapajós, Xingu, and Tocantins Rivers, respectively.

Saltwater input occurred on the continental shelf with value of 35 PSU (Practical Salinity Unit) for the open boundary. The sea level boundary condition was defined based on OTIS (Regional Tidal Solutions) data for the Amazon Shelf and the components used were M2, S2, N2, K1, O1, and M4. The wind was considered constant in time and space. The magnitude and direction defined for the Amazon Estuary modeling were 8 m/s and 80 degrees true north. For more detail about model setup, see Borba 2014.

Fieldworks were made in low (Sep 24, 2014), high (Apr 16, 2015) and transitional (Jul 15, 2015) river discharge in order to evaluate the model performance. Three points were selected for

monitoring salinity, temperature, and pressure (Figure 4). One in the left bank (LB, Joanes - Marajó Island) and another on the right bank (RB1, Colares Island), about 25 km from each other and about 60 km from the mouth. The third, was installed 120 km from the mouth (RB2, Belém city). All fieldworks were carried out in spring tide condition near the shore (shallow water). Sensors recorded measurements every 15 minutes for 24 hours.

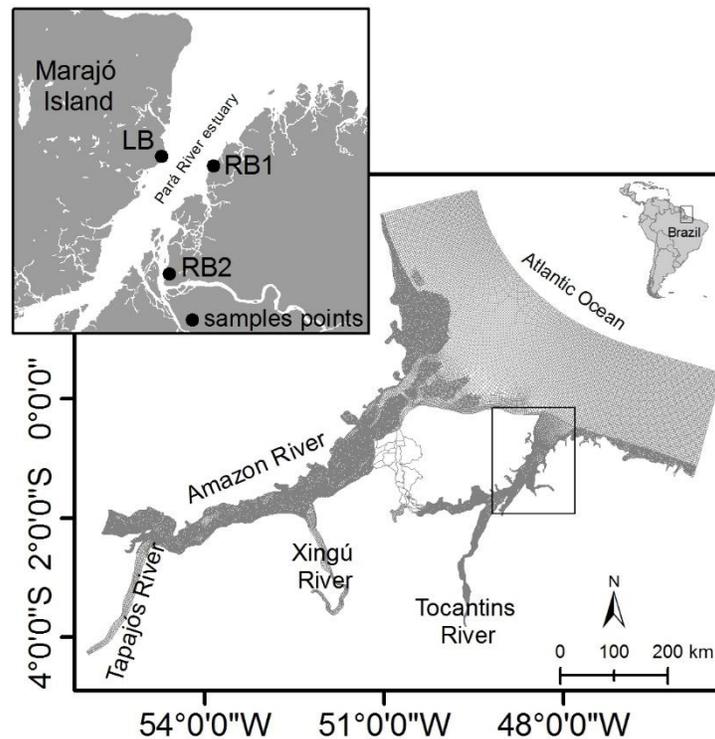


Figure 4: Computational mesh (flexible mesh) of the study area. The map above shows sample points in the left bank (LB), right bank 1 (RB1), and right bank 2 (RB2).

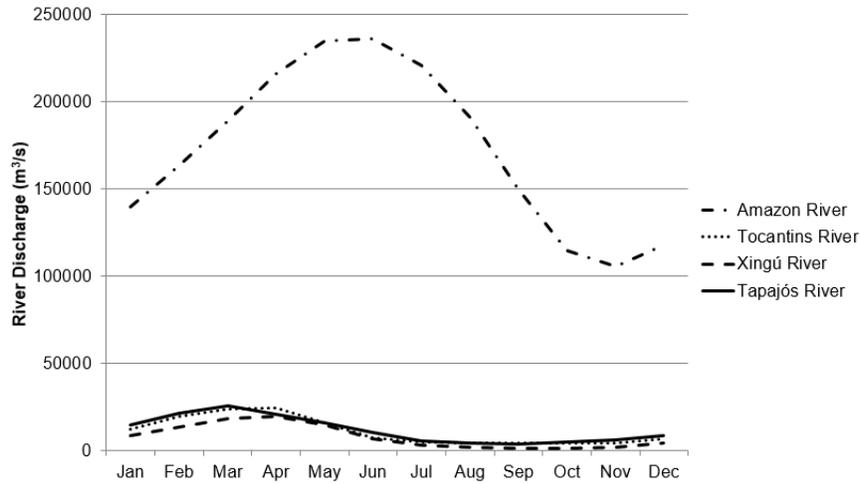


Figure 5: Average monthly discharge for the Amazon, Xingú, Tapajós and Tocantins rivers.

3 RESULTS

The model considered only the river discharge and tidal variation because the winds were set constant in space and time. Thus, in the high discharge period and spring tide, salinity intrusion occurred approximately 70 km (Figure 6a). In the transition period between high and low river discharge and also spring tide, salinity intrusion occurred until approximately 110 km (Figure 6b). In the other case, low discharge condition of the main source of the estuary (Tocantins River) and spring tide condition, salinity intrusion in the estuary reached about 130 km from the estuary mouth (Figure 6c).

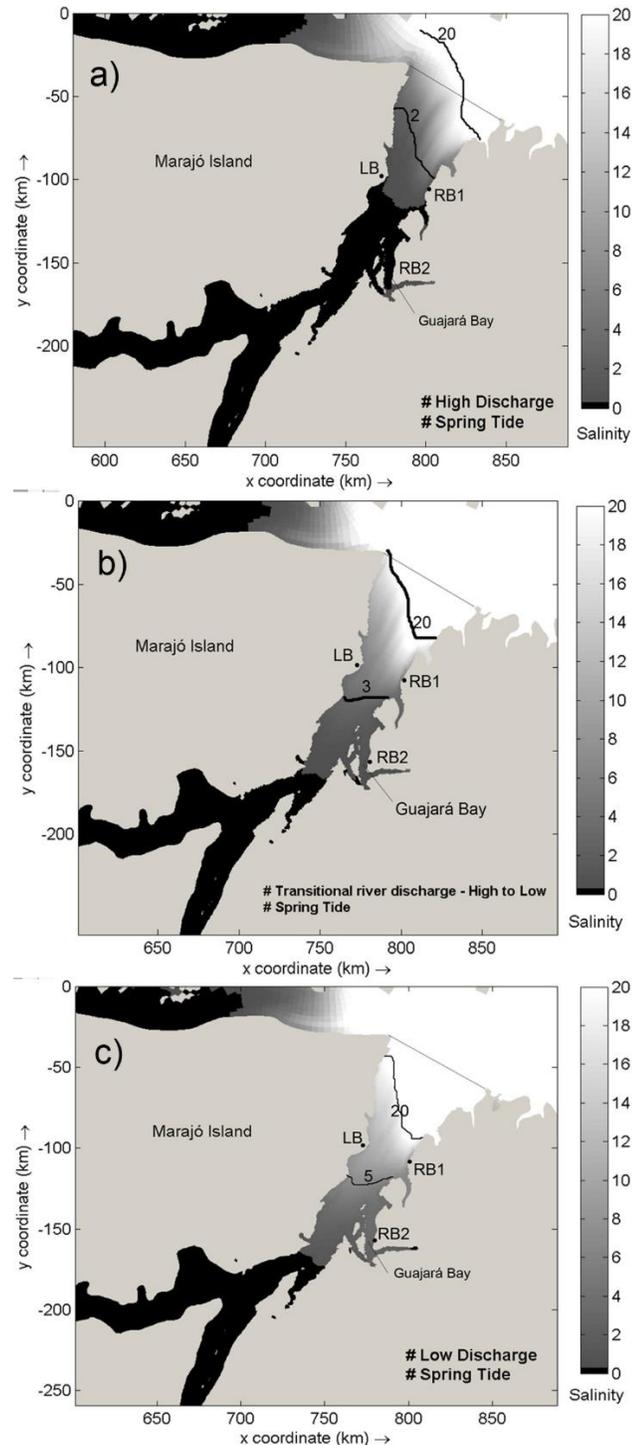


Figure 6: 2D model result of the salinity. a) high discharge; b) transitional discharge; c) low discharge. The straight line in the mouth of the estuary is the reference point for distances. The samples points are represented (LB, RB1 and RB2).

The experiments performed in LB, RB1 and RB2 points revealed absence of salinity during the high discharge period. The upstream point, RB2, about 120 km from the mouth (following the

river), did not record salinity during the three experiments (high, low and transitional river discharges conditions). On the other hand, the two points, which are about 60 km from the mouth of the estuary, recorded salinity record in the low and transitional period (Table 1).

The average salinity for a tidal cycle measurement in the experiments was higher in the left bank than in the right bank. However, the amplitude of variation between the maximum and the minimum was the same - about two salinity units. In contrast, during the transition period, the right bank showed higher salinity values and a quick response to the tidal energy relative to decreased river discharge.

Table 1: Maximum, minimum, mean, and standard deviation of salinity (PSU) from the fieldwork in the RB1 (right bank), LB (left bank,) and RB2 (upstream) points.

	<i>RB1</i>			<i>LB</i>			<i>RB2</i>		
	HD	TD	LD	HD	TD	LD	HD	TD	LD
<i>Max.</i>	0	2.7	2.5	0	0.4	4.6	-	-	-
<i>Min.</i>	0	1.2	0.5	0	0.1	2.7	-	-	-
<i>Mean</i>	0	1.8	0.9	0	0.2	3.8	-	-	-
<i>Std.</i>	0	±0.3	±0.4	0	0	±0.4	-	-	-

HD: High Discharge; TD: Transitional Discharge; LD: Low Discharge.

4 DISCUSSION

Spatial and temporal distribution of salinity in an estuarine system such as the Pará River Estuary depends strongly on the balance between tidal variations (spring and neap) and the river discharge system (MIRANDA ET AL., 2002). The analysis of data collected in situ indicated that the surface saline intrusion does not reach the upstream point during a period of low discharge of the Pará River. However, the numerical modeling showed an upstream saline intrusion of 130 km for the dry period and 70 km for the rainy period. The greatest reach observed in the results of the

model derives from the fact that salinity of the surface layer is considered for the data analysis in situ and average salinity of the water column is considered in modeling.

In general, the model has higher salinity than those observed in the sample data. As previously mentioned, this is probably caused by the fact that the model result be the water column average. In addition, the innermost point (RB2) for example, lack of an effective discharge of the other lower river as input to the model may cause the salt trap in the Guajará Bay, near of the Belém city. In this case, even if the discharge is relatively small when compared to other rivers that drain out region, it may be important in local processes. On the other hand, Bezzera et al. (2011) found salinity values of 1.3 in the surface during high tide and 1.6 in the bottom layer during ebb tide. This data was collected in October, 2007 in Guajará Bay, near to RB2 point, suggesting that at this inner point, the saline intrusion starts in October.

The model well represented the spatial and temporal variability of salinity intrusion in the Pará River Estuary, with a maximum range of 130 km during the low discharge period. Prestes et al., (2014) conducted velocity measurements 150 km from the mouth of the Pará River Estuary. The measurements occurred in May (rainy season), September (dry season) of 2011, and in June 2013 (transitional season). By analyzing the volume transport in this region they concluded that this portion of the estuary is dominated by the tide (i.e. the local flow is dominated by the barotropic component of the pressure gradient). The flow or ebb does not generated by density difference (baroclinic componente of the pressure gradient), it is concluded that there is no salt present in this portion of the estuary.

The model output shows that the Pará River Estuary does not present very high salinity along its longitudinal profile. A large part of its extension presents values lower than 20 PSU. Furthermore, there is a rapid dilution of the seawater, resulting in low salinity water, between 0

and 5, several kilometers away. The isohaline, 20 PSU, is restricted to the mouth of the estuary, even low discharge conditions. It presents a slope to the right, which does not appear to be the effect of coriolis force, because it is low near the equator (Cushman-Roisin and Beckers, 2005), but may be an effect of the channel at the right bank. From the mouth to the LB and RB1 points, the estuary has two main channels, then it unifies one channel. On the left bank, there is an extensive shallow area with depths less than 8 meters that can retard the tidal wave propagation into this estuary stretch.

The right bank (point RB1) has high surface salinity values in the transition period, both in the field and the model data, suggesting a rapid response of the tide effect due to decreased river discharge. At one point, about 1 km north of the RB1 point, in December 2009 (24-hours monitoring transition period), Baltazar et al. (2011) observed that the salinity was higher during early ebb than flood. These authors attribute this behavior is present in the mangroves because of the high concentration of salt in the soil and eventually “pollute” the water layer, especially the bottom layer. Instead, we believe that at this point in the estuary, the channel favors the tidal intake, therefore, the saline intrusion would be advective. Figure 6 shows the isohaline twenty that the saltwater intrusion occurs preferentially on the right bank. Furthermore, the higher salinities during the early flooding can be attributed to asymmetry of the tide with the current, in which the water level begins to decrease, but the flow continues upstream, as observed in Pará River by Prestes et al. (2014).

Based on the results of the implemented model, the variation in river discharge is responsible for the reach of upstream saline intrusion into the Pará River Estuary. However, the high energy of the tide in the Amazon continental shelf region (Beardsley et al., 1995) can be the reason for the high penetration of salinity. This reflects the difference between the processes that

occur in this estuary and the Amazon River mouth, in which the position of the saline front depends on the effect of astronomical tides ($r^2=80\%$), exceeding the influence of wind ($r^2=30\%$) and of river discharge ($r^2=21\%$) (Molinas et al., 2014). Also, according to this authors, the relative low influence of river discharge on the position of the salinity front at the Amazon River mouth might be explained by the small flow variation throughout the year (less than four times) or by the fact that the mixing zone occurs on the continental shelf, where river influence disappears.

5 CONCLUSIONS

Observations and numerical modeling showed that surface saline intrusion penetrates as far as approximately 130 km during a period of low discharge of the system that drains the Pará River.

River discharge might be pointed out as the most important explanatory variable of saline intrusion, due to the reduction of freshwater flow in the Pará River Estuary.

Although the salinity of the model has been higher than field measurements, it is believed that there is an important estuary bottom component. Therefore, the result in 2D limits the understanding of saline intrusion, but is a first important approach to comprehending this process in the estuary.

6 ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the Financier of Studies and Projects of Brazil (FINEP, Financiadora de Estudos e Projetos) for funding the project and the Brazilian Federal Agency for Support and Evaluation of Graduate Education (CAPES) for the fellowship granted to Renan P. Rosário. We are thankful to all personnel of the Laboratory of Physical Oceanography (LOF) and Marine Geophysics Laboratory (GEOFMAR, Geophysics Department / CPGf) at the Federal University

of Pará (UFPA) for the valorous assistance in field for data acquisition. We are also thankful to Zak Bedell for the English review.

7 LITERATURE CITED

Arraut, J.M.; Nobre, C.; Barbosa, H.M.J.; Obregon, G., and Marengo, J., 2012. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. *J. Climate*, **25**, 543–556. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI4189.1>.

ANA, Agencia Nacional de Águas (2015). HidroWeb, Sistema de Informações Hidrológicas. <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp>.

Baltazar, L.R.S.; Menezes, M.O.B., and Rollnic, M., 2011. Contributions to the Understanding of Physical Oceanographic Processes of the Marajó Bay - PA, North Brazil. *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium. Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 64, pp. 1443 - 1447.

Beardsley, R.C.; Candela, J.; Limeburner, R.; Geyer, W.R.; Lentz, S.J.; Belmiro, M.C.; Cacchione, D., and Carneiro, N., 1995. The M2 tide on the amazon shelf. *Journal of Geophysical Research*, 100(2), pp.2283-2319.

Bezerra, M.O., Medeiros, C., Krelling, A.P.M., Rosário, R.P., and Rollnic, M., 2011. Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon coast (Brazil). *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium, Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 64, pp. 1448 – 1452.

Borba, T.A.C., 2014. Hydrodynamic modelling in amazonian estuary: a flexible mesh approach. MSc Thesis – CPGf/UFPA, Belém 46p.

Costa, M.S., 2014. Aporte hídrico e do material particulado em suspensão para a baía do Marajó: influência dos rios Amazonas e Tocantins. Geology and Geochemical Program, Federal University of Pará, Brazil, MSc Thesis, 95p.

Cuschman-Roisin, B. and Beckers, J., 2005. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics-Physical and Numerical Aspects. Academic Press, 320p.

Dai, A. and Trenberth, K.E., 2002. Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6):660–687.

- Freitas, P.T.A.; Silveira, O.F., and Asp, N.E., 2012. Tide distortion and attenuation in an amazonian tidal river. *Brazilian Journal of Oceanography* 60(4):429-446
- Kernkamp, H.W.; Van Dam, A.; Stelling, G.S., and Goede, E.D., 2011. Efficient scheme for the shallow water equations on unstructured grids with application to the Continental Shelf. *Ocean Dynamics*, 61(8), 1175-1188.
- Miranda, L.B.; Castro, B.M., and Kjerfve, B., 2002. Princípios de Oceanografia Física em Estuários. Edusp, São Paulo.
- 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 Dynamic* 64:1583–1599. doi: 10.1007/s10236-014-0763-0.
- Nittrouer, C.A.; Brunskill, G.J., and Figueiredo, A.G., 1995. Importance of tropical coastal environments. *Geo-Marine Letters*, 15: 121-126.
- Prestes, Y.O. 2014. Transporte de Volume na Zona de Maré do rio Pará, Brasil. Belém, Pará. Federal University of Para, Undergraduate thesis, 77p.
- Prestes, Y.O.; Rosário, R.P.; Rollnic, M., and Souza, M. Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil. *Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 19-24 October 2014*. Available online: http://www.pecs-conferences.org/Xabs/xabs_036_Prestes_etal.pdf
- Roelvink, J.A. and van Banning, G.K.F.M., 1994. Design and development of Delft3D and application to coastal morphodynamics. In: Verwey A, Minns AW, Babovic V (eds) *Proceedings hydroinformatics*, Balkema, Rotterdam, p 451–456.
- Silva, I.O., 2009. Distribuição da vazão fluvial no estuário do rio Amazonas. Ocean Engineering Program, Federal University of Rio de Janeiro, Brazil. MSc Thesis, 106p.

CAPÍTULO 3

ARTIGO 2 - How far does it move along the estuary? Distribution of salinity in a large Amazonian estuary

How far does it move along the estuary? Distribution of salinity in a large Amazonian estuary

O segundo artigo científico desta tese será submetido para a revista *Geophysical Research Letters*. Os autores desse artigo são:

Renan P. Rosário¹; Yuri O. Prestes¹; Nils E. Asp²; and Marcelo Rollnic¹

¹ *Laboratório de Geofísica Marinha, Programa de Pós Graduação em Geofísica – CPGf, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, Brazil. renanpeixoto@ufpa.br*

² *Instituto de Estudos Costeiros – IECOS. Universidade Federal do Pará, Campus Bragança, Bragança, PA, Brazil*

1 Abstract

This study aims to determine the range of salinity intrusion along the Pará River estuary as well as understand the daily and seasonal variability of this intrusion. This paper also discusses the differences between the freshwater plume from the Amazon and Para River mouths. The Amazon Coastal Zone can be divided into two sectors. The western region (1) which is directly influenced by solid and liquid discharge from the Amazon River; and the eastern region (2) with the largest continuous line of mangroves in the world. Between these two sectors is a wide river, Pará River, that starts in the *Bocas* bay and ends in the Atlantic Ocean bordering the south and east of the Marajó Island. Three points were selected for instrumentation. They were collected temperature, salinity, and depth for about 600 days. Quasi-synoptic sections of the salinity structure have been obtained by rapid sampling at left and right channels during low river discharge and also monitoring one point during the semidiurnal tidal period at 100 km from the mouth. The perspective that allows outline from this dataset of observations is that the saline intrusion in the Para River estuary is due to a number of factors that combine in different time scales. First, the riverine basins that drain the Para River estuary are responsible for the seasonal variability of the salinity intrusion in the estuary. Second, the tide is an important force for estuarine circulation and cooperates with 30 km range of salinity front position during the spring tide. We also can say that the river basin such as Tocantins, Guamá, and Capim Rivers could be able to carry freshwater to the continental Shelf eventually. In other words, during some months, the Pará River estuary is also responsible for the presence of the freshwater plume on the Amazon Shelf.

2 Introduction

Salinity is a conservative parameter in the ocean. When combining salinity with the effects of temperature, the density of water changes as a response. Density variation changes the pressure gradient which is an important component that leads to ocean circulation (Pawlowicz et al., 2012). Similarly, salinity influences the coastal and estuarine circulation (Geyer and MacCready, 2014). The estuarine salinity distribution is a direct reflection of hydrodynamic conditions, wherein it varies in space and time [$S = S(x, y, z, t)$] mainly due to the interactions between river discharge, tide, and bathymetry.

Besides its physical importance, salinity is also an important factor in the biological process, which might be a stress or an advantage for the species. Changes in salinity, along with other chemical and physical conditions, affect the diversity, structure, and temporal dynamics of phytoplankton as well as the fauna (Telesh and Khlebovich, 2010).

Another important aspect regarding the salinity presence in estuaries is that it operates in the sediment flocculation process. Among the flocculation processes, there is one called salt flocculation, in which the negative charge of the particles, with the addition of positive ions (cations) in the surrounding water, acts as an “adhesive” between the particles. The decrease of charge and increase of salinity is an exponential effect; thereby, the salt flocculation quickly reaches equilibrium in low salinity condition (Eisma, 1986). The saline front might be related to the maximum turbidity zone position (Geyer, 1993; Jay and Musiak, 1994).

Research has been done to understand and monitor the salinity front in estuaries around the world (Garvine et al., 1992; Jassby et al., 1995; Monismith et al., 2002; Vijith et al., 2009; Ralston et al., 2010; Zhang et al., 2010; Gong and Shen, 2011; Noh et al., 2013; Díez-Minguito et al., 2013) because salinity is an important parameter for estuarine monitoring (Keighton, 1966). The estuaries are more complex than oceans and rivers (Telesh et al., 2013). In 1985, salinity was used

to classify the water: the limits for saltwater ($S \geq 30$), brackish ($0.5 \leq S < 30$) and fresh water ($0 < S < 0.5$) (Venice System, 1958). Several works (Bulger et al., 1993; Zhang et al., 2010; Bleich et al., 2011) and countries such as China, Brazil, and others have used this classification.

One place that is influenced by the largest river basin in the world is the Amazon Coastal Zone (ACZ). The ACZ receives water from two large rivers: Amazon and Para/Tocantins. In the Amazon River, there is no salinity intrusion (Rosário et al., 2009; Molinas et al., 2014) because of the large amount of river discharge. In the Pará River, there is salinity intrusion (Barthem and Schwassmann, 1994; Bezerra et al 2011; Baltazar et al., 2011 ; Rosario et al., 2016), but the internal limit and variability are uncertain. The pioneering work of Barthem and Schwassmann (1994), based on conductivity water samples, gave an indication that salinity intrusion in 1985 was about 150 km in the Para River. Recently, Rosario et al. (2016) estimated that the salinity intrusion, based on a numerical model, was about 130 km.

Another important aspect of the Pará River estuary is the width of its mouth (about 60 km), this can cause lateral differences in salinity intrusion (Rosario et al., 2016). The lateral salinity gradient is common due to the Coriolis Effect or channel geomorphology close to the mouth of the estuary, or also a combination of both (Pyatt, 1964). The Pará River Estuary is in the equatorial region, where the Coriolis Effect is close to zero; therefore, if there is a lateral salinity gradient this may be caused by the geomorphology of the channels and facilitated by the width of these.

This study aims to determine the range of salinity intrusion along the Pará River estuary as well as understand the daily and seasonal variability of this intrusion. This paper also discusses the differences between the freshwater plume from the Amazon and Para River mouths.

3 Study area

The ACZ can be divided into two sectors (Figure 1). Sector 1, the western region which is directly influenced by solid and liquid discharge from the Amazon River. This sector comes from *Cabo Orange* (border with French Guiana) to *Cabo Maguari* on the Marajó Island (Mendes, 1994; Souza Filho et al., 2008). Sector 2, the eastern region with the largest continuous line of mangroves in the world (Souza Filho et al., 2008; Souza Filho, 2005; Dominguez, 2008). Between these two sectors is a wide river, Pará River, that starts in the Bocas bay and ends in the Atlantic Ocean bordering the south and east of the Marajo Island. An intermediate portion meets the Tocantins River and later with smaller tributaries such as the Guamá and Capim Rivers, forming the Pará River estuary (Rosario et al, 2016). The connection between the basins of the Amazon and Tocantins river is still unknown, authors such as Silva, (2009), Callède et al. (2010), Costa (2014), and Costa et al., 2016 gave the first efforts to an understanding whether or not this water flow from the Amazon River through *Estreitos de Breves*. This net contribution is more evident during high discharge period in the Amazon Basin (Costa, 2014). In this paper, the main source for the Pará River estuary will be the Tocantins River basin, and also considered the contribution, even if on a smaller scale (10^2 to 10^3 m³/s), from Guama and Capim rivers.

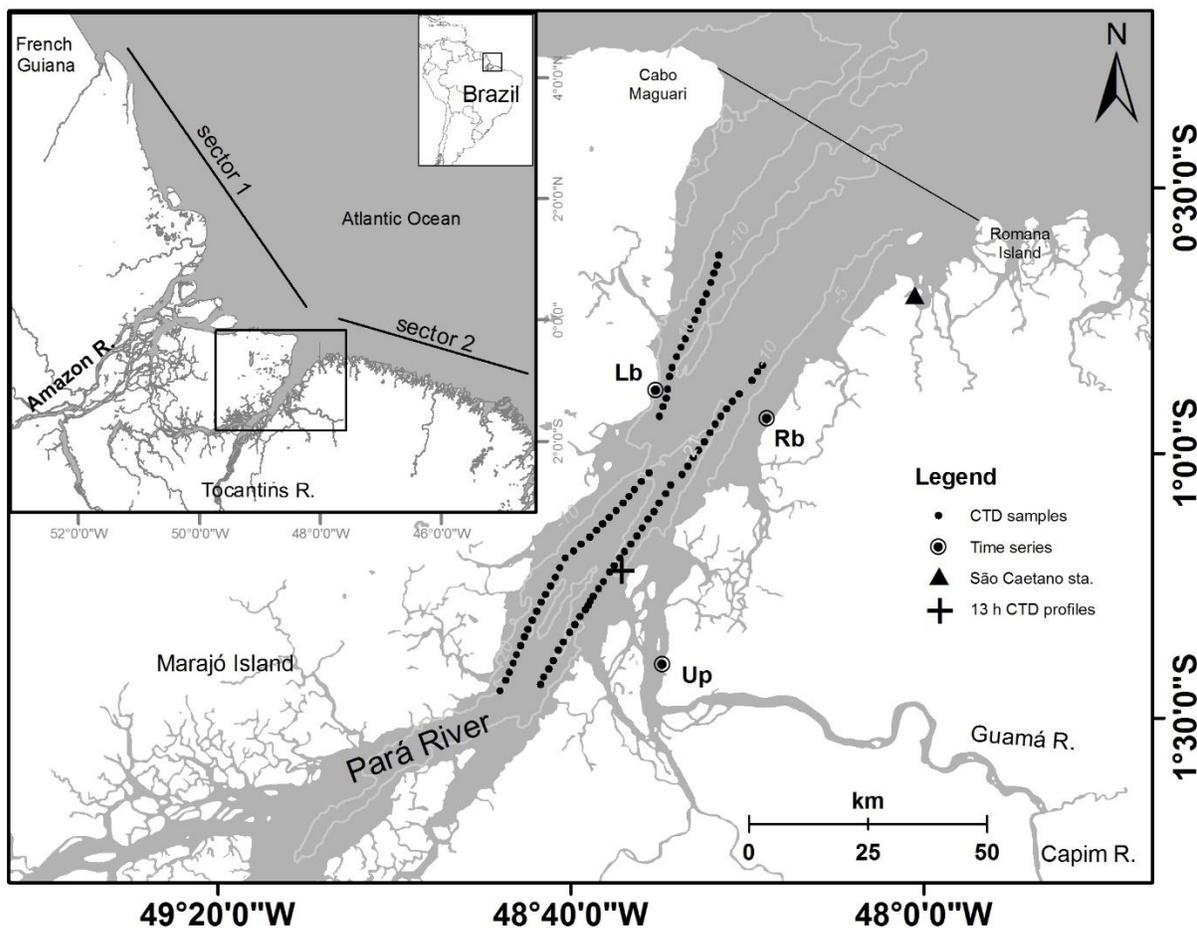


Fig. 1: . Map of the Pará River estuary. The upper map shows the sector 1 and 2. The main sampling stations Lb, Rb, and Up are shown as well as São Caetano station at the mouth (triangle) and the extra station (+). The CTD longitudinal profiles are represented by black dots inside the estuary.

The river discharge variation that reaches the estuary region can be divided into two periods: a high river discharge between January and June, and low discharge period between July and December. In the estuarine zone, 150 km upstream the flow rate reaches a peak of 300,000 m^3/s at ebb tide and 200,000 m^3/s at flood tide (Prestes et al., 2014).

The region is characterized by equatorial (hot and humid) climate. Seasonality is well defined with a dry/hot period from June to November and a rainy season from December to May (INMET, 2015). The local trade winds are most intense between January and April when they

blow predominantly from the northeast and milder between June and October when they mainly blow to the west/northwest. This seasonal variation is determined by shifts in the position of the Intertropical Convergence Zone during the course of the year (Arraut et al., 2012).

Regarding the predominant physical processes (relative energy) along the Brazilian coast, wave and tidal influences have reversed on this region. The largest portion (3/4) of the Brazilian coast is influenced by wave dynamics (South, Southeast and Northeast). The remaining is strongly influenced by tidal dynamics (Dominguez, 2008), with tide range reaching 11-12 m on the Amapá coast during spring tide (Mendes, 1994). In the Pará River estuary, the tidal range is between 5 m, close to the mouth, and 3 m, about 140 km upstream (FEMAR, 2000 ; Cavalcante et al., 2010).

4 Methods

4.1 Data collection

The purpose of data collection was to monitor the level variations, temperature, and salinity for the complete hydrologic cycle. Three points were selected for instrumentation. The sensors were programmed to collect data every 15 minutes, these were installed near the shore and approximately one meter from the bottom.

The stations were distributed on the right bank, RB station in Colares Island; left bank, LB station on the Marajó Island, both about 60 km from the mouth; and a third station, called UP station in Belém town, about 120 km from the mouth. A total of 641 days of continuous monitoring were analyzed (Table 1) at RB and LB stations, and also 638 days at UP station.

Quasi-synoptic sections of the salinity structure have been obtained by rapid sampling at LB from 30 to 135 km and RB from 45 to 130 km from mouth. Conductivity, temperature, and depth (CTD) casts were performed with a Sea Bird SBE-37 instrument during low river discharge

in an attempt to capture the salinity limit in this period. The CTD profiles were made with about 2 km between each cast. Due to estuary dimension, the section was divided into two parts. Day one LB during the first flood tide, section (a) from 30 to 66 km and section (b) during second flood tide from 75 to 135 km. Day two, RB during the first flood tide, section (c) from 45 to 73 km and section (d) during second flood tide from 75 to 130 km (see figure 5). The average time per each section was four hours.

Tab. 1: **Location and sample data period of the time series.**

Station	Lat. (°)	Lon. (°)	Start	End	Gaps	Days
Rb	-0,934161	-48,297180	10/08/2014	06/03/2016	-	664
Lb	-0,881452	-48,507270	14/07/2014	06/03/2016	-	692
Up	-1,394138	-48,492974	04/18/2014	06/03/2016	82	720

4.2 Ancillary data

One extra data set was used to assist with the analysis. A time series from the estuaries entrance was obtained during the dry and rainy season of 2014. The time series, totaling 109 days, measured of depth, conductivity, and temperature. In this data, 53 days are considered during high discharge period and 56 days during the low discharge period.

Daily river discharge data was obtained from National Water Agency (ANA). The data is from September 2014 to September 2015 from three points: (1) Tocantins River, upstream in Tucuruí city, about 450 km from the Para River mouth in a straight line; (2) Guamá and (3) Capim Rivers, those stations are about 285 and 295 km, respectively, from the Atlantic Ocean. Those stations are the first points on the river above tidal influence.

CTD and current profiles (one semidiurnal tidal cycle), was obtained at about 100 km from the mouth during low river discharge on October 2015.

5 Data analysis

An imaginary line between *Cabo Maguari*, on Marajó Island, and *Romana* Island was defined as the mouth of the estuary, with 60 km width. Distances between each station and the mouth, and salinity intrusion limits, are based on this line.

5.1 Salinity and current

Salinity was calculated from conductivity, temperature, and pressure using the computational package “gsw_seawater” from the International Thermodynamic Equation of Seawater 2010 TEOS-2010 (IOC et al., 2010). TEOS (2010) makes computations based on ocean salinity in units of g/kg and will be adopted here. Furthermore, it is possible to calculate salinity less than 2 g/kg directly based on the equation proposed by Hill et al. (1986). Details about the script can be found in <http://www.teos-10.org/>.

Considering the salinity limits established by the Venice Treaty, 0.5 g/kg of salinity was chosen as the boundary between fresh and brackish water. Adopting the limits set by the Treaty and updating the salinity unit to g/kg, we consider the following types of water: fresh water, $0 < S < 0.5$; brackish $0.5 \leq S < 30$; and saltwater, $S \geq 30$.

Gaps in the time series, up to an hour, were interpolated using the cubic method. From the CTD data at the longitudinal section and anchor point, descent profiles were preferred for use; spikes or sampling errors were interpolated with the spline method. At UP station there is a gap of 82 days, caused by equipment damage; this gap was assigned non-numeric value to perform the analyses.

From the velocity profile data (anchor extra point), we did three steps: magnetic declination correction, vector decomposition, and vector rotation.

5.2 Wavelet coherence

We used wavelet coherence analysis between water elevation (tide) and salinity for each station to identify frequency bands within which those time series are co-varying.

Wavelet analysis involves the convolution of a real time-series, with a set of functions that are derived from a "mother wavelet", which is generally complex (Emery and Thomson, 1998). The wavelet transform can be used to analyze time series that contain nonstationary power at many different frequencies (Kumar, 1997). There are two classes of wavelet transforms: continuous, and the discrete counterpart. The continuous wavelet transform (CWT) is applicable for feature extraction purposes; whereas, the discrete (DWT) is a compact representation of the data and useful for noise reduction and data compression (Grinsted et al., 2004).

In this case, CWT was used to construct the cross wavelet transform (XWT) which will expose their common power and relative phase in time-frequency space. Following the methods of Torrence and Compo (1998), given two time series X and Y, with wavelet transforms $W_n^X(s)$ and, $W_n^Y(s)$, where n is the time index and s is the scale, the cross-wavelet spectrum is defined as

$$W_n^{XY}(s) = W_n^X(s)W_n^{Y*}(s), \quad (1)$$

where $(W_n^{Y*}(s))$ is the complex conjugate of $W_n^Y(s)$. The cross-wavelet spectrum accurately decomposes the Fourier co- and quadrature-spectra into timescale space.

As previously stated, cross wavelet power reveals areas with high common power. From this, *squared coherency*, *coherence-squared function*, or *coherence spectrum* can be calculated between two CWT. The squared-coherency of the wavelet is defined as the absolute value squared of the smoothed cross-wavelet spectrum, normalized by the smoothed wavelet power spectra,

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2)*S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)} \quad (2)$$

where S is a smoothing operator. Using these definition, $0 \leq R_n^2(s) \leq 1$. The statistical significance level of the wavelet coherence is estimated using Monte Carlo methods. The wavelet-coherency phase difference is given by

$$\phi_n(s) = \tan^{-1} \frac{\text{imag}(S(s^{-1}W_n^{XY}(s)))}{\text{real}(S(s^{-1}W_n^{XY}(s)))} \quad (3)$$

The smoothed real and imaginary parts should have already been calculated in equation (3) (Torrence and Webster, 1999; Jevrejeva et al., 2003; Grinsted et al., 2004). Phase arrows indicate the relative phase relationship between the series. If phase arrows point right, the two time series are in-phase; left meaning anti-phase; down, X leading Y by 90°; and up, Y leading X by 90°. The coherency analysis in this paper did not consider variability below 0.5 g/kg, therefore the coherence is zero.

The theory of wavelet transform and wavelet coherence is shown in greater detail in specialized texts such as Kumar (1997), Torrence and Compo (1998), Emery and Thomson (1998), Torrence and Webster (1999), Jevrejeva et al. (2003), and Grinsted et al. (2004).

6 Results

6.1 Daily and seasonal variability

The salinity intrusion behavior in the Pará River estuary, as expected, presented daily, monthly and seasonal variations. The presence of salt in the sampling points LB and RB occurred between August 2014 and January 2015 and between July 2015 and early February 2016. Totaling

6 months in the first year and about 7 months in the second year. At the innermost point, UP, salinity occurred during only three months in each year of measurement between November 2014 and early January 2015 and November 2015 and January 2016 (Figure 2).

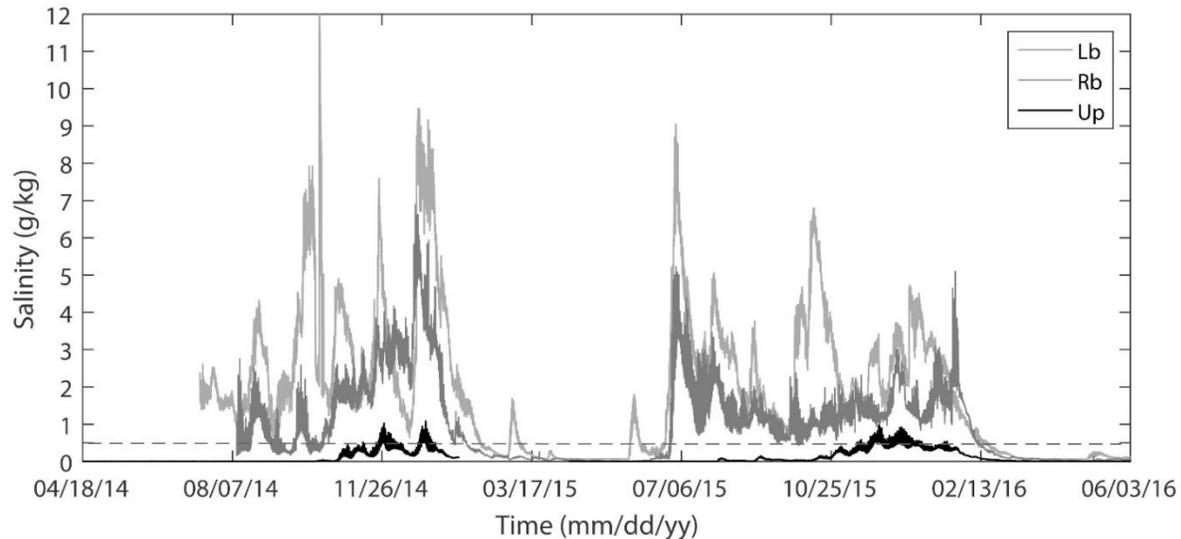


Fig. 2: Salinity time series at left bank (Lb), right bank (Rb), and Upstream (Up) stations. The dashed gray line shows 0.5 g/kg salinity limit.

Over the 22 months of measurement at the three points, maximum salinity values of 7 g/kg at RB station, 12 g/kg at LB station, and 1.2 g/kg at UP station were observed. The minimum value found at all stations was zero. The average salinities at LB, RB, and UP were 2.22 (\pm 2.3), 1.6 (\pm 1.1), and 0.1 (\pm 0.15) g/kg, respectively. The left bank station LB showed the greatest variability over the months. The UP station presented no data due to an error in the equipment between the end of January and April 2015.

Two, high salinity events occurred during a high discharge period at LB station wherein the first occurred at the beginning of March 2015 with a maximum of 1.8 g/kg and the second at the beginning of June 2015 with the same magnitude. Both events lasted about nine days.

Other salinity variations were observed in the time series, but lower than 0.5 g/kg. Especially at the UP station, which presented these variations with values around 0.4 g/kg 15 days before reaching the actual value for brackish water considered in this work.

For the extra point at the mouth we obtained during the high (53 days) and low (56 days) river discharge periods (Figure 3), the salinity average was $7.3 (\pm 2.9)$ and $22.5 (\pm 3.7)$ g/kg, respectively. The tidal range at this sampling point was 5 meters.

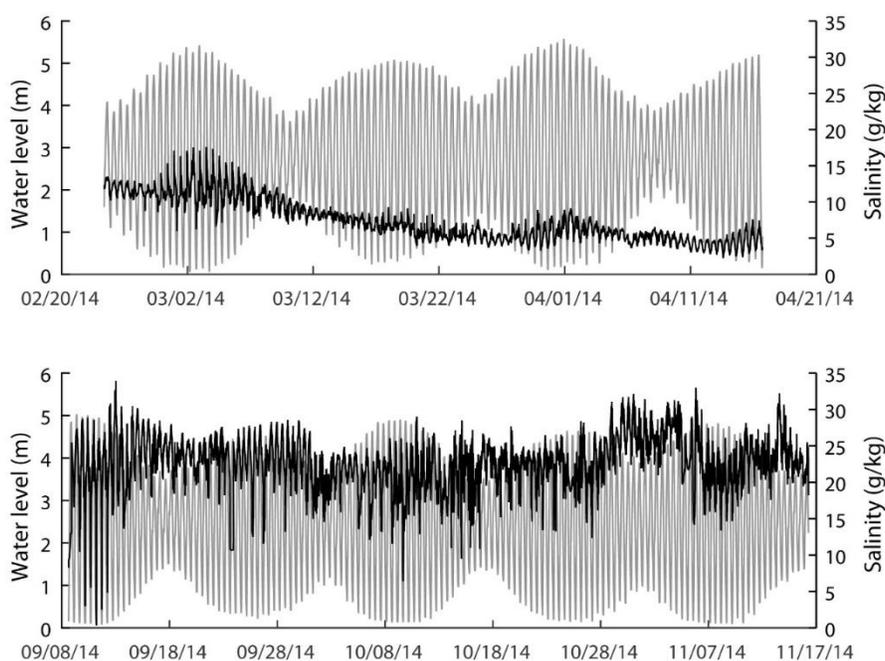


Fig. 3: Extra point at the Pará River mouth during the high (upper panel) and low (lower panel) river discharge periods. The black line is salinity variability and gray line the water level variation.

The tide in the estuary is predominantly semidiurnal with the amplitude that decreases from lower to upper estuary. At LB station, the maximum amplitude (range) was 4.3 m (min. 1.38 m). On the other side at the RB station, the amplitude was 4.4 m (min. 1.47 m). At the UP station, the amplitude was 3.7 m (min. 1 m). As expected, the UP station had the highest effect of seasonal fluctuation of the river level.

The wavelet coherency between tide and salinity is shown in figure 4. The 5% significance level was determined from a Monte Carlo simulation. The tide and salinity show significant coherency in the 0.5, 1, and 16-32 day bands in the LB station, with low coherence outside of these periods. During these significant events, the tide usually was in-phase with salinity.

RB station shows significant coherency in the 0.5, 1, and 16-32 day bands. In the 0.5 band, the tide leads salinity by (or between) $130^\circ - 170^\circ$, that corresponds to a 4.5 to 5.6 hour phase difference. This phase difference appears constant over the time when the salinity is present. The upstream station (UP) shows the same significant coherency day bands, 0.5, 1, and 16-32 as RB station. The semidiurnal band (0.5 day), the tide, is in-phase with salinity.

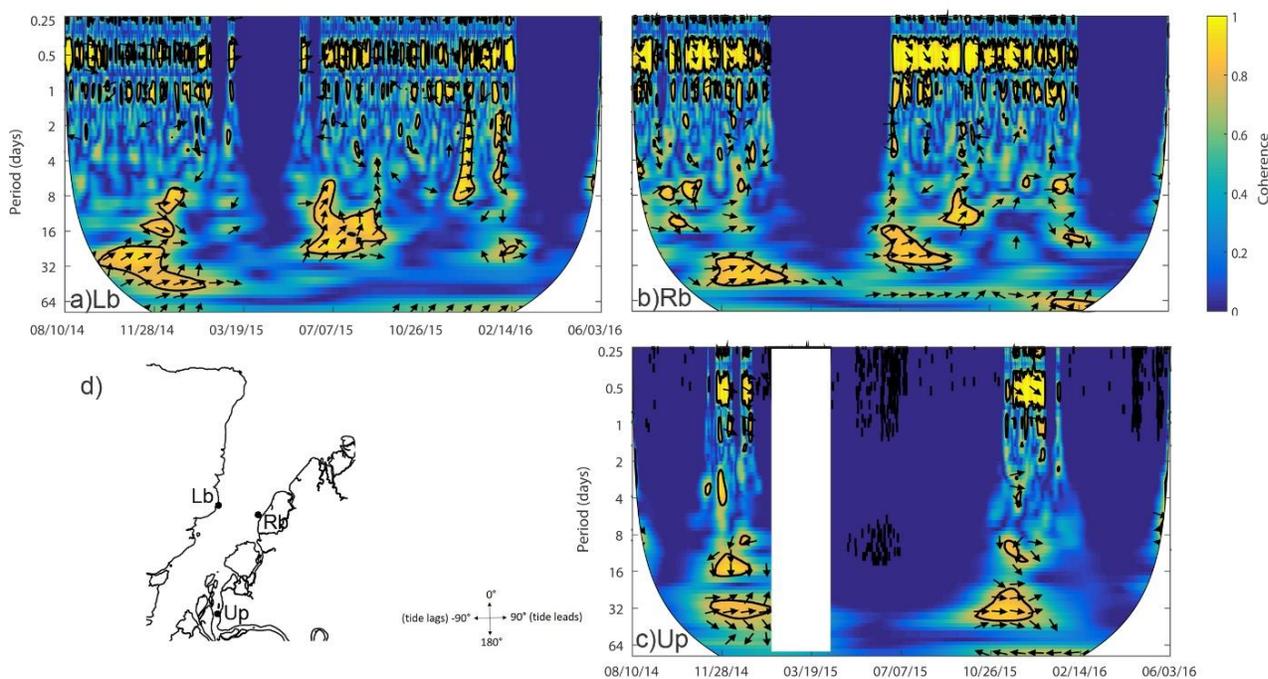


Fig. 4: The wavelet coherency and phase between tide and salinity at Lb, Rb, and Up stations. The white rectangle in Up stations represent no data period. The thick black contour is the 5% significance level from a Monte Carlo simulation of wavelet. The vectors indicate the phase difference between tide and salinity (key in the lower left corner). For clarity, vectors are only plotted for coherence >0.5 . Cross-hatched regions indicate the cone of influence.

7 Low discharge profiles

CTD profiles obtained in the main channel during the low river discharge period are shown in Figure 5. On the right bank, the maximum salinity found was 8 g/kg at the bottom, about 50 km from the mouth. On the left bank, profiles began closer to the mouth, about 30 km; the maximum salinity at the bottom was 16 g/kg.

As far as 60 km from the mouth, salinity profiles present evident stratification (or visible, clear) with a difference between the surface and the bottom around 6 g/kg on the right bank and 10 g/kg on the left bank. After 75 km from the mouth, vertical profiles showed well-mixed characteristics. In this low river discharge period, the saline limit (0.5 g/kg at the bottom) was found 100 km on the right bank and about 96 km on the left bank. The difference between salinity limits at the surface and the bottom was about 10 km on the right bank and about 8 km on the left bank.

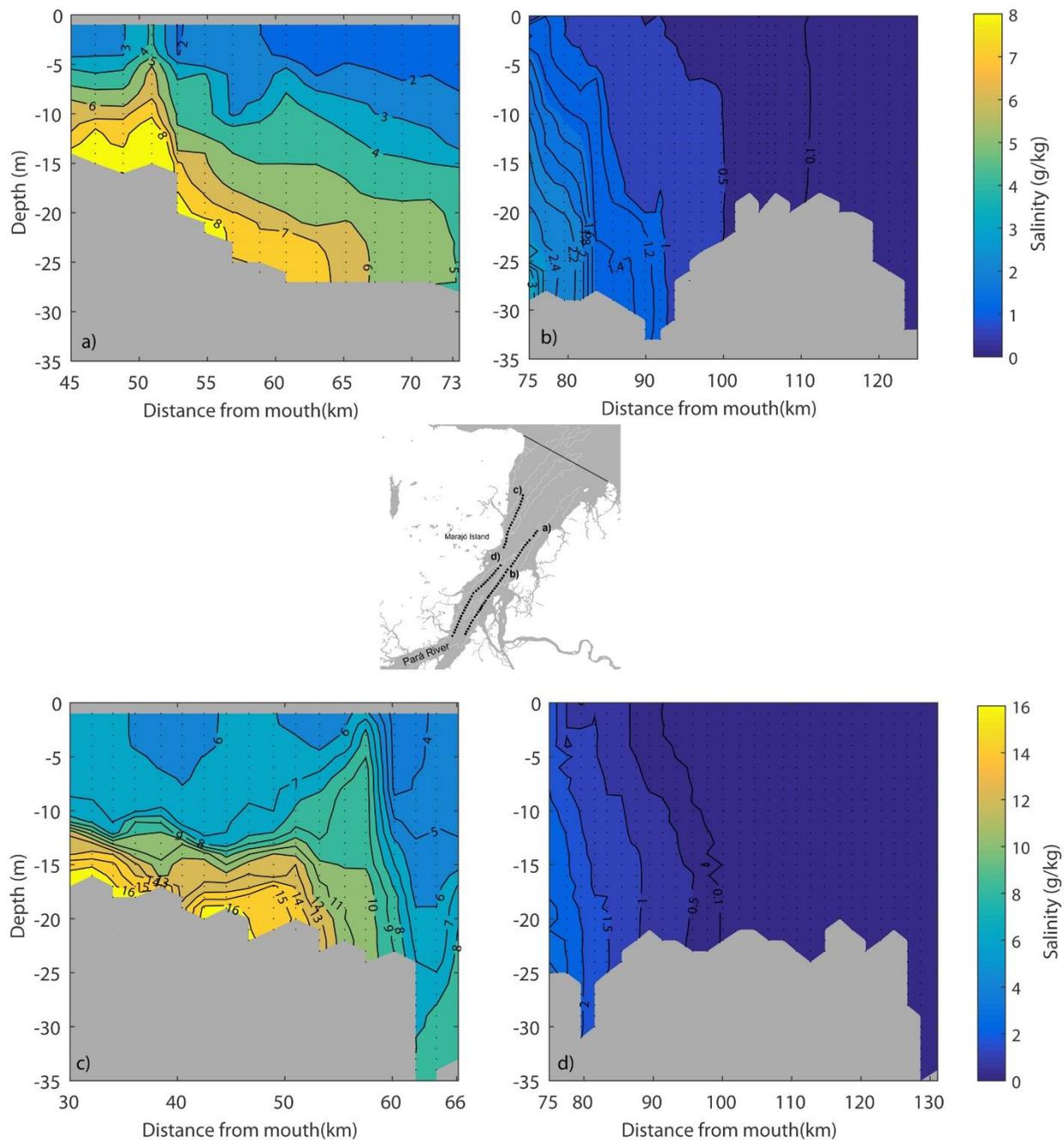


Fig. 5: CTD profiles obtained in the main channel during the low river discharge period. Section (a) from 30 to 66 km and section (b) from 75 to 135 km at the right side. Section (c) from 45 to 73 km and section (d) from 75 to 130 km at the left side. At the middle is a schematic map from the stations.

8 Time series profiles of salinity limit

The time series of 14 hours at about 100 km away from the mouth is shown in Figure 6. During this period, the salinity profiles exhibited a well-mixed water column. The maximum value was 1.6 g/kg at the bottom during ebb tide. During the flood tide, salinity was less than 0.5 g/kg.

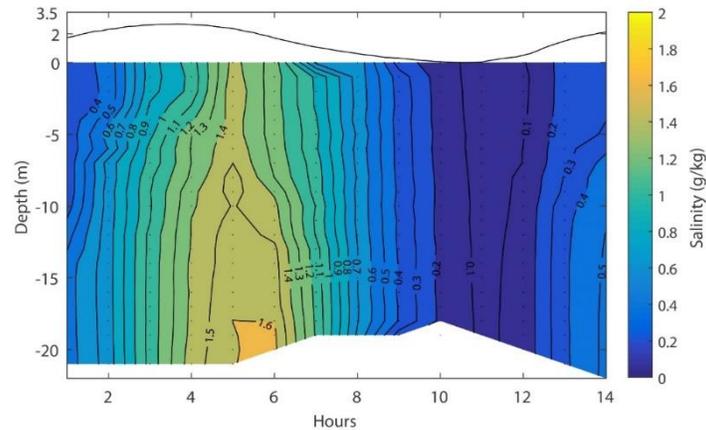


Fig. 6: Contours of salinity (g/kg) in a vertical profile during 14 h cast every hour, Oct 2015. At the top is the water level variation in meters.

The innermost point, which was sampled only at low river discharge period (2015), had vertical current profiles of the longitudinal component (u) barotropic characteristics (Figure 7). The instantaneous maximum ebb tidal current was 1.5 m/s and the maximum flood tidal current was -1.48 m/s.

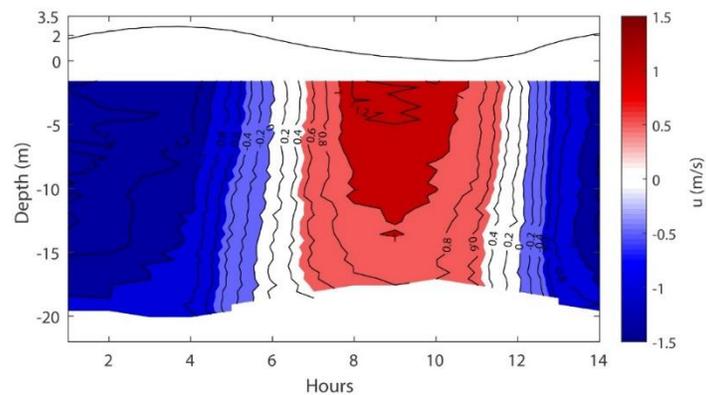


Fig. 7: Variation of the water level (meters) and vertical and temporal structure of the longitudinal current (u , m/s) during low river discharge period.

9 Discussion

9.1 Axial salinity distribution (response to tide and river discharge)

Based on the Venice Treaty, the salinity value of 0.5 g/kg was determined as the minimum limit for brackish water in the Pará River estuary. During the low river discharge, the salinity intrusion was found about 100 km from the mouth in the main channel and about 120 km (UP station) at Belém city. This limit reveals an extensive brackish region in this estuary. The first idea about this limit was obtained in Bathem and Schwassmann (1994), which made conductivity measurements along the Para River estuary, from the mouth to Estreitos de Breves between 1983 and 1985. In this study brackish water not found up to 150 km from the mouth. After that, only in 2007, Bezerra et al. (2011) found values of 1.6 g/kg at the bottom. This measurement was close to UP station in October (low river discharge period) and 120 km from the estuary mouth. More recently, based on a 2D numerical model that considered average river discharge, tidal fluctuations on the continental shelf, and constant wind, Rosario et al. (2016) estimated the saline intrusion to be about 130 km from the mouth.

The time series at LB, RB, and UP stations show the estuary with brackish water up to 120 km from the mouth between December and January. From April, based on values obtained at the mouth of the estuary, it can be said that the fresh water from the rivers that drain the estuary reach the inner shelf sometimes or the river discharge keeps the salt water restricted to the mouth. A daily variation of the saltwater presence at the estuarine mouth is caused by tidal effects. Because is very strong in north of Brazil (Beardsley et al., 1995).

From the salinity daily average and interpolating the values between LB and UP stations and also RB and UP stations, it was possible to estimate the position of the 0.5 g/kg isohaline over the time series (Figure 8). During the period in which the UP station was out of service, this

estimation could not be performed. Comparatively, daily river discharge from Tocantins, Guamá, and Capim Rivers added to the flow between September 2014 and September 2015. Thus, it is possible to evaluate the sensitivity of the salinity front position in the estuary. Seasonally, we can say that the value of 10,000 m³/s would be a critical value of river discharge to carry on the 0.5 g/kg isohaline beyond 60 km (near the mouth of the estuary).

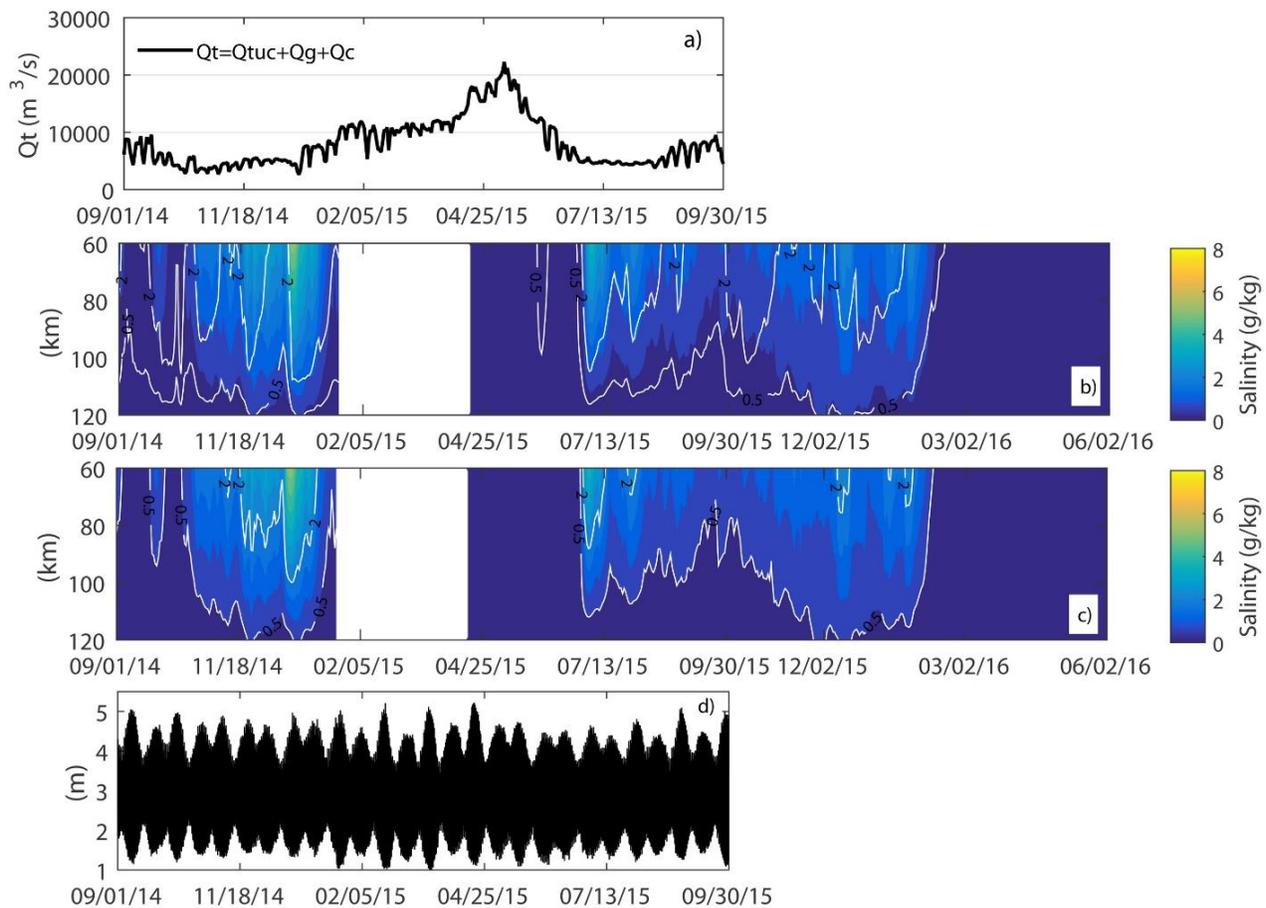


Fig. 8 : Sum of daily time series of river discharge (a) from Tocantins (Q_t), Guamá (Q_g), and Capim (Q_c) Rivers; daily salinity intrusion length scale $X_{0.5}$ (km); and tidal variation at Lb station (d). (b) means interpolation between Lb and Up; (c) means interpolation between Rb and Up.

The sensitivity variation of saline intrusion (X_s) is assigned to a power-law relation of the river discharge (Q_r): $X_s \propto Q_r^n$, where the energy dependent coefficient n varies in a wide range of different estuarine conditions (Yang et al., 2009; Díez-Minguito et al., 2013). However, this is an

important relationship for the management of the estuary (Díez-Minguito et al. 2013) with extensive studies with analytical solutions or observed data (Pritchard, 1952; Hansen and Rattray, 1965; Abood, 1974; Oey, 1984; MacCready, 1999; Monismith et al., 2002; Yang et al., 2009; Ralston et al. 2010; Gong and Shen, 2011; Díez-Minguito et al. 2013). The theoretical value of n found in the literature is $-1/3$ (Pritchard, 1952; Hansen and Rattray, 1965). In the Pará River estuary, based on interpolation, $X_{0.5}$ estimate position, and daily river discharge data n was equal to -1.8 ($n \sim 1/5$, Figure 9), similar to the value found by Oey (1984) in the Hudson River for high river discharge conditions. However, the relation obtained from observational data in the Para River set a nonlinear least square curve from the power-law ratio, $X_{0.5} = 494.1Q^{-1/5}$ with $R^2=0.23$. This result anticipates one conclusion that the sensitivity of the $X_{0.5}$ position is weak in relation to the daily river discharge variability. However, the lack of data closer to the mouth hinders the best power-law ratio setting. In this case, mainly because when the discharges are higher than $10,000 \text{ m}^3/\text{s}$, the $X_{0.5}$ is removed from the monitoring area.

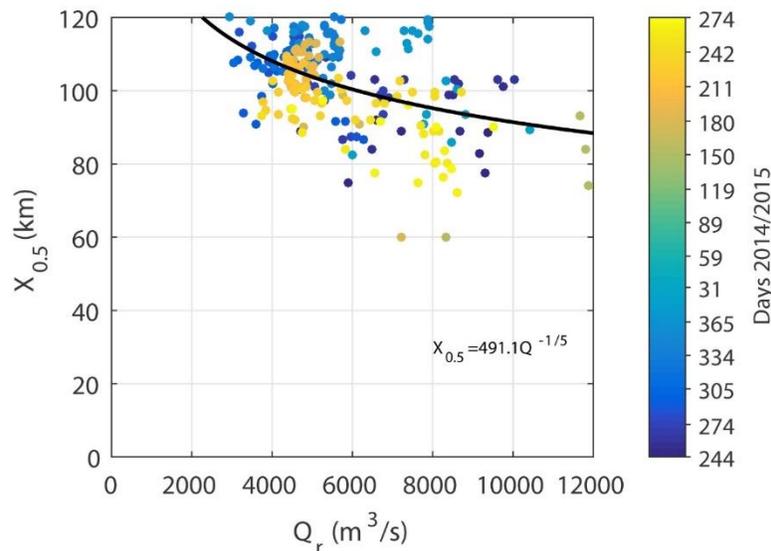


Fig. 9: Functional relationship between river flow, Q_r , and salinity intrusion distance, $X_{0.5}$. The line shown is the steady-state best-fit $Q_r - X_{0.5}$ relation. The colorbar shows time variation in days between 2014 and 2015.

The difference in the values of n and the methods used to estimate them make it difficult to draw general conclusions about the sensitivity to flow. However, Díez-Minguito et al. (2013) based on the work of Abood (1974), Monismith et al., (2002), Yang et al., (2009), Ralston et al. (2010), and Gong and Shen (2011) suggests that the numbers of exponents obtained from different field sites appear to indicate that in well-mixed estuaries, saline intrusion depends more on the river flow when discharges are higher, unlike estuaries which are partially stratified, or salt-wedge. In the case of the Pará River estuary, this relationship appears to be dominated by tidal flow (daily variability). The river flow acts monthly and seasonally as shown on the 8 and 9 figures.

In order to have an estimation of salinity along a longitudinal profile, we can consider a stationary condition of the equation of advection and diffusion. The equation can be written as, $S(x) = S_0 e^{-\kappa x}$ where S_0 , is the ocean salinity, or the salinity at the mouth, and κ is the decay coefficient. From the data obtained at the sampling stations, it was possible to adjust an exponential curve to the Pará River estuary (Figure 10). It used average values for all data collection. At the mouth station, which has about 100 days of data, the average of the high and low discharge seasons was performed. The equation adjusted to the Para River estuary is, $S(x) = 14.9 e^{-0.032x}$ where 14.9 is the salinity average at the mouth in g/kg and -0.032 is the decay coefficient. This simple fit predicts the landward end of salt intrusion ($S=0.5$ g/kg) at $x=106$ km.

For comparison we also show in Figure 10 the salinity at 5 m depth from the CTD section of Figure 5, shown here as a sequence of circles (right bank) and filled circles (left bank). The value of the right bank fit are on the line obtained by equation (1); on the left bank the values of CTD profiles exceeded the fitted line up to 66 km, adjusting better after 75 km. The profiling at this point (left bank between 30 and 66 km) required four/five hours to complete, so some distortion by tidal advection is present, and might be the reason for the difference.

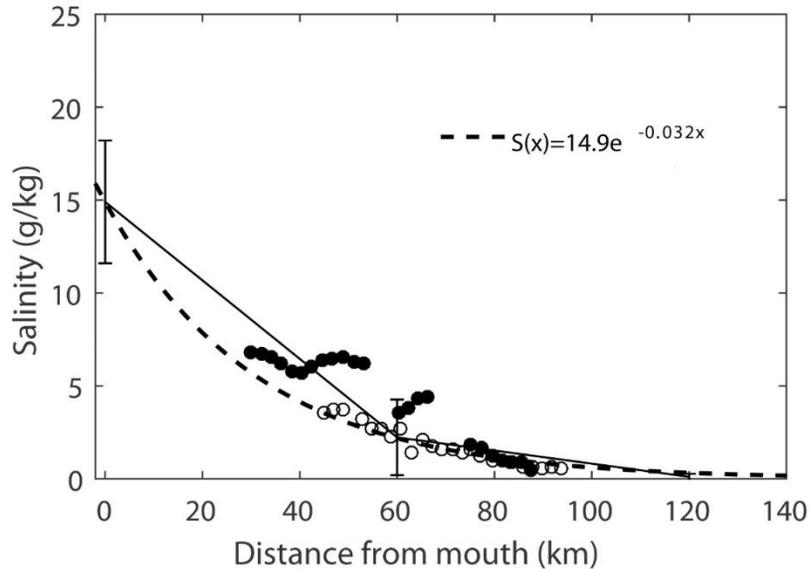


Fig. 10: Salinity (g/kg) vs. axial distance (km). The salinity at 5 m depth from the CTD section shown here as a sequence of circles (right bank) and filled circles (left bank). The solid line is the salinity from average data at the mouth, middle, and upstream stations. The dashed line is an exponential curve fitted from the averaged data.

The stationary longitudinal structure is shown by the CTD vertical profiles (see figure 5) has a distinct interface between surface and bottom in the left and right main channels. Until about 50 km from the mouth, this interface is well defined. From 60 km from the mouth, the interface changes to moderate stratification characteristics. At this point, (Figure 5a and c) the two navigation channels in the region are unified. Thereby, the salinity distribution may be influenced by this change.

For these conditions, as seen in this data, one would not expect the simple 1D distribution to provide a complete description of the salinity field, but give us a good approach about it.

The combined results of wavelet coherence, time series, and vertical profiles (anchoring, low river discharge) 14 hours at 100 km from the mouth suggest, as described above, the variability of $X_{0.5}$ position is directly affected by the seasonal variability of river discharge, and daily by the tide.

During the low discharge period, while saline intrusion is maximum, the bottom salinity of vertical profiles suggests a daily variation of 30 km range on the $X_{0.5}$ position.

9.2 Lateral differences in tidal mix zone

At the Para River estuary entrance there is a sandy barrier that divides the estuary into two main channels. The bathymetry associated with the width of the mouth caused differences in tidal wave propagation between left and right banks, as well as differences in the river flow. The results of wavelet coherence suggest that advective processes, caused by tide propagation, is more common on the right bank than left bank. In other words, the saline variability at the right bank is directly affected by advective process from the barotropic pressure gradient force.

There is a slope in the $X_{0.5}$ position between left and right banks. Sometimes the intrusion is greater on the right bank, but it is usually larger and intense in the left bank (see Figure 8). This result is also seen in longitudinal sections made during the low river discharge where the right margin had a maximum of 8 g/kg, and the left had 16 g/kg, both at the bottom. Those values were found 50 km from the mouth. This inclination of $X_{0.5}$ between the banks was shown in a 2D numerical model in Pará River estuary, with differences between the area near the mouth and the region between 60 and 80 km away from the mouth. Near the mouth, the right bank has the highest salinity values. In the central area the $X_{0.5}$ line change, making the left margin with the greatest salinity (Rosario et al., 2016).

The morphology of the estuary may favor salinity intrusion through the channels. Near the mouth, the tidal input tends to the right bank (Prestes et al., 2016), the navigation channel seems to favor this input. On the left bank, there is a shallow area (less than 8 meters) near Marajó Island.

Nearby, this area has a navigation channel called "*Quiriri*", that near the mouth has 12 meters average depth and reaches up to 30 meters in the region 65 km away from the mouth.

9.3 Contrast of the salinity front position between Amazon and Para Rivers

The Amazon River is characterized by carry up estuarine characteristics upward of the continental shelf. During the late 1980s, several studies were made to understand processes that influence or are influenced by water discharge and sediment from the Amazon River (Group, 1990; Limeburner and Beardsley, 1991). Among these, we highlight the work related to the monitoring of sediment plumes (Lentz, 1995a; Lentz, 1995b; Lentz and Limeburner, 1995). More recent works have monitored the presence of the salinity front in the North Channel at the Amazon River mouth such as Rosário et al., (2009) and Molinas et al., (2014).

On the Amazon River, the salinity front is restricted to the mouth (Gibbs, 1970; Geyer and Kineke, 1995; Rosario et al., 2009; Moller et al., 2010; Molinas et al., 2014). According to Geyer et al., (1995), the freshwater of the Amazon mouth is maintained in part by the magnitude of discharge, which even during low flow is enough to produce, in a tidally averaged sense, a strong net seaward current at the mouth. It is also maintained by the strong vertical mixing associated with tidal flow that occurs over the broad inner-shelf region, which breaks down the vertical density structure before the salinity intrusion can reach the river-mouth channels. Together, the discharge variation and tidal amplitude variations explain 76% of the variation in frontal position. Furthermore, both discharge and tidal variations account for roughly 40 km of the cross-shelf excursions of the front (Geyer and Kineke, 1995).

Recently, based on a 3D numerical model, Molinas et al., (2014) quantified the variability of the salinity front (isobath of 5 g/kg) at the Amazon River mouth. The authors assigned the tide

(80%) as the main force responsible for the salt front variation, followed by the wind effect (30%) and finally the river discharge variations (21%). This result, also according to the authors, may be caused by the fact that salinity front stands on the continental shelf where the effect of the river is smaller and the tidal and wind effects are greatest. For example, close to the river mouth, in Amapá coast, the tide reaches up to 12 meters range (FEMAR, 2000).

The time series at LB, RB, and UP stations show the Pará River estuary with brackish water up to about 120 km from the mouth. This occurs between December and January. From April, based on values obtained at the estuary mouth, it can be said that the discharge of the rivers, that drain the estuary, reach the inner shelf. At this moment the freshwater plume goes out of the geographic estuary limits (Figure 11). From the Para River mouth, freshwater flux eastward was found during the high discharge period (Alves, 2014), suggesting that the Pará River is also responsible for the freshwater flow that surrounds the mangrove area on the north coast of Brazil. From the *Cabo Maguari*, left side of estuary, Mascarenhas et al. (2016) found a brackish water plume on the continental shelf, with salinity less than 20 g/kg in May 2014. In this case, reaching a distance of about 200 km from the coast. This is the location where plumes from the Amazon and Para Rivers interact.

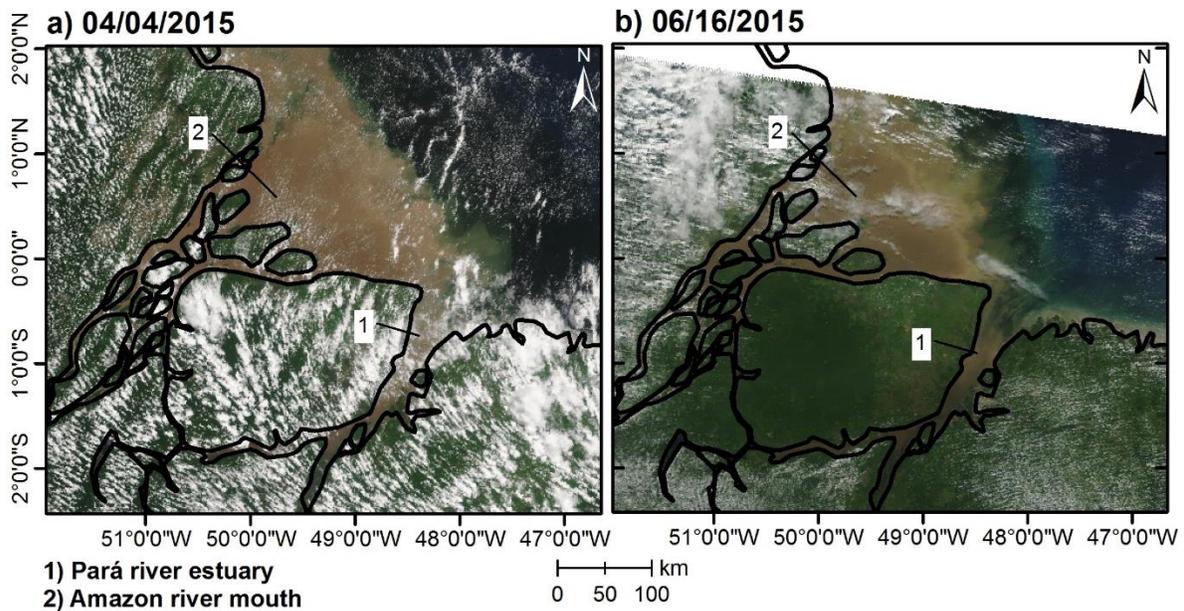


Fig. 11: Satellite S-NPP image, sensor VIIRS true color from Pará (1) and Amazon Rivers mouth. (a) is from high river discharge period and (b) beginning of low river discharge period.

Although the presence of the plume is not a determining factor for the presence of fresh water on the continental shelf, it is good evidence. Mascarenhas et al. (2016) found the sediment plume of Para River at about 50 km from the coast. However, in the same period, salinity lower than 8 g/kg was found at about 100 km from the coast during high discharge (May 2014). This reinforces the idea that the estuary is completely without brackish water during the high river discharge period such as April, May, and June. Quantifying the net contribution from the Amazon River through the *Estreitos de Breves* could help the understanding of freshwater outflow.

Based on data analysis and reference data we also can propose a conceptual map about salinity intrusion in Pará River estuary and Amazon River mouth variations. This map shows a line out of Amazon River mouth based on Rosário et al., 2009 and Molinas et al., 2014, were never found salinity in landward limits. In contrast to this situation in Pará River estuary we found a salinity limit 100 km landward with 30 km variation by tide (Figure 12).

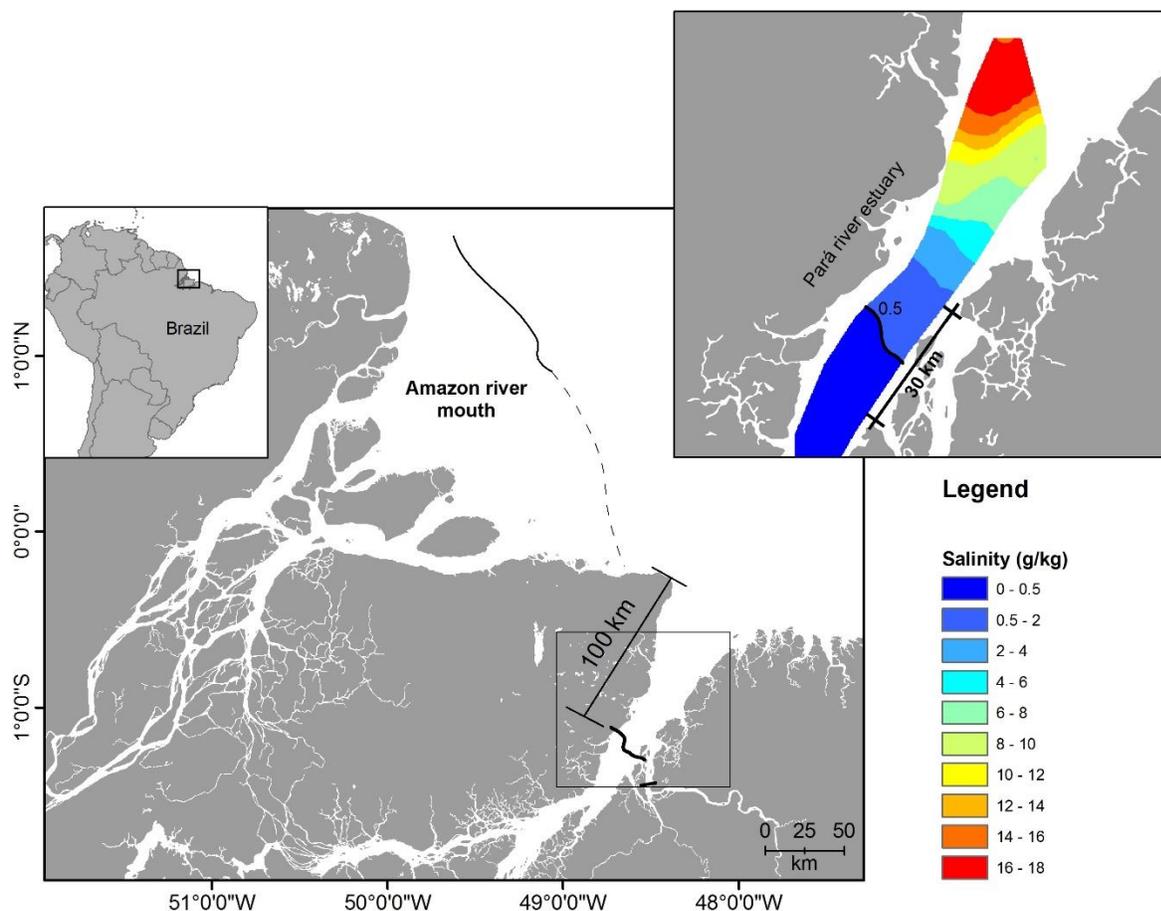


Fig. 12: Conceptual map from salinity intrusion limit in Pará River estuary during low river discharge period. The upper panel shows the bottom salinity from CTD axial profiles and also the salinity limit range due to tidal effect. This map shows also a line out of Amazon River mouth based on Rosário et al., 2009 and Molinas et al., 2014.

10 Conclusions

The perspective that allows outline from this data set of observations is that the saline intrusion in the Para River estuary is due to a number of factors that combine in different time scales. The riverine basins that drain the Para River estuary are responsible for the seasonal variability of the salinity intrusion in the estuary.

We do not know the effective contribution from the Amazon River through *Estreitos de Breves* and also when this is more evident. However, we can say that the river basin such as

Tocantins, Guamá, and Capim Rivers could be able to carry freshwater to the continental Shelf eventually. The critical value of $10,000 \text{ m}^3/\text{s}$ could be seen as responsible for taking the estuarine characteristics out of the estuary, as in the Amazon River mouth. In other words, during some months, the Pará River estuary is also responsible for the presence of the freshwater plume on the Amazon Shelf.

In the Pará River estuary, the tidal regime affects the salinity intrusion daily as well as change the hydrodynamics on the same time scale. The tide is an important force for this estuarine circulation and cooperates with 30 km range of salinity front position during the spring tide. This is an important result for the environmental management of this estuary.

The wind, which was not a direct focus of this study, should be further studied in this region (hourly time scale). Even though the region is not characteristic of strong wind velocities, the dimensions of the estuary may favor the influence of the wind in local mixing processes. At the Amazon River mouth, for example, the wind has been assigned as an important force in the salinity front variability and mainly should be responsible for driving the suspended sediment plume.

Acknowledgments

The authors thank the Financier of Studies and Projects of Brazil (FINEP, Financiadora de Estudos e Projetos) for funding the project and the Brazilian Federal Agency for Support and Evaluation of Graduate Education (CAPES) for the fellowship granted to Renan P. Rosário. We are thankful to all personnel of the Laboratory of Physical Oceanography (LOF) and Marine Geophysics Laboratory (GEOFMAR, Geophysics Department CPGf) at the Federal University of Pará (UFPA) for the valorous assistance in field for data acquisition. We are also thankful to Zak Bedell for the English review.

Reference

- Abood, K. A. (1974). Circulation in the Hudson estuary. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 250(1), 39-111.
- Alves, A.C. 2014. Características hidrodinâmicas da plataforma interna do nordeste paraense. Geophysics Program (CPGf). Federal University of Pará, Brazil, Msc. Thesis, 40p.
- Arraut, J. M., Nobre, C., Barbosa, H. M. J., Obregon, G., and J. Marengo (2012), Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. *J. Climate*, 25, 543–556.
- Baltazar, L. R. S., Menezes, M. O. B., M. Rollnic (2011), Contributions to the Understanding of Physical Oceanographic Processes of the Marajó Bay - PA, North Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 1443 – 1447. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208.
- Barthem, R. B., and H. O. Schwassmann (1994), Amazon river influence on the seasonal displacement of the salt wedge in the Tocantins river estuary, Brazil, 1983-1985. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Zoologia*, 10(1).
- Bezerra, M. O., Medeiros, C., Krelling, A. P. M., Rosário, R. P., and M. Rollnic (2011), Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon coast (Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 1448 - 1452. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208.
- Bleich, S., Powilleit, M., Seifert, T., and G. Graf (2011), β -diversity as a measure of species turnover along the salinity gradient in the Baltic Sea, and its consistency with the Venice System. *Marine Ecology Progress Series*, 436, 101-118.
- Beardsley, R. C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W. R., Lentz S. J.; Belmiro, M. C.; Cacchione D., and N. Carneiro (1995), The M2 tide on the Amazon shelf, *Journal of Geophysical Research*, USA, v.100, n. 2, 2283-2319.
- Bulger, A. J., Hayden, B. P., Monaco, M. E., Nelson, D. M., and M. G. McCormick-Ray (1993), Biologically-based estuarine salinity zones derived from a multivariate analysis. *Estuaries*, 16(2), 311-322.
- Callède, J., Cochonneau, G., Ronchail, J., Alvez, F. V., Guyot, J. L., Guimares, V. S., and E. De Oliveira (2010), Les apports en eau de l'Amazonie à l'océan Atlantique. *Journal of Water Science, Revue des sciences de l'eau*, Lavoisier (Hermes Science Publications), v. 23, n. 2, 247-273.
- Cavalcante, G. H., Kjerfve, B., Knoppers, B., and D. A. Feary (2010), Coastal currents adjacent to the Caeté estuary, Pará region, North Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 88(1), 84-90.

Costa, M. S., Rollnic, M., P. D., Prestes, Y. O., Rosário, R. P., and T. A. B. Borba (2016), Runoff and Sediment Transport of Portel-Melgaço Water System in an Amazonian Estuarine System. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D. M., and McCarroll, R. J. (eds.), Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, 18 - 22. CoconutCreek (Florida), ISSN 0749-0208.

Costa, M.S., 2014. Aporte hídrico e do material particulado em suspensão para a baía do Marajó: influência dos rios Amazonas e Tocantins. Geology and Geochemical Program, Federal University of Pará, Brazil, MSc Thesis, 95p.

Díez-Minguito, M., Contreras, E., Polo, M. J., and M. A. Losada (2013), Spatio-temporal distribution, along-channel transport, and post-riverflood recovery of salinity in the Guadalquivir estuary (SW Spain). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5), 2267-2278.

Dominguez, J. M. L. (2008), The Coastal Zone of Brazil. In: Dillenburg, S. R., and Hesp, P. A. (Eds.). *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil* (Vol. 107). Springer.

Eisma, D. (1986), Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20(1/3), 183-199.

Emery, W. J., and R. E. Thomson (1998), *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon Press.

FEMAR, Fundação de Estudos do Mar, Brazil. Catalogo de Estações Maregráficas Brasileiras. FEMAR (eds), 2000. Available: <http://fundacaofemar.org.br/portalwordpress/>

Garvine, R. W., McCarthy, R. K., and K. C. Wong (1992). The axial salinity distribution in the Delaware estuary and its weak response to river discharge. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 35(2), 157-165.

Geyer, W. R. (1993), The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum, *Estuaries*, 16, 113-125.

Geyer, W. R., and P. MacCready (2014). The estuarine circulation. *Annual review of fluid mechanics*, 46(1), 175.

Geyer, W. R., Beardsley, R.C., Lentz, S.J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W.E., Castro, B. M., and I. D. Soares (1996), Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 5/6(16), 575–616.

Geyer, W.R., and G. C. Kineke (1995), Observations of currents and water properties in the Amazon front zone. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. C2, 2321–2340.

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

Gong, W., and J. Shen (2011), The response of salt intrusion to changes in river discharge and tidal mixing during the dry season in the Modaomen estuary, China, *Cont. Shelf Res.*, 31(7-8), 769–788.

Grinsted, A., Moore, J.C., and S. Jevrejeva (2004), Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlin. Processes Geophys.*, 11, 561–566, doi:10.5194/npg-11-561-2004.

Group, A., (1990), A Multi-disciplinary Amazon Shelf SEDiment Study (AMASSEDS). *Eos, Trans. AGU*, 71, 1771.

Hansen, D.V., and M. Rattray Jr. (1965). Gravitational circulation in straits and estuaries. *Journal of Marine Research*, n. 23, 104–122.

Hill, K. D., Dauphinee, T. M., and D. J. Woods (1986), The extension of the Practical Salinity Scale 1978 to low salinities, *IEEE J. Oceanic Eng.*, 11, 109–112.

INMET (National Meteorology Institute). 2015. Accessed: November, 2015. Available: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>

IOC, SCOR, and IAPSO. 2010. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp.

Jassby, A. D., Kimmerer, W. J., Monismith, S. G., Armor, C., Cloern, J. E., Powell, T. M., Schubel, J. R., and T. J. Vendliniski (1995), Isohaline position as a habitat indicator for estuarine populations. *Ecological Applications*, 5(1), 272-289.

Jay, D. A., and J. D. Musiak (1994), Particle trapping in estuarine tidal flows. *Journal of Geophysical Research*, 99(C10),445-461.

Jevrejeva, S., Moore, J.C., and A. Grinsted (2003), Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach, *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 4677, doi:10.1029/2003JD003417.

Keighton, W. B. (1966), Fresh-water discharge salinity relations in the tidal Delaware River. Hydrology of Tidal Streams. Geological Survey Water-Supply Paper, n. 1586-G. *US Govt. Print.* 21.

Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H., and W. R. Geyer (1996), Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, v. 16, n. 516, 667-696.

Kumar, P., and E. Foufoula-Georgiou (1997), Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of geophysics*, 35(4), 385-412.

Lentz, S.J., (1995a), The Amazon River plume during AmasSeds: subtidal current variability and the importance of wind forcing. *Journal of Geophysical Research* 100 (C2), 2377–2390.

Lentz, S.J. (1995b), Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C2), 2391–2400.

Lentz, S.J. and R. Limeburner (1995), The Amazon River plume during AMASSEDS: spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research* 100 (C2), 2355-2375.

Limeburner, R. and R. C. Beardsley (1991), Technical Report. CTD Observations on the North Brazil Shelf During A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study (AMASSEDS). May-June, 1990. Massachusetts, Woods Hole Oceanographic Institution, 343 p.

MacCready, P. (1999), Estuarine adjustment to changes in river flow and tidal mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 708–726.

Mascarenhas, A.C.C., Gomes, G.S., Lima, A.P.Y., Silva, H.K.N., Santana, L.S., Rosário, R.P., and M. Rollnic (2016), Seasonal variations of the Amazon River plume with focus on the eastern sector. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, 532–536. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

Mendes, A. C. (1994), Estudo sedimentológico e estratigráfico de sedimentos holocênicos na Costa do Amapá. Geology and Geochemistry Program (PPGG). Federal University of Pará, Brazil, Msc. Thesis, 269.

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

Molleri, G. S., Novo, E. M. D. M., and M. Kampel (2010). Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. *Continental Shelf Research*, 30(3), 342-352.

Monismith, S. G., Kimmerer, W., Burau, J. R., and M. T. Stacey (2002), Structure and flow-induced variability of the subtidal salinity field in northern San Francisco Bay. *Journal of Physical Oceanography*, 32(11), 3003-3019.

Noh, S., Choi, M., Kim, E., Dan, N. P., Thanh, B. X., Van Ha, N. T., and S. Han (2013), Influence of salinity intrusion on the speciation and partitioning of mercury in the Mekong River Delta. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 106, 379-390.

Oey, L. Y. (1984), On steady salinity distribution and circulation in partially mixed and well mixed estuaries. *Journal of Physical Oceanography*, 14(3), 629-645.

Pawlocwicz, P., McDougall, T. J., Feistel, R. and R. Tailleux (2012) An historical perspective on the development of the thermodynamic equation of seawater - 2010. *Ocean Science*, 8, 161-174.

Prestes, Y. O., Rollnic, M., Silva, M.S., and R. P. Rosário (2014), Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil. Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil.

Prestes, Y. O., Silva, A.C., Rollnic, M., and R. P. Rosário, The M2 and M4 tides in the Pará River estuary. *Tropical Oceanography*, (No Prelo).

Pritchard, D. W. (1952), Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system. *Journal of Marine Research*, 11, 106–123.

Pyatt, E. E. (1964), On determining pollutant distribution in tidal estuaries: U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1586-F, 56 p.

Ralston, D. K., Geyer, W. R., and J. A. Lerczak (2010), Structure, variability, and salt flux in a strongly forced salt wedge estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C6).

Rosário, R. P., Bezerra, M. O., and S. B. Vinzón (2009), Dynamics of the saline front in the northern channel of the Amazon river - influence of fluvial flow and tidal range (Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 1414 - 1418. Lisbon, Portugal.

Rosário, R.P., Borba, T.A.C., Santos, A.S., and M. Rollnic (2016) Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, pp. 128–132. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

Silva, I. O. (2009), Distribuição da vazão fluvial no estuário do rio Amazonas. Ocean Engineering Program, Federal University of Rio de Janeiro, Brazil. MSc Thesis, 106p.

Souza Filho, P. W. M. (2005), Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Rev. Bras. Geof.* [online]. 23(4), 427-435.

Souza-Filho, P. W. M., Lessa, G. C., Cohen, M. C. L., Costa, F. R., and R. J. Lara (2008), The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the eastern amazon coast, Northern Brazil. In: Dillenburg, S.R., and Hesp, P.A. (Eds.) *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil* (Vol. 107). Springer.

Telesh, I., Schubert, H., and S. Skarlato (2013), Life in the salinity gradient: Discovering mechanisms behind a new biodiversity pattern. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 135, 317-327.

Telesh, Irena V., and V. K. Vladislav (2010), Principal processes within the estuarine salinity gradient: a review. *Marine Pollution Bulletin* 61(4),149-155.

Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61–78.

Torrence, C., and P. Webster (1999), Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon System, *J. Clim.*, 12, 2679–2690.

Venice System (1958), Symposium on the classification of brackish waters. Venice, April 8–14, 1958. *Archives for Oceanography and Limnology* 11 (Suppl.), 1–248.

Vijith, V., Sundar, D., and S. R. Shetye (2009), Time-dependence of salinity in monsoonal estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 85(4), 601-608.

Yang, Z., and T. Khangaonkar (2009), Modeling tidal circulation and stratification in Skagit River estuary using an unstructured grid ocean model. *Ocean Modelling*, 28(1), 34-49.

Zhang, Z., Cui, B., Zhao, H., Fan, X., and H. Zhang (2010), Discharge-salinity relationships in Modaomen waterway, Pearl River estuary. *Procedia Environmental Sciences*, 2, 1235-1245.

CAPITULO 4

ARTIGO 3 - Circulação em um estuário amazônico dominado por maré e descarga fluvial

ARTIGO 3

Circulação em um estuário amazônico dominado por maré e descarga fluvial

O terceiro artigo científico desta tese será submetido para a revista *Ocean Dynamics*. Os autores desse artigo são:

Renan P. Rosário¹; Yuri O. Prestes¹; Nils E. Asp²; Arnaldo Valle-Levinson³, and
Marcelo Rollnic¹

¹ *Laboratório de Geofísica Marinha, Programa de Pós Graduação em Geofísica – CPGf, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, Brasil. renanpeixoto@ufpa.br*

² *Instituto de Estudos Costeiros – IECOS. Universidade Federal do Pará, Campus Bragança, Bragança, PA, Brazil*

³ *Department of Civil and Coastal Engineering, University of Florida, Gainesville, FL, USA*

Resumo

Afim de se contribuir para o entendimento da hidrodinâmica de regiões estuarinas em ambiente de macro/mesomaré e submetido à grande influência fluvial, este artigo utiliza o estuário do Rio Pará como estudo de caso a partir da análise de dados inéditos na região. Foram selecionados 4 (quatro) pontos de fundeio na zona de mistura do estuário. Nesses pontos foram coletados dados de intensidade e direção da corrente ao longo da coluna d'água durante um ciclo de maré semidiurno (13h). A cada hora foram realizados perfis verticais de condutividade, temperatura e pressão. Afim de se compreender a circulação, hidrodinâmica e transporte de sal técnicas de análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), decomposição de parcelas do transporte de sal e cálculo de parâmetros adimensionais de estratificação e circulação foram feitos. O estuário foi classificado como tipo 1 na região mais interna (60 km da foz) e tipo 2 na região mais externa (aproximadamente, 30 km da foz). O resultado da EOF, mostrou que na porção mais interna não existe circulação gravitacional e o transporte de sal estuário acima é realizado totalmente por difusão turbulenta; e na porção externa o fluxo resultante reverte com a profundidade e os processos advectivo e difusivos são importantes para contribuir para o transporte de sal estuário.

A deriva de Stokes foi a componente das parcelas do transporte de sal mais significativa, podendo ser a responsável pela extensa intrusão salina que ocorre no estuário do Rio Pará.

1 Introdução

Os movimentos nos ambientes estuarinos são caracterizados pelas variações na descarga fluvial; gradientes de pressão, causado pela competição entre o rio e o oceano; variação do nível do mar: ação das correntes de maré; circulação da plataforma continental adjacente; e vento atuando diretamente na superfície (Miranda et al., 2002 ; Valle-Levinson, 2011). Obviamente essas forçantes interagem entre si tornando este ambiente complexo, já que elas atuam em diversas escalas de espaço e tempo.

Dentre essas forçantes destacam-se as marés, descarga fluvial e o gradiente de pressão causado principalmente pela diferença de densidade entre a boca do estuário e seu interior. A salinidade é um dos principais fatores que alteram a variabilidade deste último. Sua distribuição no ambiente estuarino é um reflexo direto dos condicionantes hidrodinâmicos, apresentando variações no espaço e no tempo [$S=S(x,y,z,t)$], principalmente devido as interações entre a descarga fluvial, maré e topografia do fundo (MacCready; Geyer, 2010).

Os estuários podem ser classificados em relação ao balanço de água em três tipos: positivo, inverso e de baixo influxo. Os mais comuns, estuários positivos, são aqueles que a água proveniente da descarga fluvial, chuva e derretimento de gelo excede a perda de água doce por evaporação ou congelamento e formam um gradiente longitudinal de densidade. Neste estuários o gradiente longitudinal de densidade apresenta um componente superficial de saída em direção ao oceano e outro componente de fundo em direção contrária proveniente do oceano. Este movimento

é em resposta a quantidade de água doce suplementar e é amplamente conhecido como circulação “gravitacional” (Valle-Levinson, 2011).

Quando se trata da classificação baseada na estrutura vertical da salinidade a competição entre o oceano e a descarga fluvial também é importantes. Neste caso o estuário pode ser classificado como de (1) cunha salina, (2) fortemente estratificado, (3) fracamente estratificado e (4) bem misturado (Miranda et al., 2002). Partindo-se de uma interpretação simplificada a energia da maré cresce do tipo cunha salina para o bem misturado ($1 < 2 < 3 < 4$) e o oposto ocorre com o fluxo do rio, que é mais forte no tipo cunha salina e mais fraco no tipo bem misturado ($1 > 2 > 3 > 4$). Essa interpretação leva a uma conclusão de que o estuário pode apresentar diferentes classificações ao longo de um período e em diferentes porções deste, tendo em vista que a estrutura vertical do estuário depende também de fatores como a batimetria.

Um dos ambientes que ainda se apresenta como barreira para a ciência, devido suas dimensões espaciais é a Zona Costeira Amazônica. Esta é um dos ambientes que sofre influência da maior bacia hidrográfica do Mundo, bacias dos Rio Amazonas e Pará. A foz do Rio Amazonas sempre foi o grande foco dos estudos, devido sua grande descarga líquida e sólida, na qual leva características estuarinas para cima da plataforma continental. Nela não há intrusão salina (Geyer e Kineke, 1995; Geyer et al., 1996; Rosário et al., 2009; Molinas et al., 2014), em contraste a isso, ao seu lado, há o estuário do Rio Pará no qual há intrusão salina (Barthem e Schwassmann, 1994; Bezerra et al., 2011; Baltazar et al., 2011; Rosário et al., 2016), diferenciando assim os processos físicos e biológicos.

Afim de se contribuir para o entendimento da hidrodinâmica de regiões estuarinas em ambiente de macro/mesomaré e submetido à grande influência fluvial, este artigo utiliza o estuário do Rio Pará como laboratório a partir da análise de dados inéditos na região. Com isso iremos

identificar as principais alterações na hidrodinâmica do estuário decorrente da distribuição da salinidade na zona de mistura, calcular o transporte de sal e a contribuição relativa dos termos advectivo de difusão turbulenta e a parcela dispersiva e utilizar o diagrama de estratificação – circulação como ferramenta para o entendimento da hidrodinâmica local.

2 Metodologia

Área de estudo e aquisição de dados

O estuário do Rio Pará é um dos maiores do Brasil em extensão, fica situado na região norte com sua desembocadura no equador. Está localizando entre uma área com influência direta da descarga sólida e líquida do Rio Amazonas e a maior linha contínua de manguezais do mundo (Souza Filho, 2005; Souza Filho et al., 2008). Esta região está sujeita a grandes variações de maré com amplitudes que variam de 5 metros na foz e 1,5 m no seu interior (Beardsley et al., 1995; Prestes et al., noprolo) e descarga fluviais da ordem de $10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ (Prestes, 2013; Borba, 2014).

A variabilidade sazonal está ligada a descarga fluvial proveniente do Rio Tocantins primeiramente, seguido da região da bacia dos Rios Guamá e Capim. A contribuição proveniente do Rio Amazonas através dos Estreitos de Breves ainda é uma incerteza, embora alguns esforços tenham sido feitos para fechar essa lacuna, tais como os trabalhos de Silva, 2009, Callède et al. 2010, Costa 2013 e Costa et al., 2016. A descarga líquida que atinge a região estuarina do rio Pará pode ser dividida em dois períodos, um de alta descarga entre os meses de Janeiro e junho e um período de baixa descarga entre os meses de julho e dezembro.

As oscilações da Zona de Convergência Inter-Tropical da atmosfera (“ZCIT”) controlam as principais mudanças do clima na costa amazônica. A ZCIT fica predominantemente no hemisfério norte, migrando sazonalmente das proximidades do equador entre Março e Abril para

cerca de 10°N, em Agosto e Setembro. Assim, durante o verão e parte do outono do Hemisfério Sul, a área fica sob a influência dos alísios de nordeste, com a região de convergência inter-tropical situada praticamente sobre a foz do Rio Amazonas (Philander, 1990). A região experimenta alta precipitação nos primeiros meses do ano, com 73% do total de chuva de janeiro a abril, enquanto setembro, outubro e novembro são meses especialmente secos (Moraes et al., 2005).

A aquisição de dados foi realizada em função das condições de descarga líquida dos principais rios que influenciam o estuário do Rio Pará (Rios Tocantins, Guamá e Capim). Esta amostragem ocorreu em maré de sizígia em uma condição considerada de baixa e outra de alta descarga fluvial (Figura 1). A primeira campanha foi realizada entre os dias 06 e 09 de outubro de 2014 (condição de baixa descarga) e a segunda campanha foi realizada entre os dias 01 e 04 de junho de 2015 (condição de alta descarga).

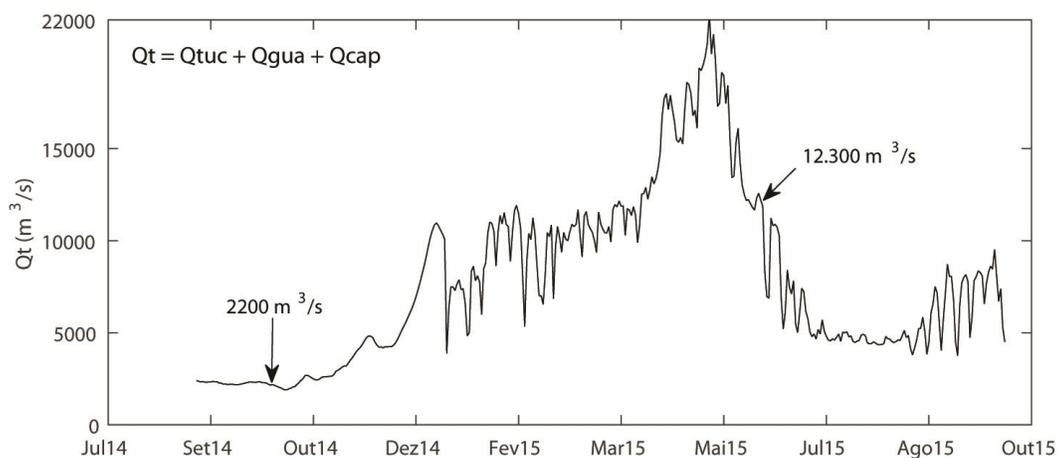


Figura 1. Somatório da descarga fluvial proveniente dos Rios Tocantins, Guamá e Capim. Estão identificados os períodos de coleta de dados e a vazão total (Q_t) correspondente. Fonte: ANA, 2015.

Foram selecionados 4 (quatro) pontos de fundeio na zona de mistura do estuário. Devido a sua grande extensão lateral, os pontos foram alinhados próximos aos dois canais principais de navegação, sendo dois pontos na margem direita (P1 e P4) e dois pontos na margem esquerda (P2 e P3). Para análise complementar, foi utilizando um ponto de amostragem extra (Pi) realizado em

outubro de 2015 (baixa descarga fluvial) localizado há aproximadamente 100 km da desembocadura do estuário (Figura 2).

Nesses pontos foram coletados dados de intensidade e direção da corrente ao longo da coluna d'água durante um ciclo de maré semidiurno (13h). A cada hora foram realizados perfis verticais de condutividade, temperatura e pressão.

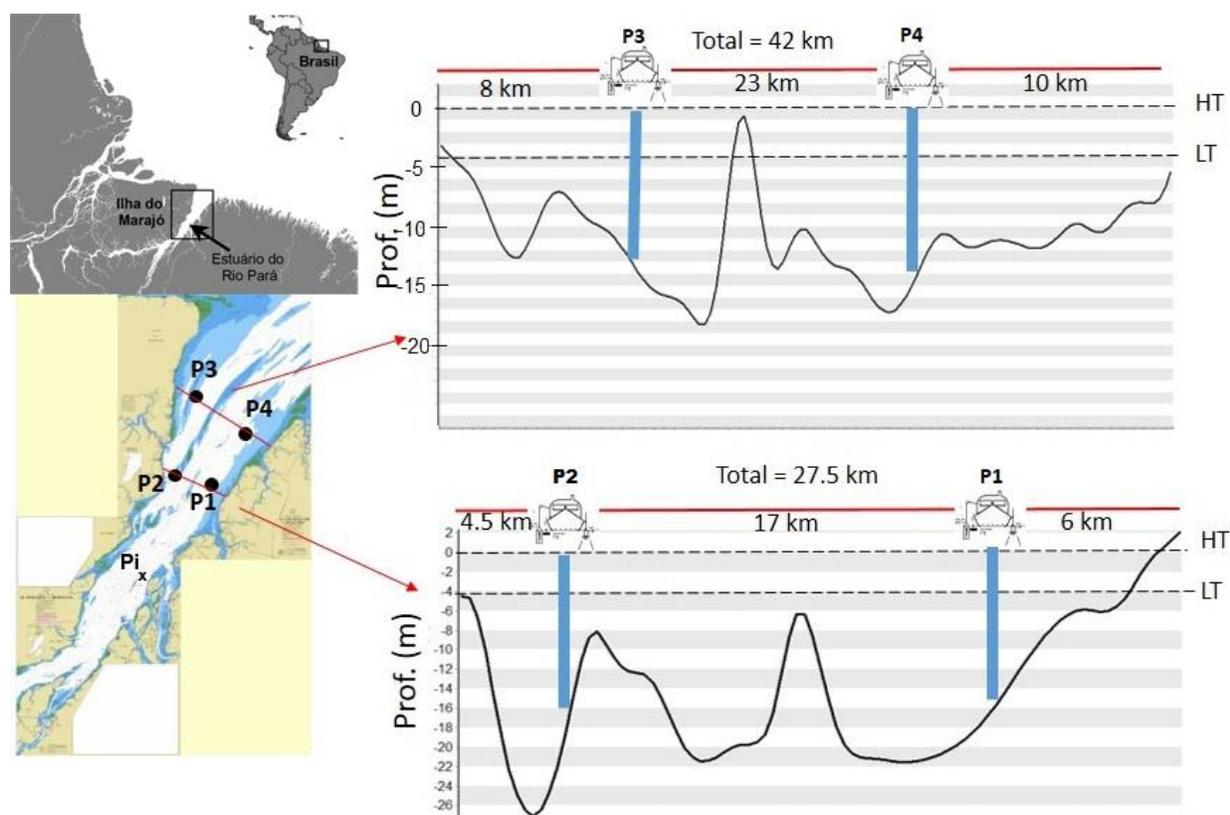


Figura 2. Esquema ilustrativo da posição dos pontos fixos de amostragem no estuário do Rio Pará. O perfil batimétrico obtido a partir de dados da carta náutica 303 da DHN está exagerado verticalmente e as siglas HT e LT significam preamar e baixamar, respectivamente.

Para a aquisição dos dados de velocidade, foi utilizado um perfilador de corrente acústico (ADCP, *Acoustic Doppler Current Profiler*) *Workhorse* Rio Grande de 1200 kHz da *RD Instrument*. O instrumento foi fixado na embarcação com visada para baixo, com frequência de medição de 2 Hz (duas medições por segundo). Já os perfis verticais de salinidade foram feitos

com um CTD (*Conductivity, Temperature, and Depth*) da *Sea Bird* modelo SBE-37SM, que realizava medições a uma frequência de 0,2 Hz (uma medição a cada 5 segundos).

Por se tratar de uma grandeza vetorial, a corrente passou por um pré-processamento que envolveu o ajuste da Declinação Magnética (DM), decomposição vetorial e rotação do eixo. Para a área de estudo foi utilizado o referencial Oxy, onde Oy é orientado para o norte e Ox para o leste. Como o ADCP se orienta em relação ao Norte Magnético (NM) através de uma bússola interna, a direção e o sentido da corrente são, portanto referido ao NM. A análise da velocidade é fundamentada inicialmente no ajuste da DM para referência ao norte geográfico e a decomposição do vetor em componentes longitudinais (u) e transversais (v), neste caso, ao canal estuarino. Ou seja, valores positivos de “u” representam correntes de vazante e valores negativos representam corrente de enchente (Figura 3).

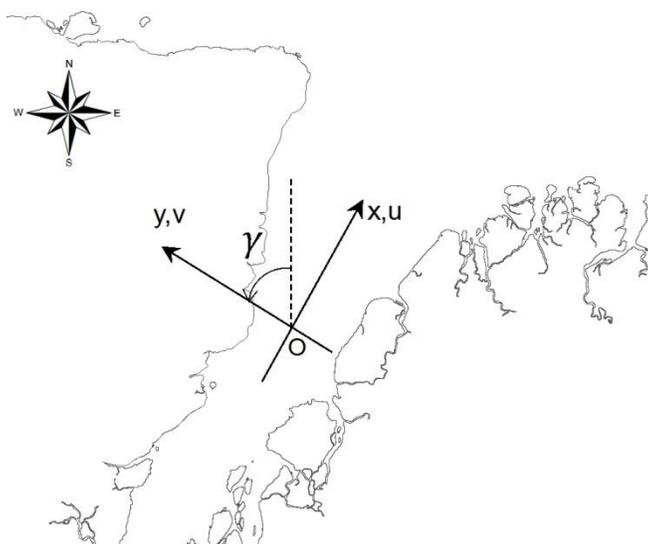


Figura 3. Decomposição do vetor velocidade de corrente em relação a um sistema local de coordenadas (Oxy).

3 Análise de Funções Ortogonais Empíricas

A análise de Funções Ortogonais Empíricas (da sigla em inglês, EOF – *Empirical Orthogonal Functions*) foi utilizada nos dados de corrente afim de se entender a variabilidade desta variável no estuário. Essa análise dá uma representação compacta da variabilidade temporal e espacial de vários (ou muitas) séries de tempo em termos de funções ortogonais (modos estatísticos). Em oceanografia e meteorologia, análise de EOF encontrou ampla aplicação, em ambos domínios, tempo e frequência (Bretschneider et al., 1985; Kaihatu et al., 1998; Kappenberg e Grabemann, 2001; Vaz e Dias, 2008;).

Trata-se de um método estatístico no qual o volume da variância de um conjunto de dados pode ser descrito por alguns modos ortogonais, de maneira que algumas características do conjunto original dos dados possam ser mais facilmente compreendidas. As primeiras componentes geradas nesta transformação geralmente representam a maior porção significativa da variação total da série, cujo padrão contém fenômenos com diferentes escalas espaciais e temporais. Normalmente, a variância é explicada pelas primeiras funções ortogonais geradas, cujo padrão pode ser associado a algum mecanismo físico ou dinâmico (Emery e Thomson, 2001).

Quando se aplica a EOF pode-se obter a variação de uma propriedade qualquer do ambiente no espaço e tempo, como a soma de um número de termos finito de EOFs em (x,y,z) , representando a variabilidade espacial, com amplitude $\Psi_m(t)$, representando a variabilidade temporal (Equação 1):

$$X(x, y, z, t) = \sum \Psi_m(t) \text{ em } (x, y, z) \quad (1)$$

A componente principal, $\Psi_m(t)$, informa como a amplitude de cada EOF varia com o tempo. A EOF contém a estrutura espacial dos fatores de variação com maior importância temporal na variação das propriedades da série temporal “X”.

A variação vertical da componente u em um ponto fixo no estuário do Rio Pará por exemplo, pode ser escrita da seguinte forma: $u_m(t) = u(z_m, t)$, onde Z_m representa cada célula do ADCP. Reescrevendo a equação 1 em termos da componente u, temos:

$$U_m(t) = \sum_{i=1}^M f_{im} \cdot a_i(t) \quad (2),$$

onde f_{im} são funções espaciais ortogonais, também conhecidos como EOFs; m são cada uma das séries de tempo, no caso do ADCP cada célula é uma série temporal; e $a_i(t)$ são as variações temporais das amplitudes ou pesos das funções. Ou seja, a série temporal de velocidade em qualquer profundidade (m) é a soma de “M” funções espaciais ortogonais (f_{im}). Detalhes sobre a análise de EOF pode ser encontrada em literaturas especializadas como Kaihatu et al., 1998, Emery e Thomson, 2001 e Monahan et al., 2009.

4 Transporte de sal

De forma geral em estuários menores, se considera que este seja lateralmente homogêneo para o cálculo do transporte advectivo de sal (Miranda et al. 2002). Porém, devido as dimensões do estuário do Rio Pará e pela estratégia de coleta de dados deste trabalho, o cálculo do transporte de sal será representativo apenas para os pontos de amostragem. Então, um transporte local será considerado, e posteriormente, discutido em função da sua posição no estuário.

O método do cálculo do transporte de sal durante um ou mais ciclos de maré é descrito detalhadamente em trabalhos como Hunkins (1981) e Miranda et al (2002) e apresenta uma

descrição computacional em Bergamo et al. (2002). De forma geral o transporte médio de sal (Ts) é dado por:

$$Ts = \frac{1}{T} \int_0^T \int_0^h \rho u S dz dt = \langle \overline{\rho u S h} \rangle, \quad (3)$$

onde ρ é a densidade da água, u a componente da velocidade, S a salinidade, T o intervalo de tempo e h é a espessura da coluna de água. O símbolo ($\langle \rangle$) denota média temporal e ($\overline{\quad}$) indica média espacial, neste caso referente a coluna de água.

Como descrito por Miranda et al. (2002), a equação do transporte advectivo de sal resultante apresenta 32 parcelas, porém somente 7 (sete), possuem significado físico definido:

$$Ts = \bar{\rho} [u_a S_a h_a + \langle u_t h_t \rangle S_a + \langle u_t S_t \rangle h_a + \overline{u_s S_s} h_a + \langle \overline{u' S'} \rangle h_a + \langle u_t S_t h_t \rangle + u_a \langle S_t h_t \rangle], \quad (4)$$

ou

$$Ts = 1+2+3+4+5+6+7. \quad (5)$$

O termo 1 representa o transporte gerado pela descarga fluvial e com seu valor sempre estuário abaixo, de natureza advectiva. O termo 2 representa o transporte de massa gerado pela propagação da onda de maré no estuário (deriva de Stokes), geralmente transportando sal estuário abaixo. O termo 3 é a correlação de maré dos valores médios de velocidade e salinidade na coluna de água, normalmente gerencia o transporte de sal estuário acima. O termo 4 é o transporte da circulação estacionária (diferença entre a corrente de gravidade e o componente gerado pela descarga fluvial ou residual). O termo 5 é resultado do cisalhamento oscilatório e o movimento gerado pelo vento e flutuações turbulentas de velocidade, com escala de tempo inferior ao período de maré. O termo 6 é a dispersão da maré. E por último, o termo 7 que corresponde a média temporal da correlação entre salinidade e a maré ponderada pela velocidade residual (Miranda et al., 2002).

5 Resultados

5.1 Perfis verticais de corrente e salinidade

A variabilidade dos perfis verticais da componente longitudinal de velocidade, da salinidade e variações de nível de água nos pontos P1, P2, P3, P4 e Pi durante o período de baixa descarga são apresentados na figura 4. A maré apresentou-se defasada em relação as variações de corrente em todos os pontos estudados. De forma geral a preamar ocorreu junto com a máxima velocidade de enchente e a baixamar ocorreu junto com a máxima velocidade de vazante, caracterizando um comportamento de onda progressiva no estuário. Este comportamento foi mais evidente nos pontos P1 e P4, margem direita. Na margem esquerda a onda de maré apresentou características mista, resultado da interação de onda progressiva e estacionária. Todos os pontos de amostragem apresentaram assimetria de maré. De modo geral período de enchente foi menor, em média 5 horas e o período de vazante foi maior, em média 8 horas.

A variabilidade da componente longitudinal de velocidade amostrados, revelou perfis médios verticais com características barotrópicas no pontos mais internos, P1 e P2. Observa-se isolinhas de velocidade retilíneas, com núcleos subsuperficiais de máximos de velocidade. No ponto P1 as máximas velocidades encontradas nos perfis médios horários foram de 1,4 m/s durante a corrente de maré vazante e -1,2 m/s durante a enchente. De forma semelhante ocorreu no ponto P2, no qual a máxima velocidade de corrente de vazante também foi 1,4 m/s e a máxima velocidade de enchente foi de -1,76 m/s.

Nos pontos P3 e P4, observa-se em certos momentos um movimento bidirecional evidenciado pela inclinação das isolinhas de velocidade, principalmente nos momentos próximos às inversões de fluxo. No ponto P3, a máxima velocidade observada durante a vazante foi de 1,64

m/s enquanto que a máxima velocidade de enchente foi de -1,1 m/s. Na outra margem, ponto P4, a inclinação das isolinhas de velocidade nos momentos de inversão de fluxo foram ainda mais evidentes. Sendo 1,94 m/s a máxima velocidade de vazante e -1,3 m/s a máxima velocidade de enchente. Neste ponto, destaca-se a hora 3 (Figura 4b) no qual a camada superior o movimento se dá estuário abaixo (0,59 m/s) e na camada inferior o movimento se dá estuário acima (-0,57 m/s).

Neste período, os maiores valores de salinidade (22 g/kg) foram encontrados no ponto P4, localizado na margem direita à 35 km da boca do estuário. Na outra margem, ponto P3, a máxima salinidade encontrada foi 11 g/kg. Ambos valores máximos de salinidade foram encontrados próximo ao fundo e durante o estágio de maré vazante. Além disso, esses pontos mais próximos a desembocadura do estuário apresentaram estratificação mais evidente em relação aos pontos internos. Nos pontos internos (P1 e P2), o perfil vertical de salinidade foram menos estratificados com valores de salinidade que variaram de 2 a 5 g/kg no ponto P1 e 4 e 7 g/kg no ponto P2.

O ponto mais interno (Pi) que foi amostrado somente no período de baixa descarga no ano seguinte, 2015, apresentou perfis verticais de velocidade da componente longitudinal características também barotrópica. A máxima velocidade de vazante foi de 1,54 m/s e a máxima de enchente foi de -1,48 m/s. A salinidade apresentou características de perfil misturado da superfície ao fundo com valores que fora de 0 a 1,6 g/kg. A máxima salinidade também foi observada durante o estágio de maré vazante (Figura 4e).

Os resultados para o período considerado de alta descarga são apresentados na figura 5. De forma geral a propagação da onda de maré nos pontos de coleta apresentou características de maré mista. Porém, nos pontos mais internos P1 e P2 observa-se com maior evidência influência de onda progressiva. Nestes pontos, ocorreu predominância de corrente barotrópica com núcleos de máximas velocidades subsuperficiais. Sendo que no ponto P1 foi observado valores máximos de

corrente de vazante de enchente iguais a 1,3 m/s e -1 m/s, respectivamente. No ponto P2, a máxima velocidade de corrente de enchente foi -1,6 m/s e máxima corrente de vazante de 1,3 m/s. A salinidade nestes pontos foram bem distintas, pois no ponto P1 não houve presença de sal durante todo o período de coleta de dados (13 h). Já no ponto P2, margem esquerda, a salinidade variou de 1 a 5 g/kg.

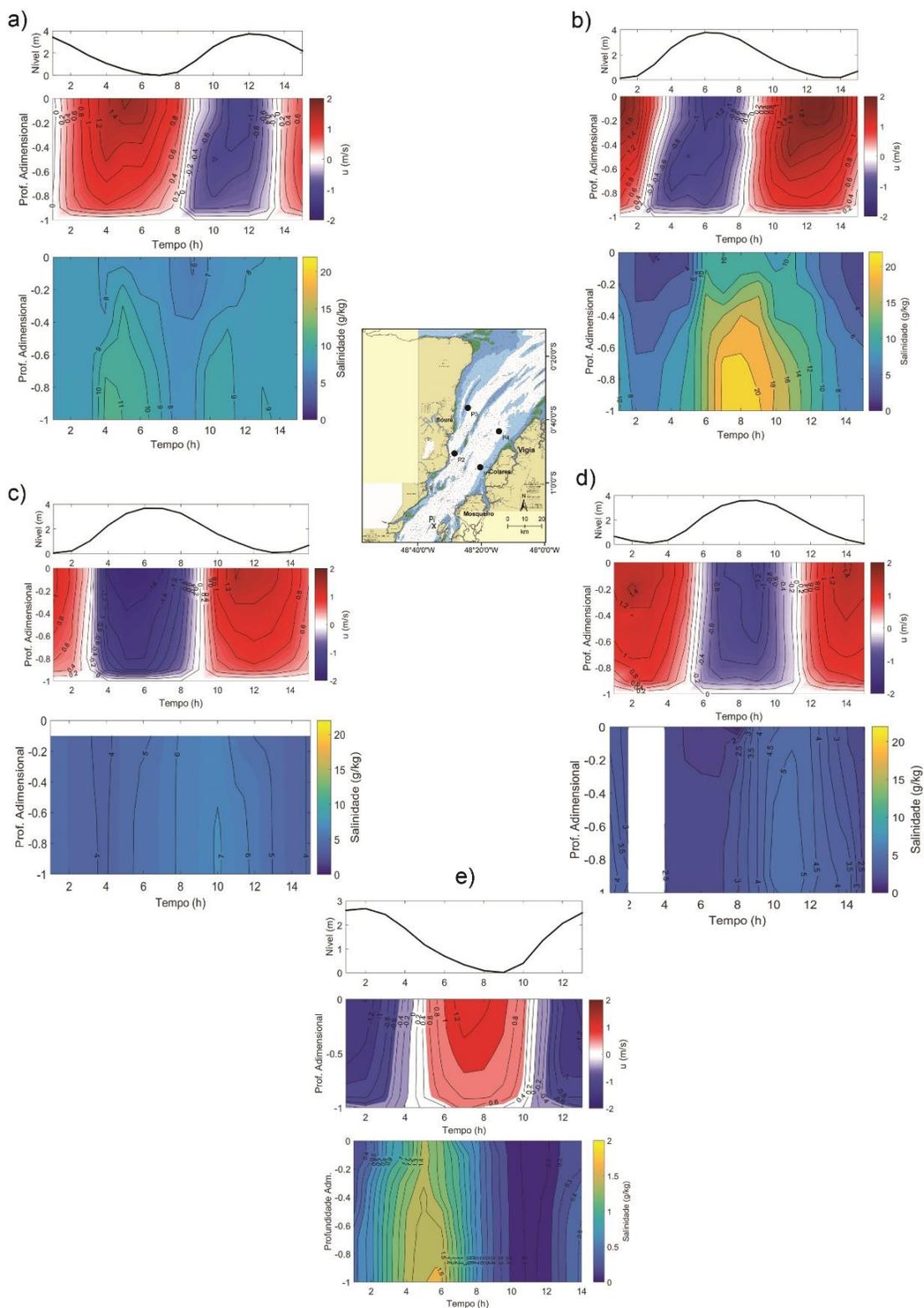


Figura 4. Variação da superfície livre (nível em metros), estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal (m/s) e perfis verticais de salinidade (g/kg) para o período de baixa descarga. Também é apresentada uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos externos P3 e P4, respectivamente; (c), (d) e (e) são os pontos internos P2, P1 e Pi, respectivamente.

No ponto P3 a máxima corrente de maré vazante foi de 1 m/s e máxima corrente de maré enchente foi -0,9 m/s. Durante esse período não ocorreu inversão de corrente entre a superfície e o fundo. Além disso, a salinidade variou de 2,5 a 5,5 g/kg. Já no ponto P4, margem direita, os núcleos de máximas velocidades subsuperficiais só ocorreram durante o período de corrente de maré vazante (1,2 m/s). No período de corrente de maré enchente esse núcleo de máxima velocidade se deslocou para o fundo, apresentando um máximo de -1 m/s. A salinidade neste ponto foi a maior em relação aos outros pontos, variando de 2 a 12 g/kg.

5.2 Funções Ortogonais Empíricas

A partir da série temporal de velocidade nos pontos, foram calculados as respectivas funções ortogonais empíricas (EOF). E com isso pôde-se separar os modos ortogonais que auxiliam a interpretação das características do conjunto original dos dados. A figura 6 apresenta o resultado das análises feitas para os pontos P1, P2, P3, P4 e Pi que caracterizam o período de baixa descarga do estuário.

Para os pontos mais internos (Pi, P1 e P2) o modo 1, também conhecido como EOF 1, representa mais de 98 % da variabilidade das correntes ao longo de um período semidiurno de maré. Este modo está associado às correntes barotrópicas no estuário. O modo 2, referente à componente baroclínica da corrente, representou valores de variabilidade menores que 0,7% nesses pontos.

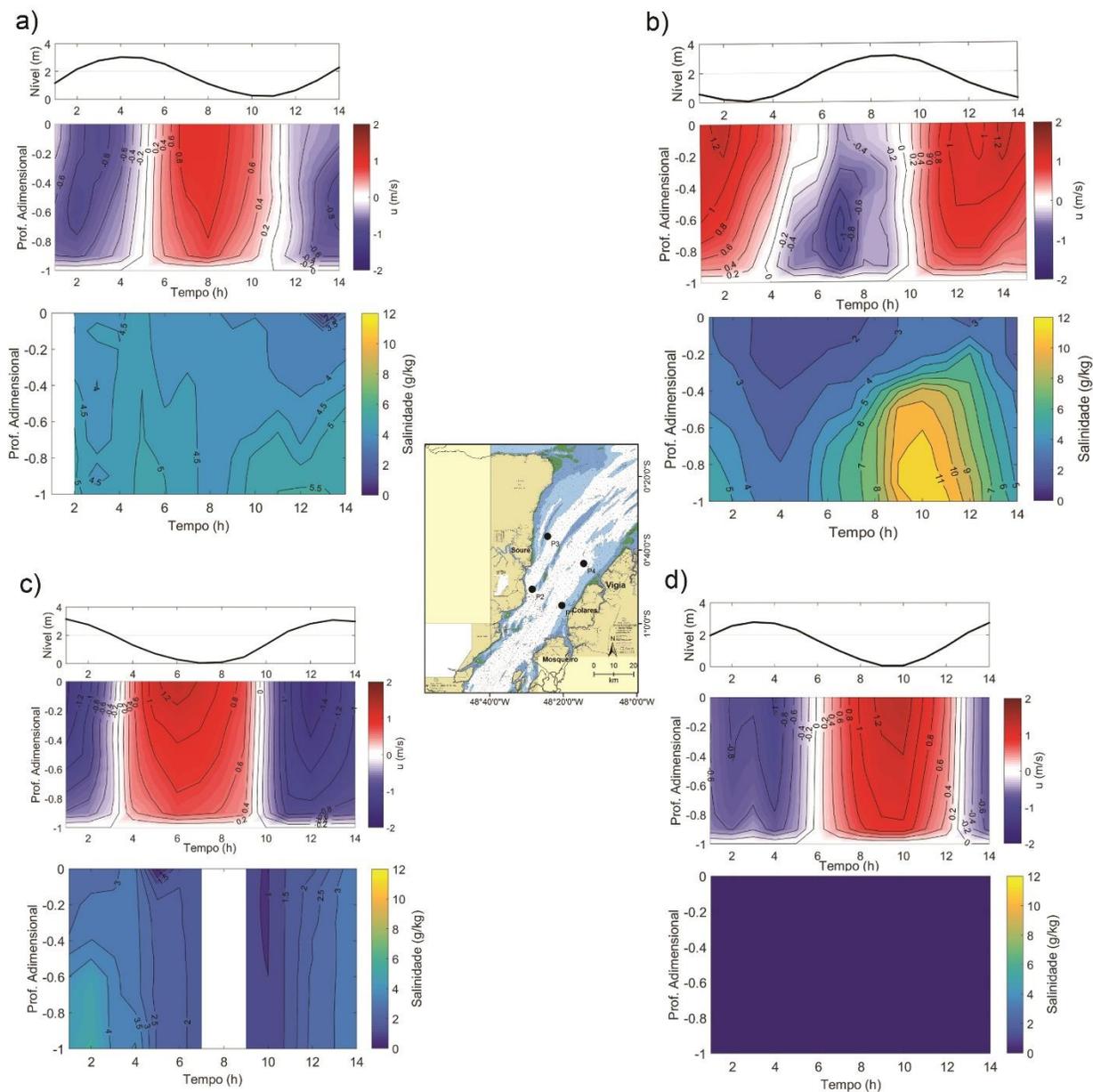


Figura 5. Variação da superfície livre (nível em metros), estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal (m/s) e perfis verticais de salinidade (g/kg) para o período de alta descarga. Também é apresentada uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos externos P3 e P4, respectivamente; (c) e (d) são os pontos internos P2 e P1 respectivamente.

Já no ponto P3, o modo 1 da EOF representou 97% da variabilidade do fluxo e o modo 2 representou 2,5% da variabilidade. No Ponto P4 ocorreu um ligeiro aumento do modo 2 e diminuição do modo 1, sendo neste ponto o modo 1 representando 96,3% da variabilidade da corrente e o modo 2, 3,1 %. Neste ponto, são mais evidentes o fluxo bidirecional entre a superfície

e fundo, com valores de velocidade de corrente reconstruídos para a componente baroclínica que chegaram a atingir 0,8 m/s (Figura 6b).

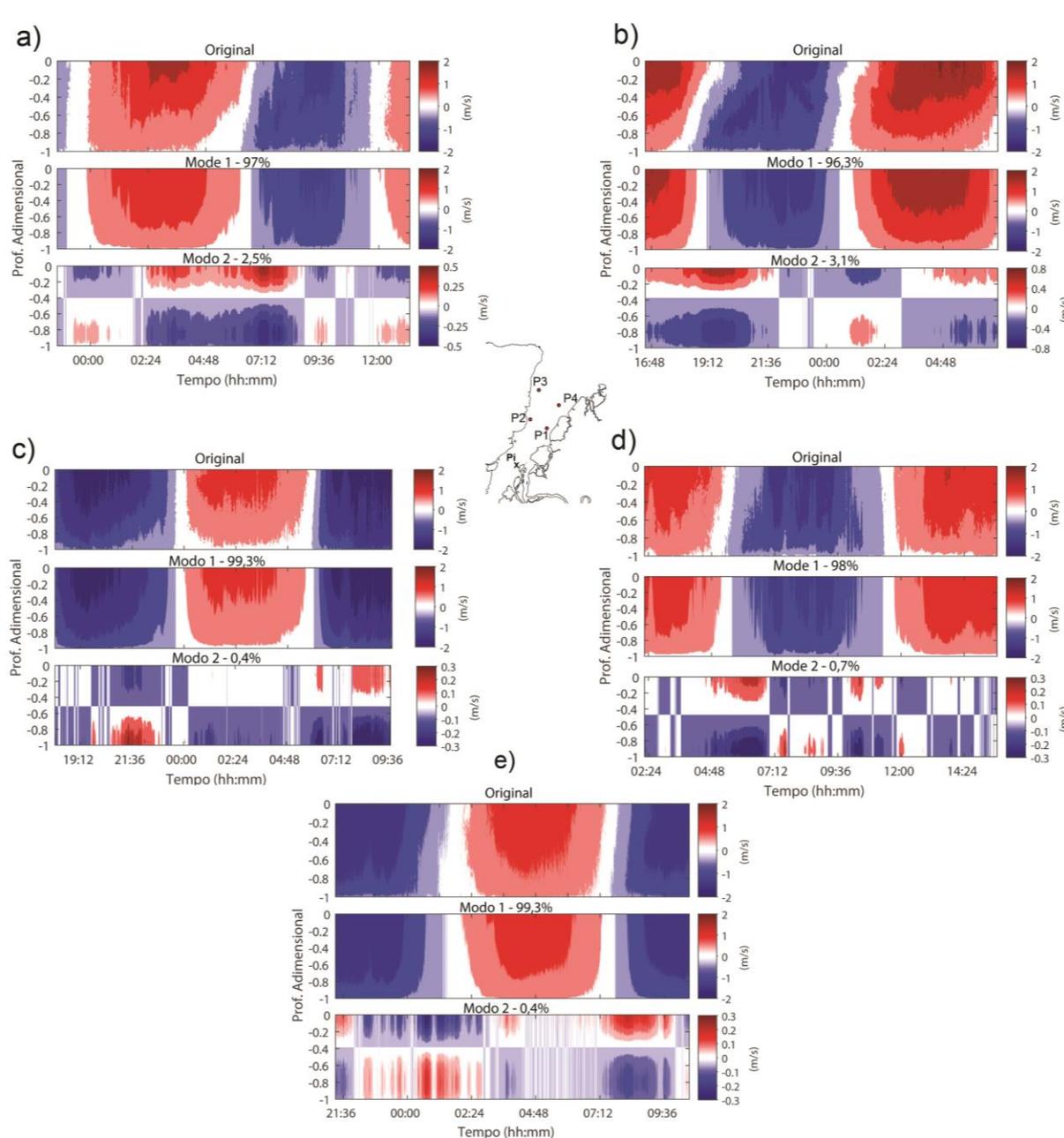


Figura 6. Série temporal, para o período de baixa descarga, da componente longitudinal de velocidade (u) e EOF reconstruída com os modos 1 e 2. Também é apresentada uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos P3 e P4, respectivamente; (c), (d) e (e) são os pontos P2, P1 e Pi respectivamente.

De forma análoga a figura 7 apresenta os resultados da análise de EOF para o período de alta descarga. No ponto P1, o modo 2 da EOF representou apenas 0,1% da variabilidade das

correntes, enquanto que o modo 1 representou 99,6%. No ponto P2 o modo 1 representou 99,2% e o modo 2, 0,4%.

No pontos mais externos, P3 e P4 o modo 2 representou 1,9 e 2,2% da variabilidade da corrente no período de alta descarga. Já o modo 1 da EOF representou 97,5% no ponto P3 e 96,9% no ponto P4. Vale ressaltar que os modos reconstruídos apresentam o momento em que cada um deles é mais forte ou fraco durante a série temporal.

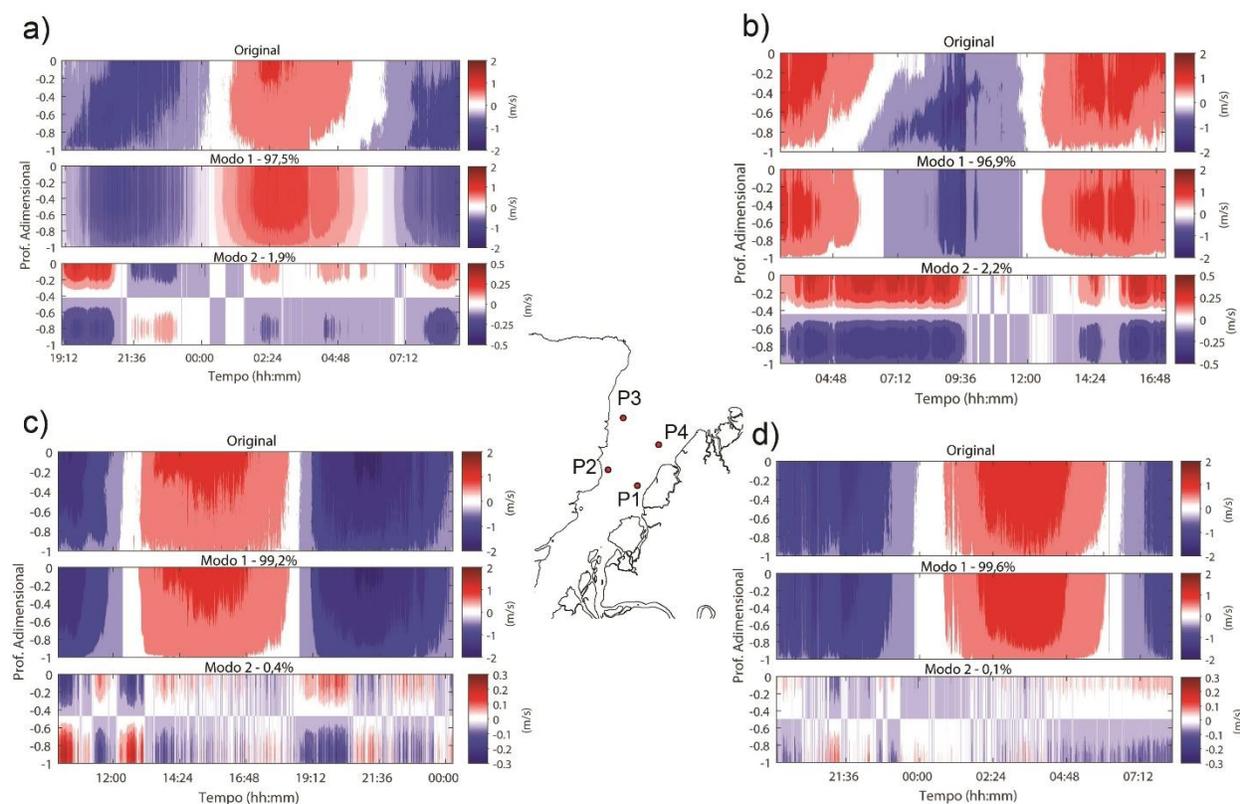


Figura 7. Série temporal, para o período de alta descarga, da componente longitudinal de velocidade e EOF reconstruída com os modos 1 e 2. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). (a) e (b) são os pontos externos P3 e P4, respectivamente; (c) e (d) são os pontos internos P2 e P1 respectivamente.

5.3 Transporte de sal

As figuras 8 e 9 apresentam as intensidades das parcelas do transporte advectivo de sal, que são: (1) descarga fluvial, (2) transporte de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação

gravitacional, (5) bombeamento da maré, (6) cisalhamento da maré, (7) flutuações do vento. O transporte advectivo de sal total obtido pela somatória dos termos advectivo e dispersivos (8) e o transporte de sal integrado diretamente (Equação 3) ao longo do ciclo de maré (9) são apresentados.

Para o período de baixa descarga o ponto mais interno Pi apresentou o valor do transporte de sal integrado durante o ciclo de maré igual a $-0,6 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ e o calculado através da somatória das parcelas igual a $-0,61 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. A parcela predominante foi o transporte de Stokes (decorrente da propagação da onda de maré) com $-0,56 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (Figura 8e).

Com exceção do ponto mais interno (Pi), localizado no limite de intrusão salina no estuário, os termos que contribuíram para o transporte advectivo total de sal foram descarga fluvial ou residual, o transporte de Stokes e a correlação da maré.

No ponto P1 o valor do transporte de sal integrado durante o ciclo de maré foi igual a $-0,43 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ e o calculado através da somatória das parcelas igual a $-0,64 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. As parcelas predominante foram o transporte de Stokes com $-3,62 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, descarga fluvial ($1,68 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) e correlação de maré ($1,32 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$). Já no ponto P2 destaca-se o transporte de Stokes, $-6,28 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, representando cerca de 80% do valor total do transporte integrado durante o ciclo de maré, $-7,78 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (Figura 8c e d).

O maior valor de transporte de sal nesse período foi observado no ponto P4, causado pelo transporte de Stokes ($-11 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), seguido do transporte causado pela descarga fluvial, $6,22 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. Sendo o valor total integrado durante o ciclo de maré igual a $-6,13 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ e o somatório das parcelas igual a $-6,77 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. No ponto P3 a descarga fluvial ($4,09 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) e o transporte de Stokes ($-5,43 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) balancearam o transporte de sal diminuindo o valor resultante para $-1,17 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (Figura 8a e b).

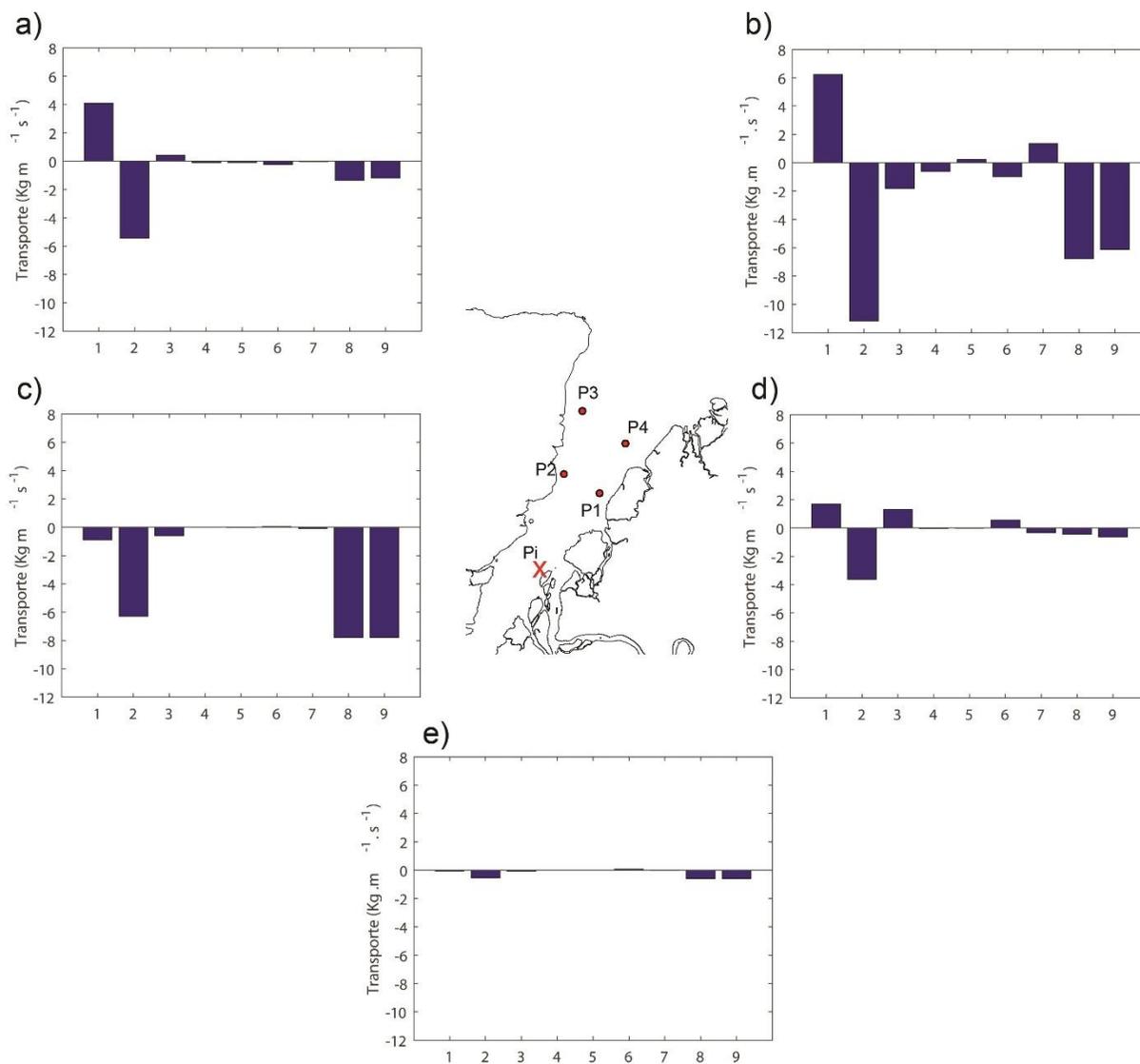


Figura 8. Componentes do transporte advectivo de sal calculados para as estações (a) P3, (b) P4, (c) P2, (d) P1 e (e) Pi para o período de baixa descarga. Os números no eixo “x” do histograma indicam as parcelas do transporte total devido à: (1) descarga fluvial, (2) transporte de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação gravitacional, (5) bombeamento da maré, (6) cisalhamento da maré, (7) flutuações do vento. A soma dessas parcelas está indicada em (8) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo de maré em (9). Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro).

Para o período de alta descarga, como esperado, os valores de transporte de sal foram reduzidos na área (Figura 9). Sendo nulo no ponto P1 ao longo de todo o ciclo de maré, devido à ausência de sal. O transporte de Stokes foi a parcela que mais contribuiu para o transporte nos demais pontos.

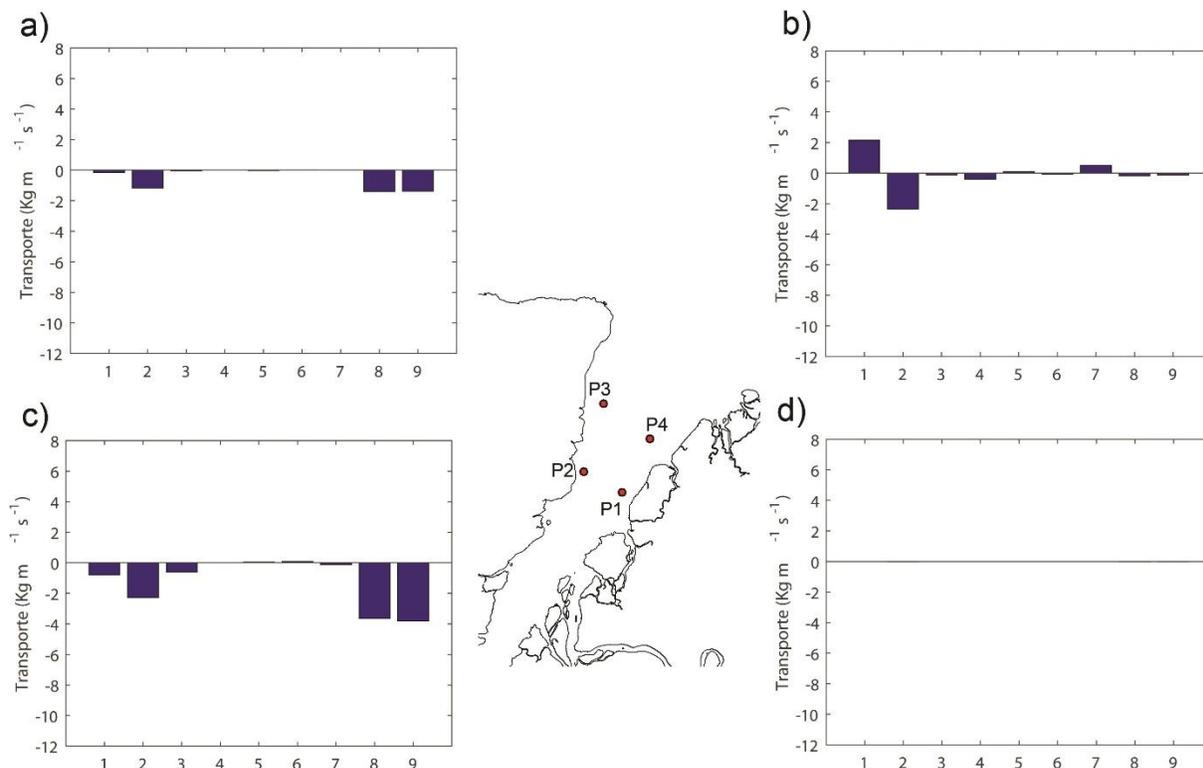


Figura 9. Componentes do transporte advectivo de sal calculados para as estações (a) P3, (b) P4, (c) P2, (d) P1 e (e) Pi para o período de alta descarga. Os números no eixo “x” do histograma indicam as parcelas do transporte total devido à : (1) descarga fluvial, (2) transporte de Stokes, (3) correlação da maré, (4) circulação gravitacional, (5) bombeamento da maré, (6) cisalhamento da maré, (7) flutuações do vento. A soma dessas parcelas está indicada em (8) e o transporte total de sal integrado diretamente ao longo do ciclo de maré em (9). Também é apresentada uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro).

6 Discussão

6.1 Circulação no estuário do Rio Pará

Sem considerar o efeito de rotação da Terra, a circulação estuarina representa a interação entre as contribuições de circulação gravitacional e circulação residual das marés. A circulação gravitacional é induzida pela descarga fluvial e pelo gradiente de densidade (Valle-Levinson, 2011). No estuário do Rio Pará, em contraste com a foz do Rio Amazonas, há a intrusão salina (Rosario et al., 2009), e a intensa competição entre a descarga fluvial e a força da maré ocorre dentro dos limites do estuário. Rosario et al. no prelo, determinaram o alcance dessa intrusão salina e sua periodicidade, fator esse, que é fundamental no entendimento da circulação desse estuário.

Os perfis verticais de velocidade e salinidade realizados na zona de mistura do estuário do Rio Pará durante um ciclo semidiurno de maré revelaram a influência da distribuição da salinidade no campo de velocidade local. A região dos pontos P1 e P2, margens direita e esquerda, respectivamente, apresentaram perfis verticais de salinidade bem misturados na vertical e lateralmente durante o período de baixa descarga. Estes distam em média 60 km da boca do estuário. Neste período a vazão estimada dos rios que desaguam no estuário foi de apenas 2200 m³/s (ver Figura 1). A estratificação verificada é a resposta às interações de uma maré muito energética, características da região norte do Brasil (Beardsley et. al., 1995; Dominguez, 2008), com o período de baixa descarga, favorecendo assim um perfil vertical bem misturado (Valle-Levinson, 2010) nesta porção do estuário.

Ainda durante o período de baixa descarga, nos pontos mais externos, P3 (margem esquerda) e P4 (margem direita) ocorreu um gradiente vertical e lateral de salinidade. O canal da margem direita demonstrou ser uma importante via de acesso a intrusão salina, apresentando valores de salinidade de fundo cerca de duas vezes maior (21 g/kg) que na margem esquerda (11 g/kg). Esta diferença lateral na frente de salinidade foi observada por Rosário et al., 2016 a partir de modelagem 2D do estuário do Rio Pará. Estes autores atribuíram ao canal da margem direita como sendo a estrutura que favorece a penetração da onda de maré e conseqüentemente da intrusão salina.

Com a intensificação da descarga fluvial (12300 m³/s) proveniente dos rios que drenam o estuário o ponto P4 desenvolveu um perfil fracamente misturado. Esse perfil pode ter sido causado pelo fato da maré de sizígia do período de coleta não ter sido grande (~3 m) em relação a amostragem feita durante o período de baixa descarga fluvial no qual apresentou variações de nível de ~4 m. Ou seja, aumentando a descarga fluvial e diminuindo a energia da maré ocorrerá o

aumento da diferença de salinidade entre a superfície e o fundo (Miranda et al., 2002; Valle-Levinson, 2010).

Segundo Miranda et al., (2002), o componente baroclínico sempre gera movimento estuário acima e sua intensidade aumenta com a profundidade. Este componente se intensificou durante o momento de inversão de fluxo no ponto P4 (ver Figura 4b). O decréscimo da intensidade do componente barotrópico devido à mudança de estágio da corrente de maré de vazante para enchente nas primeiras horas de medição favoreceu o aparecimento do movimento bidirecional. Valle-Levinson (2011) comenta que é raro notar na natureza observações diretas desse tipo de circulação gravitacional, pois os fluxos instantâneos são comumente mascarados pelo componente barotrópico gerados pela entrada e saída da corrente de maré. Porém, neste ponto do estuário observa-se que na camada superior o movimento ocorreu para fora do estuário (0,59 m/s) e na camada inferior o movimento ocorreu para dentro do estuário (-0,57 m/s). Esse fato mostra que na coluna de água, com apenas 13 metros de espessura, o movimento foi bidirecional nesse estágio de maré enchente, com a camada do meio apresentando movimento quase nulo.

Analogamente ao período de baixa descarga, ocorreu no ponto P4, durante o período de alta descarga a essa inversão de fluxo nos perfis instantâneos de velocidade, porém a corrente de superfície foi mais intensa (0,5 m/s) em relação a corrente de fundo (-0,3 m/s). Esse comportamento pode ser observado na análise de EOF realizada neste ponto. Durante o período de baixa descarga fluvial o componente baroclínico, identificado pelo modo 2 da EOF, representou 3,1 % da variabilidade do fluxo medido durante as 13 horas (ver Figura 6b) e no período de alta descarga o modo 2 representou 2,2 % da variabilidade. A reconstrução desse fluxo utilizando somente o componente baroclínico mostrou que essa forçante pode gerar fluxos bidirecionais com

velocidade de até 0,8 m/s (entrada e saída de água) durante o período de baixa descarga e de até 0,5 m/s durante o período de alta descarga (ver Figura 7b).

Esperava-se observar comportamento semelhante na margem esquerda (P3) pela sua proximidade da foz, porém os perfis verticais de salinidade apresentaram-se bem misturados em ambos as estações do ano. Embora não tenha ocorrido fluxos bidirecionais no período de baixa descarga, observou-se uma diminuição significativa da velocidade da corrente de superfície (0,4 m/s) em relação a de fundo (-1 m/s) durante o período de inversão de fluxo entre a corrente de maré de vazante e enchente. Esse comportamento foi refletido na análise de EOF, no qual o componente baroclínico foi mais significativo (2,5%) no período de baixa descarga em relação ao período de alta descarga (1,9%).

Fischer (1972) afirmou que a circulação estuarina pode não ocorrer na vertical e sim na lateral, particularmente em estuários largos, como é o caso do estuário do Rio Pará. A variação lateral na profundidade resulta numa variação lateral na contribuição baroclínica para o gradiente de pressão verticalmente integrado, resultando em fluxos para fora do estuário nas porções rasas e fluxos para dentro do estuário nos canais profundos. No caso do estuário do Rio Pará, pode-se dizer que a complexidade da batimetria próximo a foz favorece a existência de estratificação lateral e vertical na região dos pontos P3 e P4. Rosário et al., (2016), encontraram um perfil mais homogêneo lateralmente após a região (estuário acima) dos pontos P1 e P2, onde a complexa batimetria dá lugar a um canal principal.

O ponto Pi realizada durante o período de baixa descarga e, situado a cerca de 100 km da foz do rio, mostrou o predomínio da componente barotrópica (EOF modo 1, 99%) em relação a componente baroclínica (EOF modo 2, 0,4%). Os perfis verticais de salinidade durante as 13h revelaram valores máximos de 1,4 g/kg no fundo, sugerindo que este ponto seja o limite da intrusão

salina no estuário nesse período. Há 50 km estuário acima do ponto Pi, Prestes (2014) quantificou o transporte de volume de uma secção transversal na zona de maré de rio do estuário do Rio Pará observando também a predominância do fluxo barotrópico.

6.2 Transporte de sal e diagrama de classificação

De forma geral o cálculo do transporte de propriedades é feito para uma secção transversal ao estuário, logo considerando o estuário lateralmente homogêneo (Bergamo et al., 2002; Miranda et al., 2002; Vaz et al., 2012). No caso do Rio Pará, devido a sua largura, não foi considerado como lateralmente homogêneo. O transporte de sal foi calculado pontualmente em cada estação como no trabalho de Hunkins (1981).

Em todos os pontos o termo (2) da equação 4 definida como transporte de Stokes foi a parcela dominante em todos os períodos analisados. Todos os pontos apresentaram valores negativos para a deriva de Stokes, ou seja, o transporte de sal ocorreu estuário acima. Assim, como em muito estuários, no estuário do Rio Pará há a entrada de uma onda progressiva (Beardsley et al., 1995), ou seja, a preamar ocorre juntamente com a máxima velocidade de corrente de enchente e a baixamar ocorre com a máxima corrente de vazante, então água é levada estuário acima e consequentemente o sal contido nela (Hunkins, 1981). Este fenômeno é atribuído ao transporte de Stokes associado a uma onda de maré finita. Valores negativos da parcela (2) foram encontrados no estuário do Rio Hudson, confirmando o transporte de sal para dentro do estuário.

A parcela (1) relacionada a descarga fluvial apresentou comportamento esperado em três pontos (P1, P3 e P4) durante o período de baixa descarga, ou seja, movimento para fora do estuário sendo um importante mecanismo exportador que favorece o decréscimo de substâncias estranhas lançadas nos rios. Em contraste, no ponto P2 esta parcela apresentou fraco movimento em direção estuário acima. Fisher et al., (1979) sugeriu que o aprisionamento da onda de maré causado pela

batimetria pode causar irregularidades de fluxo ao longo das bordas dos estuários, o que pode ter ocorrido no ponto P2 que dista 4,5 km da margem e está próximo a um canal estreito (aproximadamente 3 km de largura).

O transporte resultante tende a zero nos pontos P1 (período de baixa descarga) e no ponto P4 (alta descarga). Quando se assume condições estacionárias, espera-se que o transporte de sal resultante seja próximo de zero (Hunkins, 1981; Miranda et al., 2002). Porém, acredita-se que este resultado tenha ocorrido pelo balanço entre as parcelas (1) e (2) nestes pontos, que estavam em oposição.

Como este processo de decomposição pode ser utilizado para o transporte de qualquer substância conservativa dissolvida na água, esta ferramenta é importante para o gerenciamento ambiental do estuário (Miranda et al., 2002).

Outra ferramenta importante no entendimento da hidrodinâmica estuarina foi desenvolvida por Hansen e Rattray (1966). Esta classificação é baseada em dois parâmetros hidrodinâmicos adimensionais: (1) o parâmetro de circulação e (2) o parâmetro de estratificação. Estes parâmetros referem-se a média espaciais e temporais das propriedades velocidade e salinidade. O parâmetro de circulação é a relação entre a velocidade de fluxo residual próxima da superfície (u_s) e a média temporal e espacial da velocidade (u_f). O outro parâmetro adimensional, chamado de parâmetro de estratificação, é a razão entre a diferença de salinidade da superfície e o fundo ($\partial S = S_f - S_b$) e a salinidade média da secção transversal (S_0) do estuário.

O diagrama feito para os pontos do estuário do Rio Pará (Figura 10) apresentou um comportamento diferenciado para cada ponto de amostragem. Sendo os pontos P1 e P2 classificados como tipo 1, no qual o fluxo residual é estuário abaixo em todas as profundidades e o transporte de sal é devido somente ao processo de difusão turbulenta no sentido estuário acima.

Neste diagrama é apresentado também as curvas paramétricas da proporção relativa ($0 < v \leq 1$) dos processos dispersivos (gerado pela maré) e advectivo (circulação gravitacional), onde $v = 1$ (ou próximo) significa que não existe circulação gravitacional e o transporte de sal estuário acima é realizado totalmente por difusão turbulenta; e se v tende a 0, a difusão turbulenta torna-se desprezível e o processo advectivo é integralmente responsável pelo transporte de sal. Este foi o caso dos pontos P1 e P2, que apresentaram valores de v próximo a 1.

Pode-se observar no diagrama o efeito da relação entre a maré e a descarga fluvial, pois quando a classificação cai na região do canto inferior esquerdo (tipo 1a) a energia da maré é forte e a descarga fluvial fraca, ou ainda, um grande prisma de maré em relação ao volume de água doce. Este foi o caso do ponto P1 no período de baixa descarga fluvial. Próximo ao ponto P1, Baltazar et al., (2011) haviam classificado esta porção como tipo 1. Estes autores apresentaram um diagrama que variou entre tipo 1a e 1b ao longo de um ciclo de maré. Embora existam algumas críticas atuais hoje sobre o diagrama de Hansen e Rattray (Geyer e McCreedy, 2014) em relação a sua dificuldade em classificar o estuário, vale ressaltar que o cálculo deve ser feito considerando os fluxos residuais do estuário e não calcular o parâmetro para cada fase da maré como feito por Baltazar et al., 2011, já que a classificação será uma resposta direta desse fluxo residual.

Outro ponto a se destacar no diagrama é o ponto P4, que durante o período de baixa e alta descarga apresentou classificação do tipo 2, ou seja, o fluxo resultante reverte com a profundidade e os processos advectivo e difusivos são importantes para contribuir para o transporte de sal estuário acima. Resultado este que corrobora com a análise dos perfis verticais de velocidade instantâneos, com o cálculo dos termos de transporte de sal e o resultado apresentado pela análise de EOF.

O resultado da análise da intrusão salina sazonal feitos por Rosário et al., (2016) revelaram uma inclinação entre a penetração da frente salina no estuário do Rio Pará. Como a rotação da terra tem uma ordem de grandeza pequena próximo ao equador essa diferença lateral não pode ser atribuída a este efeito. Os resultados da análise de circulação e transporte de sal revelaram as diferenças laterais existentes nessa porção do estuário, em parte pela ação da descarga fluvial e em outra pelo efeito da propagação da onda de maré. O efeito da batimetria nessa região também deve exercer um papel fundamental na intrusão salina.

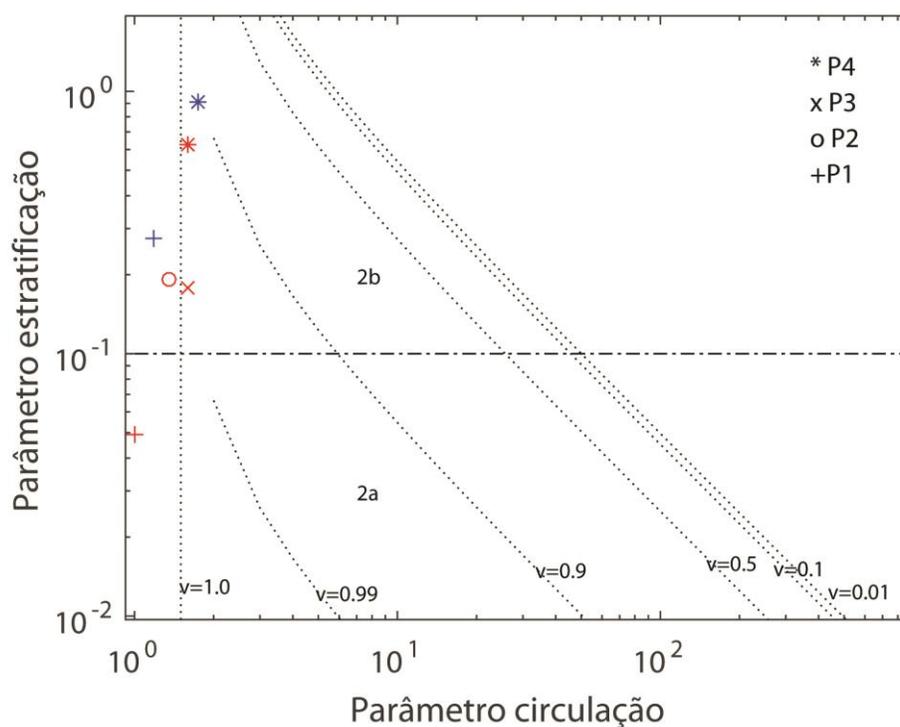


Figura 10. Diagrama estratificação ($\delta S/\bar{S}$) – circulação (u_s/u_f) de Hansen e Rattray (1966) apresentado as curvas paramétricas da proporção relativa ($0 < v \leq 1$) dos processos dispersivos e advectivo. Os pontos em vermelho representam o período de baixa descarga e os pontos em azul alta descarga fluvial.

7 Conclusões

A análise da EOF mostrou que mais de 95 % da circulação na zona de mistura do estuário do Rio Pará é devido componente barotrópica da força gradiente de pressão.

Embora o componente barotrópico da força gradiente de pressão seja mais significativo no estuário, na porção mais externa e na margem direita o componente baroclínico da força gradiente de pressão apresentou perfil residual com maior intensidade em relação ao residual do componente barotrópico. Revelando a importância da circulação gravitacional nessa porção do estuário.

A deriva de Stokes foi a componente das parcelas do transporte de sal mais significativa, podendo ser a responsável pela extensa intrusão salina no estuário do Rio Pará. Esta se demonstrou como uma importante parcela neste estuário de macromaré.

O estuário foi classificado como tipo 1 na região mais interna (60 km da foz) e tipo 2 na região mais externa (aproximadamente, 30 km da foz). Reafirmando o resultado da EOF, no qual na porção mais interna não existe circulação gravitacional e o transporte de sal estuário acima é realizado totalmente por difusão turbulenta; já na porção externa o fluxo resultante reverte com a profundidade e os processos advectivo e difusivos são importantes para contribuir para o transporte de sal estuário.

Referência

Baltazar LRS, Menezes MOB, Rollnic M (2011) Contributions to the Understanding of Physical Oceanographic Processes of the Marajó Bay - PA, North Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 1443 – 1447. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208.

Barthem RB, Schwassmann HO (1994) Amazon River influence on the seasonal displacement of the salt wedge in the Tocantins river estuary, Brazil, 1983-1985. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Zoologia*, 10(1).

Beardsley RC, Candela J, Limeburner R, Geyer WR, Lentz SJ, Belmiro MC, Cacchione D, Carneiro N (1995) The M2 tide on the Amazon shelf, *Journal of Geophysical Research*, USA, 100(2): 2283-2319.

Bérgamo AL, Miranda LB, Corrêa MA (2002) Estuário: Programas para processamento e análise de dados hidrográficos e correntográficos. *Relat. Téc. Inst. Oceanogr.*, (49):1-16. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico.

Bezerra MO, Medeiros C, Krelling APM, Rosário RP, Rollnic M (2011), Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon coast (Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 1448 - 1452. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208.

Borba TAC (2014) Modelagem hidrodinâmica aplicada ao estuário amazônico: uma abordagem em malha flexível. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geofísica, UFPA. Belém-PA. 47p.

Bretschneider DE, Cannon GA, Holbrook JR, Pashinski DJ (1985) Variability of subtidal current structure in a fjord estuary: Puget Sound, Washington. *J. Geophys. Res* 90, no. 11: 949-11.

Callède J, Cochonneau G, Ronchail J, Alvez FV, Guyot JL, Guimares VS, De Oliveira E (2010) Les apports en eau de l'Amazone a l'océan Atlantique. *Journal of Water Science, Revue des sciences de l'eau*, Lavoisier (Hermes Science Publications), 23(2): 247-273.

Costa MS, Rollnic M, Prestes YO, Rosário RP, Borba TAC (2016) Runoff and Sediment Transport of Portel-Melgaço Water System in an Amazonian Estuarine System. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium* (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, pp. 18 - 22. CoconutCreek (Florida), ISSN 0749-0208.

Costa MS (2013) Aporte hídrico e do material particulado em suspensão para a baía do Marajó: influência dos rios Amazonas e Tocantins. *Geology and Geochemical Program*, Federal University of Pará, Brazil, MSc Thesis, 95p.

Dominguez JML (2008) The Coastal Zone of Brazil. In: Dillenburg, S. R., and Hesp, P. A. (Eds.). *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil* (Vol. 107). Springer.

Emery WJ, Thomson RE (2001) *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon Press.

Fischer H (1972) Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries. *Journal of fluid mechanics*, 53(04): 671-687.

Fischer HB, List EJ, Koh RCY, Imberger J, Brooks NH (1979) *Mixing in inland and coastal waters*. Academic Pree.

Geyer WR, Beardsley RC, Lentz SJ, Candela J, Limeburner R, Johns WE, Castro BM, Soares ID (1996) Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continent. Shelf Research.*, 5/6(16):575-616.

Geyer WR, MacCready P (2014) The estuarine circulation. *Annual review of fluid mechanics*, 46(1): 175.

Geyer WR, Kineke GC (1995) Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *Journal of Geophysical Research*, 100(C2): 2321- 2339.

Hansen DV, Rattray M (1966). New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, 11(3): 319-326.

Hunkins K (1981) Salt Dispersion in the Hudson Estuary. *Journal of Physical Oceanography* 11(5): 729–738.

Kaihatu JM, Robert AH, George OM, Lynn KS (1998) Empirical Orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using Complex and Real-Vector Methods. *Journal of atmospheric and oceanic technology* 15(4): 927-941.

Kappenberg J, Grabemann I (2001), Variability of the mixing zones and estuarine turbidity maxima in the Elbe and Weser estuaries. *Estuaries*, 24(5): 699-706.

MacCready P, Geyer WR (2010) Advances in estuarine physics. *Annual Review of Marine Science* 2: 35-58.

Miranda LB, Castro BM, Kjerfve B (2002) *Princípios de Oceanografia Física em Estuários*. 2ª ed. Edusp, São Paulo, 2002. 426 p.

Molinas E, Vinzon SB, Vilela CPX, Gallo MN (2014) Structure and position of the bottom salinity front in the Amazon Estuary. *Ocean Dynamic* 64:1583–1599.

Monahan AH, Fyfe JC, Ambaum MH, Stephenson DB, North GR (2009) Empirical orthogonal functions: The medium is the message. *Journal of Climate*, 22(24): 6501-6514.

Moraes BC de, Costa JMN da, Costa ACL da, Costa MH (2005) Variação espacial e temporal da precipitação no Estado do Pará. *Acta Amaz.* 35(2): 207-214.

Philander SG (1990) *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*, volume 46 de *International Geophysics Series*. Academic Press, San Diego, EUA

Prestes YO (2014) Transporte de volume na zona de maré do rio Pará, Brasil. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Faculdade de Oceanografia. 77p

Prestes YO, Silva AC, Rollnic M, Rosário RP (2016) The M2 and M4 tides in the Pará River estuary. *Tropical Oceanography* (No Prelo).

Rosario RP, Bezerra MO, Vinzon SB (2009) Dynamics of the saline front in the northern Channel of the Amazon River—influence of fluvial flow and tidal range (Brazil). *Journal of Coastal Research* SI56: 1414-1418.

Rosário RP, Borba TAC, Santos AS, Rollnic M (2016) Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 75: 128–132.

Silva IO (2009) Distribuição da vazão fluvial no estuário do rio Amazonas. Ocean Engineering Program, Federal University of Rio de Janeiro, Brazil. MSc Thesis, 106p.

Souza Filho PWM (2005) Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Rev. Bras. Geof.* 23(4):427-435.

Souza-Filho PWM, Lessa GC, Cohen MCL, Costa FR, Lara RJ (2008) The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the eastern amazon coast, Northern Brazil. In: Dillenburg, S.R., and Hesp, P.A. (Eds.) *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil (Vol. 107)*. Springer.

Valle-Levinson A (2010) Definition and classification of estuaries, p.1-11, In: *Contemporary Issues in Estuarine Physics*, Edited by A. Valle-Levinson, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.

Valle-Levinson A (2011) Classification of Estuarine Circulation. In: Wolanski E and McLusky DS (eds.) *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 1:75–86. Waltham: Academic Press

Vaz N, Lencart, Silva JD, Dias JM (2012) Salt Fluxes in a Complex River Mouth System of Portugal. *PLoS ONE* 7(10): e47349.

Vaz, N., Dias, J.M (2008) Hydrographic characterization of an estuarine tidal channel. *Journal of Marine Systems* 70(1): 168-181.

CAPITULO 5
CONSIDERAÇÕES GERAIS

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho abordou os processos relacionados à intrusão salina e hidrodinâmica no estuário do Rio Pará. Pela primeira vez, buscou-se fazer um trabalho mais abrangente em relação a estes aspectos. Destaca-se também a robustez das técnicas utilizadas nas análises de dados, além da qualidade dos dados coletados nas campanhas oceanográficas.

Inicialmente a utilização da modelagem numérica computacional deu uma primeira abordagem no entendimento da periodicidade e extensão da intrusão salina, considerando o estuário em duas dimensões. Nesta abordagem o modelo, previamente calibrado por Borba (2014a) revelou uma intrusão de aproximadamente 130 km da boca durante o período de baixa descarga. Revelando assim essa extensa região de água salobra dentro do estuário, presente mesmo em período de transição entre a condição de máxima e mínima descarga fluvial.

As análises das séries temporais longas feitas dentro do estuário, permitiram delimitar melhor a variabilidade espaço-temporal da intrusão salina no estuário gerando um mapa conceitual dessa intrusão, relacionando ainda com a foz do Amazonas. A descarga líquida das bacias que drenam o estuário do Rio Pará são os responsáveis pela variabilidade sazonal da presença e ausência da salinidade dentro do estuário. A contribuição proveniente do Rio Amazonas pelos estreitos de Breves revelou-se uma fronteira no conhecimento das distribuições de fluxo entre as duas bacias. Mesmo sem essa informação, foi atribuído aos demais rios que drenam o estuário, Rio Tocantins, Guamá e Capim a capacidade de levar a pluma estuarina para além dos limites do estuário. Ou seja, durante alguns meses do ano o estuário do Rio Pará também é responsável pela presença da pluma de água doce em cima da Plataforma Continental Amazônica.

A maré atua como agente modificador diário da presença da intrusão salina podendo aumentar o alcance da intrusão salina no estuário até cerca de 30 km. Isso é um importante resultado para o controle ambiental do estuário.

O estuário muda rapidamente de uma extensa região com presença de água salobra, para uma condição de água doce. Essa mudança ocorre em escala de tempo de poucos dias, quando a frente de salinidade passa de 120 km da foz para distâncias menores que 60 km.

O estudo da circulação e da distribuição da salinidade na zona de mistura apontou regiões onde o efeito da componente baroclínica (circulação gravitacional) são mais importantes, assim como da componente barotrópica. Essas informações são importantes para o gerenciamento do estuário, pois revela porções de importação e exportação de propriedades dissolvidas na água. Como esperado, a largura do estuário e a complexa batimetria nos primeiros 60 km da foz são responsáveis pela estratificação vertical e lateral desse estuário. O transporte de Stokes, gerado pela propagação da onda de maré no estuário foi a parcela responsável pelo transporte de sal estuário acima demonstrando ser uma parcela importante em estuário de macromaré.

O estuário foi classificado como tipo 1 na região mais interna (60 km da foz) e tipo 2 na região mais externa (aproximadamente, 30 km da foz). Reafirmando o resultado da EOF, no qual na porção mais interna não existe circulação gravitacional e o transporte de sal estuário acima é realizado totalmente por difusão turbulenta; e na porção externa o fluxo resultante reverte com a profundidade e os processos advectivo e difusivos são importantes para contribuir para o transporte de sal no estuário.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE TRANSPORTES AQUAVIÁRIOS – ANTAQ; UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA – UFSC. LabTrans. *Relatório técnico Bacia do Tocantins-Araguaia. Plano Nacional de Integração Hidroviária*. 2013. Disponível em:

<<http://www.antaq.gov.br/portal/PNIH/RTBaciaTocantinsAraguaia.pdf>>.

Acesso em: 05 out. 2016.

BALTAZAR, L. R. S. *Processos de transporte e morfodinâmica dos bancos de areia na barra norte do Rio Amazonas*. 2013. 98 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2013.

BEARDSLEY, R. C., CANDELA, J., LIMBURNER, R., GEYER, W.R., LENTZ S.J.; BELMIRO, M.C.; CACCHIONE D.; CARNEIRO N. The M2 tide on the Amazon shelf, *Journal of Geophysical Research*, USA, v. 100, n. 2, p. 2283-2319, 1995.

BORBA, T. A. C. *Modelagem hidrodinâmica aplicada ao estuário amazônico: uma abordagem em malha flexível*. 2014. 47 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Programa de Pós Graduação em Geofísica, Universidade Federal do Pará. Belém. 2014b.

_____. *Sediment transport modelling in Pará River Estuary (Amazon Brazil)*. 2014. 64 f. Msc (Thesis) - UNESCO-IHE Institute for Water Education, Delft, Netherlands. 2014a.

BRASIL. República Federativa. *Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil*, Brasília, DF, 07 de outubro de 2011. Disponível em: <http://www.pgp.ufv.br/wp-content/uploads/2012/06/Portaria_MEC_1.400-11_remanejamento_Aux.-Adm_1.pdf>. Acesso em: 17 fev. 2016.

_____. República Federativa. *Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil*, Brasília, DF, 13 de outubro de 2014. View. Seção 1, pág. 02. Disponível em: <<http://www.jusbrasil.com.br/diarios/78125903/dou-secao-1-13-10-2014-pg-2/pdf>>. Acesso em: 01 abr. 2015.

CALLÈDE, J.; COCHONNEAU, G.; RONCHAIL, J.; ALVEZ, F. V.; GUYOT, J. L.; GUIMARES, V.S.; DE OLIVEIRA, E. Les apports en eau de l'Amazone a l'océan Atlantique. *Journal of Water Science (Revue des sciences de l'eau)*, Quebec, v. 23, n. 2, p. 247-273, 2010.

CAMERON, W. M.; PRITCHARD, D. W. Estuaries. In: HILL, M. N. (Ed.). *The Sea*. New York: John Wiley & Sons, 1963. v. 2, p. 306–324.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical Oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf located between 4° N and 34° S – Costal Segment (4,W). In: ROBINSON, A.R.; BRINK, K. *The Sea: The Global Coastal Ocean-Regional Studies and Synthesis*. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1998. v. 11, p. 209–251.

COSTA, M. S. *Aporte hídrico e do Material Particulado em Suspensão para a baía do Marajó: influência dos rios Amazonas e Tocantins*. 2014. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 2013.

COSTA, M. S.; ROLLNIC, M.; PRESTES, Y. O.; ROSÁRIO, R. P.; BORBA, T. A. C. Runoff and Sediment Transport of Portel-Melgaço Water System in an Amazonian Estuarine System. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, n. 75, p. 18 – 22, 2016. Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia).

CRONIN, L. E. The role of Man in estuarine processes. In: LAUFF, G. H. (Ed.). *Estuaries*. Washington, D.C.: American Association for the Advancement of Science, 1967. n. 83, p. 667-686.

DAI, A.; TRENBERTH, K.E. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, Boston, v. 3, p. 660 – 687, 2002.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL – DNPM. *Quadro de classificação de barragens*. 2015. Disponível em: <<http://www.dnmp.gov.br/assuntos/barragens>>. Acesso em: 01 abr. 2015.

DIONNE, J. C. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Zeithschr. F. Geomorph*, Stuttgart, v. 7, n. 1, p. 36-44, 1963.

DOMINGUEZ, J. M. L. The Coastal Zone of Brazil. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. (Ed.). *Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil*, v. 107, p. 17 – 51, 2008.

ELLIOTT, M.; MCLUSKY, D. S. The need for definitions in understanding estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 55, n. 6, p. 815-827, 2002.

EMERY, W.J.; THOMSON, R.E. *Data analysis methods in physical oceanography*. [Sl.]: Pergamon Press, 2001.

ESTUDO DE IMPACTO AMBIENTAL/RELATÓRIO DE IMPACTO AO MEIO AMBIENTE EIA/RIMA. 2010. *Atividade de Perfuração Marítima dos Blocos BM-FZA-4 e BM-FZA-6 Bacia da Foz do Amazonas*. Disponível em: <http://licenciamento.ibama.gov.br/Petroleo/Perfura%E7%E3o%20Mar%EDtina%20-%20Blocos%20BFZA-2,%204,%205%20e%206%20-%20Bacia%20da%20Foz%20do%20Amazonas/028189-RL-0001-00_RIMA-RPT-179-2010.pdf>. Acesso em: 08 maio 2013.

FAIRBRIDGE, R. W. The estuary: its definition and geochemical role. In: OLAUSSON, E.; CATO, I. (Ed.). *Chemistry and Geochemistry of Estuaries*. New York: John Wiley, 1980. p. 1–35.

FERNANDES, R. D. *Formação e Evolução dos Bancos de Areia na Foz do Rio Amazonas*. 2010. 113 f. Tese (Doutorado em Engenharia Oceânica) - Programa de Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2010.

FONTES, C. R. F. *Estudo numérico da circulação na Plataforma Continental Amazônica (PCA)*. 2000. 176f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

GABIOUX, M.; VINZON, S.; PAIVA, A. M. Tidal propagation over fluid mud layers on Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, v. 25, p. 113–125, 2005.

GEYER, W. R.; MACCREADY, P. The estuarine circulation. *Annual review of fluid mechanics*, Palo Alto, California, v. 46, n. 1, p. 175-197, 2014.

HANSEN, D.V.; RATTRAY, M. New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, New York, v. 11, n. 3, p. 319-326, 1966.

HILL, K. D.; DAUPHINEE, T. M.; WOODS, D. J. The extension of the Practical Salinity Scale 1978 to low salinities, *IEEE J. Oceanic Eng.*, v. 11, p. 109–112, 1986.

IOC; SCOR; IAPSO. The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. *Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides UNESCO* (English), n. 56, p. 1-196, 2010.

ISAAC, V.J.; ESPÍRITO-SANTO, R.V. do; SILVA, B. B.; FRÉDOU, F.L.; MOURÃO, R.M.; FRÉDOU, T. An interdisciplinary evaluation of the Fishery Production Systems off the Para State, Brazil. *Journal of Applied Ichthyology*, Germany, v. 25, n. 3, p. 244-255, 2009.

ISUPOVA, M.V.; DOLGOPOLOVA, E.N. Hydrological–morphological processes in the mouth area of the Congo R. and the effect of submarine canyon on these processes. *Water Resources*, Moscow, v. 43, n. 4, p. 594-610, 2016.

KASAI, A.; HILL, A. E.; FUJIWARA, T.; SIMPSON, J. H. Effect of the Earth’s rotation on the circulation in regions of freshwater influence. *J. Geophys. Res.* v. 105, n. C7, 16.961–16.969, 2000.

KINNE, O. Salinity: animals - invertebrates. In: KINNE, O. (Ed.). *Marine Ecology*. London: Wiley Interscience, 1971. v. 1, p. 822–995.

KJERFVE, B. Estuarine Geomorphology and Physical Oceanography. In: ESTUARINE ecology. New York: Wiley, 1987. p. 47-78.

MACCREADY, P.; GEYER, W. R. Advances in estuarine physics. *Annual Review of Marine Science*. Palo Alto, California, v. 2, p. 35-58, 2010.

MENDES, A. C. *Estudo sedimentológico e estratigráfico de sedimentos holocênicos na Costa do Amapá*. 1994. 269 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Programa de Pós-

Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 1994.

MIRANDA, L. B., CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. *Princípios de oceanografia física em estuários*. 2. ed. São Paulo: Edusp, 2002. 432 p.

MOLINAS, E.; VINZON, S. B.; VILELA, C. P. X.; GALLO, M. N. Structure and position of the bottom salinity front in the Amazon Estuary. *Ocean Dynamics*, Berlin, v. 64, p. 1583–1599, 2014.

MOURÃO, K. R. M.; FRÉDOU, F. L.; ESPÍRITO SANTO, R. V.; ALMEIDA, M. C.; SILVA, B. B.; FRÉDOU, T.; ISAAC, V. Sistema de produção pesqueira pescada amarela - *Cynoscion acoupa* Lacèpede (1802): Um estudo de caso no litoral nordeste do Pará – Brasil. *Boletim do Instituto de Pesca*, São Paulo, v. 35, n. 3, p. 497 – 511, 2009.

MOURÃO, K. R. M.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ALVES, P. J. O.; FRÉDOU, F. L. Priority areas for the conservation of the fish fauna of the Amazon Estuary in Brazil: A multicriteria approach. *Ocean & Coastal Management*. v. 100, p. 116-127, 2014.

OFFICER, C. B. Longitudinal Circulation and Mixing Relations in Estuaries. *Estuaries, Geophysics, and the Environmental*. Washington, D. C., National Academy of Science, p. 13-21. 1977.

ORESKES, N.; SHRADER-FRECHETTE, K.; BELITZ, K. Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth Science. *Science*. v. 263, p. 641-643, 1994.

PARIDA, A. K.; DAS, A. B. Salt tolerance and salinity effects on plants: a review. *Ecotoxicology and Environmental Safety*. v. 60, p. 324-349, 2005.

PHILANDER, S.G. El Niño, La Niña, and the southern oscillation. Academic press, 1989. v. 46, 293 p.

PRESTES, Y. O. *Interações físicas entre o estuário do Rio Pará e a Plataforma Continental no norte do Brasil*. 2016. 122 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2016.

_____. *Transporte de volume na zona de maré do Rio Pará, Brasil*. 2013. 77 f. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Oceanografia, Belém. 2013.

PRESTES, Y. O.; ROLLNIC, M.; SILVA, M. S.; ROSÁRIO, R. P. Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil. In: PHYSICS OF ESTUARIES AND COASTAL SEAS CONFERENCE, 17., 2014, Porto de Galinhas, Pernambuco, 2014.

PRESTES, Y. O.; SILVA, A. C.; ROLLNIC, M.; ROSÁRIO, R. P. The M2 and M4 tides in the Pará River estuary. *Tropical Oceanography*. No Prelo.

PRITCHARD, D. W. The dynamic structure of a coastal plain estuary. *Journal of Marine Research*. v. 15, p. 33–42, 1956.

_____. Estuarine circulation patterns. *Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, v. 81, n. 717, p. 1–11, 1955.

_____. What is an Estuary: Physical View Point. In: ESTUARIES. Washington D.C.: American Association for the Advance of Science, 1967. n. 83, p. 3-5.

RCA. 2011. Relatório de Controle Ambiental Atividade de Perfuração Marítima no Bloco BM-PAMA-8, Bacia do Pará-Maranhão. Petrobrás. Disponível em: <http://licenciamento.ibama.gov.br/Petroleo/Perfura%E7%E3o%20Mar%EDtina%20-%20Bloco%20BM-PAMA-8%20-%20Bacia%20do%20Par%E1Maranh%E3o/028189-RCA-RL-0001-00_Indice.pdf>. Acesso em: 08 maio 2013.

RODRIGUES, J. E. C. *Risco tecnológico: uma análise do porto de Vila do Conde como área potencial de ameaça ao vazamento de óleo para comunidades em situação de vulnerabilidade*. 2008. 97 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Pará, Belém. 2008.

ROSÁRIO, R. P.; BORBA, T. A. C.; SANTOS, A. S.; ROLLNIC, M. Variability of Salinity in Pará River Estuary: 2D Analysis with Flexible Mesh Model. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, n. 75, p. 128–132, 2016.

SILVA, I. O. *Distribuição da vazão fluvial no estuário do rio Amazonas*. 2009. 106 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2009.

SISTEMA de Veneza, 1958. Symposium on the classification of brackish waters. Venice, April 8–14, 1958. *Archives for Oceanography and Limnology* 11 (Suppl.), 1–248.

SOUZA, R. R. *Modelagem numérica da circulação de correntes de maré na Baía de Marajó e Rio Pará (PA)*. 2006. 159 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Sanitária) - Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2006.

SOUZA FILHO, P. W. M. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 23, n. 4, p.427-435, 2005.

SOUZA FILHO, P. W. M.; LESSA, G. C.; COHEN, M. C. L.; COSTA, F. R.; LARA, R. J. The subsiding macrotidal barrier estuarine system of the eastern amazon coast, Northern Brazil. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (Ed.). *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. [S.l. : s.n.], 2008. v. 107, p. 347 - 375.

VALLE-LEVINSON, A. Classification of estuarine circulation. In: WOLANSKI, E.; MCLUSKY, D. (Ed.) *Treatise on estuarine and coastal science*. 2011a. p.75 – 86.

_____. Definition and classification of estuaries. In: VALLE-LEVINSON, A. (Ed.). *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2010. v. 1, p.1-11.

_____. Large estuaries (effects of rotation). In: WOLANSKI, E.; MCLUSKY, D. (Ed.). *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. [S.l. : s.n.], 2011b. p.123-140.

VALLE-LEVINSON, A.; BOSLEY, K.T. Reversing circulation patterns in a tropical estuary. *Journal of Geophysical Research*. v. 108, n. C10, 2003.

VALLE-LEVINSON, A.; DELGADO, J. A.; ATKINSON, L. P. Reversing water exchange patterns at the entrance to a Semiarid Coastal Lagoon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. v. 53, p. 825–838, 2001.

WONG, K. C. On the nature of transverse variability in a coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research*. v. 99, n. C7, p. 14.209 – 14.222, 1994.