



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

YURI ONÇA PRESTES

INTERAÇÕES FÍSICAS ENTRE O ESTUÁRIO DO RIO PARÁ E A
PLATAFORMA CONTINENTAL NO NORTE DO BRASIL

RECIFE

2016

YURI ONÇA PRESTES

**INTERAÇÕES FÍSICAS ENTRE O ESTUÁRIO DO RIO PARÁ E A
PLATAFORMA CONTINENTAL NO NORTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Alex Costa Silva

Coorientador: Prof. Dr. Marcelo Rollnic

RECIFE

2016

Catálogo na fonte

Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

P936i

Prestes, Yuri Onça.

Interações físicas entre o estuário do Rio Pará e a Plataforma Continental no norte do Brasil / Yuri Onça Prestes. - 2016.

122 f., il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Alex Costa da Silva.

Coorientador: Prof. Dr. Marcelo Rollnic

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.

CTG. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, 2016.

Inclui Referências.

1. Oceanografia. 2. Plataforma Amazônica. 3. CNB. 4. Turbulência. 5. Hidrodinâmica. 6. Petróleo e Gás. I. Silva, Alex Costa da (Orientador). II. Rollnic, Marcelo (Coorientador). III. Título.

551.46 CDD (22. Ed.)

UFPE/BCTG/2016-141

YURI ONÇA PRESTES

**INTERAÇÕES FÍSICAS ENTRE O ESTUÁRIO DO RIO PARÁ E A
PLATAFORMA CONTINENTAL NO NORTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Alex Costa da Silva

Coorientador: Prof. Dr. Marcelo Rollnic

Aprovada em: 19/02/2016

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Alex Costa da Silva (Orientador)

Dr. Marcus André Silva (Examinador interno)

Dra. Nadège Sophie Bouchonneau da Silva (Examinador externo)

*Se fiz descobertas valiosas,
foi mais por ter paciência
do que qualquer outro talento”*

(Isaac Newton)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me guiar na estrada da vida. Por todas as conquistas e amigos. Pela minha saúde e das pessoas que amo. Pela vida a cada dia.

A todos os meus familiares, por todo o apoio, torcida e carinho. Especialmente aos meus pais e avós, Silvana, Inácio, Antônio, Maria, José e Raimunda. Nos últimos dois anos consolidei ainda mais o sentimento de que a família é tudo na vida do ser humano. Obrigado família Onça. Obrigado família Prestes.

Ao amor meu, minha maior saudade, porém meu maior incentivador, a melhor companhia, as maiores das paciências e meu carinho maior. Obrigado por me apoiar e por estar ao meu lado ao longo desses dois anos em que fizemos juntos o mestrado. Vamos “simbora” doutorado? Obrigado por tudo, amor.

Ao meu orientador Prof. Alex Costa da Silva, o qual eu tive o prazer de compartilhar conhecimentos ao longo do curso. Aprendi muito com sua orientação e me engrandeceu demais o nosso convívio. Espero ter deixado portas abertas. Obrigado por tudo, professor. Eternamente grato!

A todos os professores e funcionários do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco. Em especial à Dona Edileuza Josefa da Silva, que faz um cafezinho revigorante.

Um agradecimento mais que especial à minha amada Madrinha e Tia, Denise Onça. Gratidão! Por toda companhia, conversas, risadas, quebra-galhos eternos e toda ajuda. Sou imensamente agradecido. Minha estadia em Recife foi excelente justamente por sua causa. Obrigado, minha tia!

A todas as pessoas que me acompanharam de alguma forma nessa empreitada ou que contribuíram diretamente com o trabalho: Guilherme, David, Zé, André, Antônio Rasta, Camilla, Pedro, Matheus, Débora, Mari, Diego, Prof. Marcus, Prof. Moacyr, Profa. Dóris, Profa. Carmem, Yves (em memória), Renan Peixoto, Prof. Marcelo Rollnic, Thais, Arthur, Kevin, Leandro, Inaê, Gabi, Carol, Maurício e Prof. Estanislau. Valeu, galera!

Agradeço também à cidade de Recife e a todos os pernambucanos que passaram pela minha vida ao longo desses dois anos de mestrado. Me senti demais acolhido nessa terra arretada que só ela. Um dia retorno cantando Alceu Valença: “Voltei, Recife! Foi a saudade que me trouxe pelo braço...”. Obrigado, Pernambuco! Até a próxima!

RESUMO

Este trabalho tem foco em processos físicos oceanográficos que dominam a interação entre o estuário do Rio Pará e a Plataforma Continental Amazônica (PCA). Esta, amplamente estudada pela comunidade científica por diversas áreas do conhecimento, comumente atrelada à influência do Rio Amazonas sobre a plataforma continental e/ou às correntes oceânicas de contorno oeste que atuam nessa região do Oceano Atlântico tropical. Contudo, uma importante questão ainda não respondida é qual a influência do estuário do Rio Pará sobre a PCA? O objetivo do presente trabalho é analisar a interação das forçantes físicas dentro do sistema Rio Pará-PCA. Medições eulerianas na plataforma e no estuário foram realizadas de modo a abranger as variabilidades temporais da área de estudo. Na plataforma, a coleta de dados ocorreu de Abril à Julho de 2008, período que abrange a diminuição da descarga fluvial, mudanças na direção dos alísios e intensificação da Corrente Norte do Brasil (CNB). No estuário, os levantamentos realizados ocorreram ao longo de um ciclo completo de maré semidiurno, durante o período seco (Outubro 2014) e o período chuvoso (Junho 2015) da região amazônica. Também foi elaborado um modelo em caixa (*box model*) de descarga para estimar a magnitude do aporte fluvial do Rio Pará. A propagação da onda de maré domina o sistema, gerando fluxos bidirecionais em regiões de micromaré a mais de 300 km de distância da foz do estuário. Na PCA, a maré gera intensas correntes barotrópicas no sentido da componente de velocidade transversal à plataforma, até alcançar a foz do sistema estuarino. Na quebra da plataforma, no período em que a CNB se intensifica, suas bordas de corrente atingem a PCA em profundidades < 100 m, agindo como um importante mecanismo nas trocas entre a plataforma amazônica e o oceano profundo do Atlântico Tropical. A magnitude da descarga média estimada pelo *box model* foi de $2 \times 10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, demonstrando também que o maior contribuinte hídrico para o Rio Pará é o Rio Tocantins. A força de empuxo gerada pela descarga fluvial interage com a força da maré, produzindo variabilidade lateral no estuário do Rio Pará. Na margem direita, há tendência de fluxos laminares, estratificação vertical e correntes baroclínicas, com processos mistura principalmente por difusão. Entre tanto, na margem esquerda, foi verificado a presença de fluxos turbulentos, ausência de gradientes de densidade vertical e correntes barotrópicas, de modo que os processos de mistura por advecção dominam a mistura no sistema. Os resultados apresentados ao longo de três artigos científicos enfatizaram o quão complexo e dinâmico é o sistema Rio Pará-PCA. Esta característica dinâmica do sistema gera a extrema necessidade de que as atividades potencialmente danosas devem ser desenvolvidas juntamente com medidas de prevenção para evitar danos ao meio ambiente.

Palavras-chave: Plataforma Amazônica, CNB, Hidrodinâmica, Turbulência, Petróleo e Gás.

ABSTRACT

This work aims to study on oceanographic physical process that dominate the interaction between the Pará River estuary and Amazon Continental Shelf (ACS). This widely studied by the scientific community in various areas of geosciences, commonly associated to Amazon River influence on the continental shelf, or to boundary ocean currents which occur in western of Atlantic Tropical. However, an important question not answered yet, is the influence of Para River estuary on the ACS? The objective of this study is to analyze the interaction of physical forcings within the Pará River-ACS system. Eulerian measurements on the platform and in the estuary were carried out to cover the temporal variability of the study area. On the amazon shelf, data collection occurred from period of April to July 2008 covering the decrease in river discharge, changes in the direction of the trade and intensification of the North Brazil Current (NBC). In the estuary, the surveys occur over a full semidiurnal tidal cycle during the amazonian dry season (October 2014) and the rainy season (June 2015). It was also prepared a discharge box model to estimate the magnitude of fluvial contribution of Pará River on the ACS. The tidal wave propagation dominates the system, generating bidirectional flows in microtides regions more than 300 km away from the estuary mouth. In the ACS, the tides creates intense barotropic currents towards the across-shelf velocity component until reach the mouth of the estuary system. On the shelf break, in the period in which the CNB intensifies, its current edges reach the ACS at < 100 depth, acting as an important mechanism in the exchange process between the Amazon shelf and the deep ocean of the Atlantic Tropical. The estimated of average discharge magnitude by box model was $2 \times 10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, also showing that the largest input to the Pará River is the Tocantins River. The buoyancy force generated by river discharge interacts with the tidal force, producing lateral variability in the estuary of Para River. On the right margin, there is a tendency of laminar flow, vertical stratification and baroclinic currents, with mixing processes primarily forced by diffusion. Meanwhile, the left margin, it was verified the presence of turbulent flow, no vertical density gradients, and intense barotropic currents, so that the advection processes dominate the mixing in the system. The results presented over the three papers emphasize how complex and dynamic is the Pará river-ACS system. This dynamic characteristic generates extreme need for potentially damaging activities should be developed together with preventive measures to avoid damage to the environment.

Keywords: Amazon Shelf, NBC, Hydrodynamics, Turbulence, Oil and Gas.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** Mapa da área de estudo no norte do Brasil. São apresentados o estuário do Rio Pará e a PCA com as linhas de isóbatas de 10, 50, 100, 1000, 2000 e 3000 m de profundidade. São exibidas também fisiografias adjacentes ao estuário do Rio Pará. Destaque para a localização do município de Salinópolis no litoral nordeste do Estado do Pará. 21
- Figura 1.2** Médias trimestrais dos campos de vento disponibilizado pelo ECMWF (European Centre Medium-Range Weather Forecast), com grade de resolução 1,5° x 1,5°. A) verão (Janeiro – Março); B) outono (Abril – Junho); C) inverno (Junho – Setembro) e; D) primavera (Outubro – Dezembro)..... 23
- Figura 2.1** Mapa ilustrativo da bacia sedimentar do Parnaíba, abrangendo principalmente os Estados do Pará, Maranhão, Tocantins e Piauí. São apresentados a área total da bacia e área em concessão, bem como os blocos em concessão para as 9ª, 11ª e 12ª rodadas de licitações, o embasamento da bacia e campos de desenvolvimento e produção. Adaptado de ANP (2015). 29
- Figura 2.2** Mapa ilustrativo das bacias sedimentares Pará-Maranhão, Foz do Amazonas e Barreirinhas. São apresentados os blocos em concessão dentro de cada bacia e os setores de exploração. Também são exibidas as localizações de unidades de conservação, portos e os principais pontos de atividade pesqueira na região. 30
- Figura 2.3** Mapa com a distribuição espacial das espécies de Rhizophora existentes ao longo da ZCA e ao longo do estuário do Rio Pará (Adaptado de Menezes et al., 2008). As fotografias aéreas na margem esquerda do estuário são de propriedade do autor do presente trabalho. Elas destacam as presenças de mangue, planícies lamosas e áreas de areia misturada com lama (ou silte)..... 32
- Figura 4.1** Study area showing the two AMANDES III moorings; a) map of the study area in northern Brazil, with some adjacent river basins, preferential direction of NBC on the shelf, and isobath lines indicating shelf and ASB environments; b) Diagram of moorings MAM1 and MAM2 on the shelf and ASB, respectively, highlighting mooring instrumentation and period, as well as their measurement depths and distance from the coast. 43
- Figura 4.2** Results of the time series of mooring MAM1 on the continental shelf: a) along-shelf velocity; b) across-shelf velocity; c) temperature; and d) salinity. Black lines represent measurements at 10-m depth and gray lines, at 25-m depth. The time series of salinity is represented by a black line; however, this parameter refers to the 25-m depth (see Figure 4.1b and Table 4.1). 47
- Figura 4.3** The TS diagram on the shelf environment at 25 m of mooring MAM1. Months were differentiated in the captions as squares, dots, dark gray circles, and light gray triangles, referring to April, May, June, and July, respectively. At different S and T values, density lines ranging from 1020 – 1024 Kgm⁻³ indicate coastal waters, mixed waters, and waters with oceanic features..... 48
- Figura 4.4** Results of the time series of mooring MAM2 on ASB; a) vertical residual profiles for each measurement month; b) time series of vertical velocity on ASB, daily mean, with values in red indicating positive flow (SE for along-shelf and NE for across-

shelf) and in blue, negative flow, i.e., NW for along-shelf and SW for across-shelf. Depths are determined based on the height above bottom.	49
Figura 4.5 Time series of satellite images for April, May, June, and July in 2008, in northern Brazil; a) GSM-4km for chlorophyll; and b) MODIS-4km for MST. Isobath lines at 50 m, 100 m, and 2000 m are also shown, as well as the position of moorings MAM1 and MAM2 in the study area.	51
Figura 4.6 Spectral analyses of time series of velocity for continental shelf and ASB: results of along-shelf (upper graphs) and across-shelf (lower graphs) components at MAM1 (left graphs) and MAM2 (right graphs). Spectral densities in terms of frequency of the signals analyzed are also shown.	53
Figura 4.7 Continuous wavelet transform for shelf and ASB. Results are shown according to the absolute coefficients yielded by the transform, characterizing events of different scales (or frequencies), as follows: a) MAM1 for the along-shelf and across-shelf component; b) mooring MAM2. Each Wavelet analysis is related to an upper graph in its respective time series of velocity.	54
Figura 4.8 Variation in the Richardson number Ri in a logarithmic scale, calculated based on the time series at a 25-m depth, with $\log Ri = -0.6$ indicating subcritical value related to local dynamic stability (left graph). Vertical velocity shear scatters ($\log S^2$) vs. thrust frequency ($\log N^2$) over the measurement months (similar to Fig. 3), indicating stratification and mixing conditions; the black dashed line represents the condition in which $\log N^2 \equiv \log S^2$ (right graph).	55
Figura 5.1 Map of the study area showing the the Pará River estuary and some adjacent physiography's. The points of tidal gauges are displayed (#RG and #LF, black triangles), as well as the location of the FEMAR stations (black circles).	65
Figura 5.2 Time series of water level for Pará River estuary. A) Complete level as standard with six months of measurements on both margins (#RG - lower graph and #LF - upper graph); B) Level variation in a neap tide (left graph) and spring tide (right graph) conditions.	67
Figura 5.3 Relative amplitude of the main diurnal (K1 and O1), semidiurnal (M2 and S2), and overtides (M4 and MS4) constituents. Note that the terциdiurnal components are not displayed in this study, however they oscillated with frequencies between 0.119 - 0.126 cycles per hour (cph).	68
Figura 5.4 M_2 amplitude and phase. A) M_2 elevation amplitude (m) and; B) M_2 elevation phase for the Pará River estuary (OTIS Solution Regional Tidal).	70
Figura 6.1 Mapa de localização da área de estudo e configurações gerais dos pontos de estudo. A) Norte do Brasil, exibindo a localização da área de estudo e outras fisiografias adjacentes. B) Mapa batimétrico do Rio Pará, exibindo dois pontos de medição internos (LM1 e RM1) e dois pontos externos (LM2 e RM2). Também são apresentadas a localização do fundeio de dois sensores de pressão nas duas margens (triângulos).	80
Figura 6.2 Estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal, em ms^{-1} (gráficos superiores) e da salinidade (gráficos inferiores) para o período seco. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.	84

Figura 6.3 Estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal, em ms^{-1} (gráficos superiores) e da salinidade (gráficos inferiores) para o período seco. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.....	86
Figura 6.4 Perfis verticais residuais para velocidade (gráficos da esquerda) e salinidade (gráficos da direita). A) e B) pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) pontos internos LM1 e RM1. As linhas com círculos pretos são referentes ao período chuvoso; linhas com triângulos cinza ao período seco. Em D) não é apresentado o perfil para o período chuvoso pois os valores residuais foram < 1	88
Figura 6.5 Perfis verticais residuais para Ri (baseado em médias horárias e residuais do ciclo de maré) para os períodos seco (linhas cinza tracejadas) e chuvoso (linhas pretas). A) e B) pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) pontos internos LM1 e RM1. Os gráficos são divididos pelo valor subcrítico para o $\log_{10} Ri = -0.6$; valores à direita representam instabilidade e à esquerda estabilidade.....	91
Figura 6.6 Perfis verticais residuais para P (m^2s^{-3}), gráficos da esquerda e; τ_x (m^2s^{-2}), gráficos da direita, para os períodos seco (linhas cinza tracejadas) e chuvoso (linhas pretas). A) e B) pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) pontos internos LM1 e RM1.....	93
Figura 6.7 Estrutura vertical e temporal da Taxa de Produção de TKE (P), em m^2s^{-3} , para o período seco (gráficos superiores - A1, B1, C1 e D1) e chuvoso (gráficos inferiores - A2, B2, C2 e D2). Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.....	95
Figura 6.8 Estrutura vertical e temporal do Número de Reynolds (Re), para o período seco (gráficos superiores - A1, B1, C1 e D1) e chuvoso (gráficos inferiores - A2, B2, C2 e D2). Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.....	97
Figura 7.1 Mapa ilustrativo com um resumo dos regimes de maré que ocorrem no estuário do Rio Pará. São apresentadas as divisões estuarinas (KJERFVE, 1990): ZC – Zona Costeira; ZM – Zona de Mistura e ZR – Zona de Maré ou do Rio. Também é apresentado valores gerais de distorção e assimetria da onda de maré no estuário, de acordo com análise das amplitudes e fases das componentes M_2 e M_4	104
Figura 7.2 Séries históricas anuais (gráficos superiores, em linhas) e médias mensais (gráficos inferiores, em barra) para as estações de monitoramento da ANA nos rios Amazonas (em Óbidos), Tocantins (Tucuruí), Guamá (município de Ourém) e Capim (São Domingos do Capim). As linhas pretas dos gráficos superiores representam a média anual de Q. As barras de erro nos gráficos inferiores são iguais a 10%, referentes aos métodos de amostragem de descarga fluvial.....	106
Figura 7.3 Box model elaborado para a descarga fluvial do Rio Pará em direção ao Oceano Atlântico. Os valores de $Q_{\text{theoretical}}$ é igual ao somatório das descargas de cada contribuinte hídrico: 5% do total da média histórica do Rio Amazonas (Q_{amazon}) que flui em direção ao Rio Pará pelos Estreitos de Breves (Breves Strait); a descarga total do	

Rio Tocantins ($Q_{\text{tocantins}}$) e de outros tributários ($Q_{\text{other tributaries rivers}}$). O box model também apresenta algumas fisiografias da ZCA. “E” representa o erro de 10%.	107
Figura 7.4 Esquema da variabilidade da CNB na PCA e na quebra da plataforma, ao longo dos meses de levantamento de dados (Abril – Julho de 2008) para dois fundeios do Projeto AMANDES. São exibidos o fluxo da CNB e sua posição relativa com a PCA e quebra da plataforma, de acordo com o período medido.....	112
Figura 7.5 Diagramas de vetores progressivos baseados nas séries temporais de velocidade sobre a PCA, referente ao período de 20 maio a 05 junho de 2008. São apresentados o vetor residual e o deslocamento espacial dos vetores. O gráfico inferior destaca uma progressão de microescala e a interação entre as correntes de maré e o fluxo da descarga fluvial.....	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Comparação entre as bacias de Campos e Pará-Maranhão (Salinópolis) na Província Equatorial. Também são apresentadas as estimativas para produção de petróleo e gás natural das bacias sedimentares que compõem a Província Equatorial (ANP, 2015).	31
Tabela 4.1 Overall mooring parameters of AMANDES III, such as measurement period, component direction, latitude, longitude, location, instrumentation, depth and distance from the coast, distinguishing moorings MAM1 and MAM2.....	44
Tabela 5.1 Amplitude, period, and phase of the main diurnal, semidiurnal, and quartidiurnal constituents obtained through harmonic analysis.....	68
Tabela 5.2 M_2 , M_4 amplitude, and distortion analysis according FEMAR, 2000. The locations of the points are: P1 – Guarás; P2 – Taipu; #RG/P3 – Colares; P4 – Porto de Vila do Conde (Barcarena); P5 – Currealinho; P6 – Baía das Bocas e; P7 – Breves.	72
Tabela 6.1 Resultados para as duas campanhas realizadas nos períodos seco e chuvoso, exibindo a altura da onda de maré durante cada medição (um ciclo de maré semidiurno), velocidade longitudinal máxima de enchente e vazante, velocidade residual, salinidade máxima, mínima e residual.....	87
Tabela 7.1 Descarga fluvial estimada (Q) para o Rio Pará, baseado no somatório das descargas parciais dos rios Tocantins, Amazonas (5% do total da média histórica) e o sistema Guamá-Capim. São apresentados máximos e mínimos de Q para as séries históricas e os valores de erro = 10% para cada valor.....	108
Tabela 7.2 Descargas médias ($Q_{\text{média}}$) em diferentes rios do mundo. A tabela apresenta a ordem crescente de descarga fluvial de cima para baixo, assim como o nome dado ao rio e o seu país de origem. Os resultados dos rios do mundo são referentes ao estudo de Dai & Trenberth (2002).....	109

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
AMANDES	<i>AMazon ADEanS</i>
ANA	Agência Nacional das Águas
ANP	Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis
ASB	<i>Amazon shelf break</i>
BC	<i>Brazil Current</i>
CB	Corrente do Brasil
CCNE	Contracorrente Norte Equatorial
CNB	Corrente Norte do Brasil
CSE	Corrente Sul Equatorial
CNE	Corrente Norte Equatorial
CWT	<i>Continuous Wavelet Transform</i>
FEMAR	Fundação de Estudos do Mar
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>
GMS	<i>Geostationary Meteorological Satellite</i>
LM1	<i>Left Margin 1</i>
LM2	<i>Left Margin 2</i>
MAM1	<i>Mooring AMANDES 1</i>
MAM2	<i>Mooring AMANDES 2</i>
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NBC	<i>North Brazil Current</i>
NBUC	<i>North Brazil Undercurrent</i>
PCA	Plataforma Continental Amazônica
QPA	Quebra da plataforma amazônica
RM1	<i>Right Margin 1</i>
RM2	<i>Right Margin 2</i>
SEC	<i>South Equatorial Current</i>
TKE	<i>Turbulent Kinect Energy</i>
ZCA	Zona Costeira Amazônica
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Amplitude de Componentes Harmônicas de Maré
α	Ângulo de cada <i>beam</i> do ADCP em relação ao eixo vertical
b_i	Velocidade ao Longo do <i>Beam</i> do ADCP
\bar{b}_i	Valor Médio da Velocidade ao Longo do <i>Beam</i> do ADCP
b'_i	Flutuação da Velocidade ao Longo do <i>Beam</i> do ADCP
ε	Taxa de Dissipação de TKE
g	Aceleração da Gravidade
L	Comprimento do Fluxo Turbulento
N^2	Frequência de Empuxo (ou Brunt-Vaisalla)
P	Taxa de Produção de TKE
Q	Descarga Fluvial
Re	Número de Reynolds
Ri	Número de Richardson
ρ	Densidade
S	Salinidade
S^2	Cisalhamento de Velocidade Vertical
Sv	Sverdrup (1 Sv = 10 ⁶ m ³ s ⁻¹)
S_x	Transformada Rápida de Fourier Discretizada
Θ	Fase de Componentes Harmônicas de Maré
T	Temperatura
τ_x	Tensor de Reynolds Longitudinal
u	Componente Longitudinal do Vetor de Velocidade
U	Velocidade do Fluxo Turbulento
$-\overline{u'w'}$	Componente Longitudinal do Tensor de Reynolds
\vec{V}	Vetor de Velocidade de Corrente
v	Componente Transversal do Vetor de Velocidade
$-\overline{v'w'}$	Componente Transversal do Tensor de Reynolds
ν_t	Viscosidade Turbulenta
W_n	Transformada <i>Wavelet</i> Contínua Discretizada
z	Profundidade local

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO.....	18
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	19
1.1 ASPECTOS GERAIS	19
1.2 JUSTIFICATIVA	25
1.3 OBJETIVOS	26
1.3.1 Objetivo Geral	26
1.3.2 Objetivos Específicos.....	26
CAPÍTULO 2 – CENÁRIO DA EXPLORAÇÃO DE PETRÓLEO E GÁS NA REGIÃO NORTE DO BRASIL	27
2.1 O CENÁRIO NACIONAL.....	27
2.2 PERSPECTIVAS FUTURAS – PETRÓLEO E GÁS NO ESTADO DO PARÁ 28	
CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA	34
3.1 AQUISIÇÃO DE DADOS	34
3.1.1 Investigação na PCA e Quebra da Plataforma	34
3.1.2 Investigação no estuário do Rio Pará	35
3.2 MODELO EM CAIXA (<i>BOX MODEL</i>) DE DESCARGA FLUVIAL (<i>Q</i>).....	35
3.3 ANÁLISES GERAIS DOS RESULTADOS.....	36
CAPÍTULO 4 – ARTIGO I	38
AMAZON WATER LENSES AND NBC INFLUENCE ON THE CONTINENTAL SHELF	38
RESUMO.....	39
4.1 INTRODUCTION	40
4.2 METHODS	43
4.2.1 Study area and data acquisition.....	43
4.2.2 Data processing and analysis.....	44
4.3 RESULTS	46
4.3.1 Time series	46
4.4 DISCUSSION	50
4.4.1 Hydrodynamics of shelf and shelf break.....	50
4.4.2 Signal analysis of time series	52
4.4.3 Tidal influence and NBC variability	54
4.5 CONCLUSIONS	57
REFERENCES	59
CAPÍTULO 5 – ARTIGO II	62
THE M₂ AND M₄ TIDES IN THE PARÁ RIVER ESTUARY	62
RESUMO.....	63

5.1 INTRODUCTION	63
5.2 METHODS	65
5.2.1 Study area.....	65
5.2.2 Data acquisition and processing.....	65
5.3 RESULTS	66
5.4 DISCUSSION	69
5.4.1 Lateral variation of water level and tidal propagation	69
5.4.2 The M_2 and M_4 tidal analysis: statistics, distortion and asymmetry	70
5.5 CONCLUSION.....	72
REFERENCES	73
CAPÍTULO 6 – ARTIGO III	76
TURBULÊNCIA EM UM ESTUÁRIO AMAZÔNICO DOMINADO POR MARÉ	76
6.1 INTRODUÇÃO	77
6.2 MÉTODOS	79
6.2.1 Área de Estudo	79
6.2.2 Quantificação da Turbulência	81
6.3 RESULTADOS	83
6.3.1 Variações temporais e verticais.....	83
6.3.2 Perfis residuais	87
6.4 DISCUSSÃO	88
6.4.1 Estratificação e Mistura Vertical.....	88
6.4.2 Processos Turbulentos e Mistura Vertical.....	90
6.5 CONCLUSÃO	99
REFERÊNCIAS.....	100
CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	103
7.1 AS MARÉS ASTRONÔMICAS	103
7.2 MAGNITUDE DA DESCARGA FLUVIAL DO RIO PARÁ	105
7.3 DINÂMICA DA PCA	111
7.4 AS FORÇANTES FÍSICAS E A PRODUÇÃO DE PETRÓLEO E GÁS.....	113
CAPÍTULO 8 – CONCLUSÃO	116
REFERÊNCIAS	118

APRESENTAÇÃO

A Dissertação está organizada em formato de artigos científicos, de acordo com processos oceanográficos físicos em diferentes discussões e análises, baseados em levantamentos realizados na plataforma continental amazônica e no estuário do Rio Pará. O autor deste trabalho foi bolsista de mestrado da Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis, no âmbito do Projeto de Recursos Humanos PRH-47 ('Gestão da Sustentabilidade para a Exploração e Produção de Petróleo na Banda Equatorial'), de modo que o trabalho também abordará questões que envolvem a exploração e produção de petróleo e gás na região norte do Brasil.

Pela primeira vez no estuário do Rio Pará, será estimado a magnitude de sua descarga fluvial em direção ao Oceano Atlântico tropical. O estudo dos processos de mistura turbulenta é discutido para a plataforma e o estuário, com investigações do campo hidrodinâmico e hidrográfico desses ambientes. Análises de sinais, como as Transformadas *Wavelet* Contínua e Rápida de Fourier, análises harmônicas e imagens de satélite da plataforma também são apresentadas. As campanhas oceanográficas nas duas margens do estuário do Rio Pará são de cunho inédito, com medições semidiurnas (13 h) que permitiram analisar em carácter pioneiro a variabilidade lateral e longitudinal deste sistema estuarino.

A estrutura do trabalho é dividida em oito capítulos: o primeiro de carácter introdutório com informações gerais da área de estudo, justificativa e objetivos. O Capítulo 2 contém informações gerais sobre o cenário nacional e regional da exploração e produção de petróleo e gás. No Capítulo 3 são descritas as metodologias de amostragem utilizadas no ambiente de plataforma e no estuário. Os artigos científicos são apresentados nos Capítulos 4, 5 e 6, um para cada artigo produzido. No Capítulo 7, considerações gerais sobre as influências das forçantes físicas na plataforma continental e no estuário do Rio Pará. Algumas conclusões e considerações finais no Capítulo 8.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 ASPECTOS GERAIS

Os trópicos estão localizados no equador em torno de 15° N – 15° S, sendo responsáveis por mais da metade do aporte de água doce, partículas e solutos descarregados nos oceanos do mundo (CAVALCANTE, 2007; DAI e TRENBERTH, 2002). As regiões tropicais se caracterizam pela intensa precipitação (> 1.500 mm/ano) e elevadas temperaturas médias (> 20°C), com variações diárias mais evidentes em relação às sazonais (NITTROUER e DEMASTER, 1996). Estes autores destacam ainda, em relação aos oceanos costeiros tropicais, a grande intensidade de radiação solar, o grande volume de água doce oriundo dos continentes, ventos alísios preferencialmente de leste (com variação sudeste-leste-nordeste) e intensidade reduzida do parâmetro de Coriolis em virtude da proximidade com o 0° de latitude (região equatorial).

A Plataforma Continental Amazônica (PCA) representa um ambiente tropical altamente complexo e peculiar, onde diversas forçantes de diferentes fontes atuam simultaneamente em micro-mesoescalas, gerando processos físicos extremamente dinâmicos. Inserida neste contexto, a Zona Costeira Amazônica (ZCA) apresenta praias oceânicas e estuarinas, longas planícies de maré lamosas, ecossistemas de manguezais, bem como vegetação ciliar secundária consolidada, fortemente impactados pelo crescimento desordenado e atividades antrópicas como: especulação imobiliária nas cidades costeiras, atividades pesqueiras e agricultura predatória, além da indústria de minerais e exploração indiscriminada exercida por essa economia (EL-ROBRINI *et al.*, 2006).

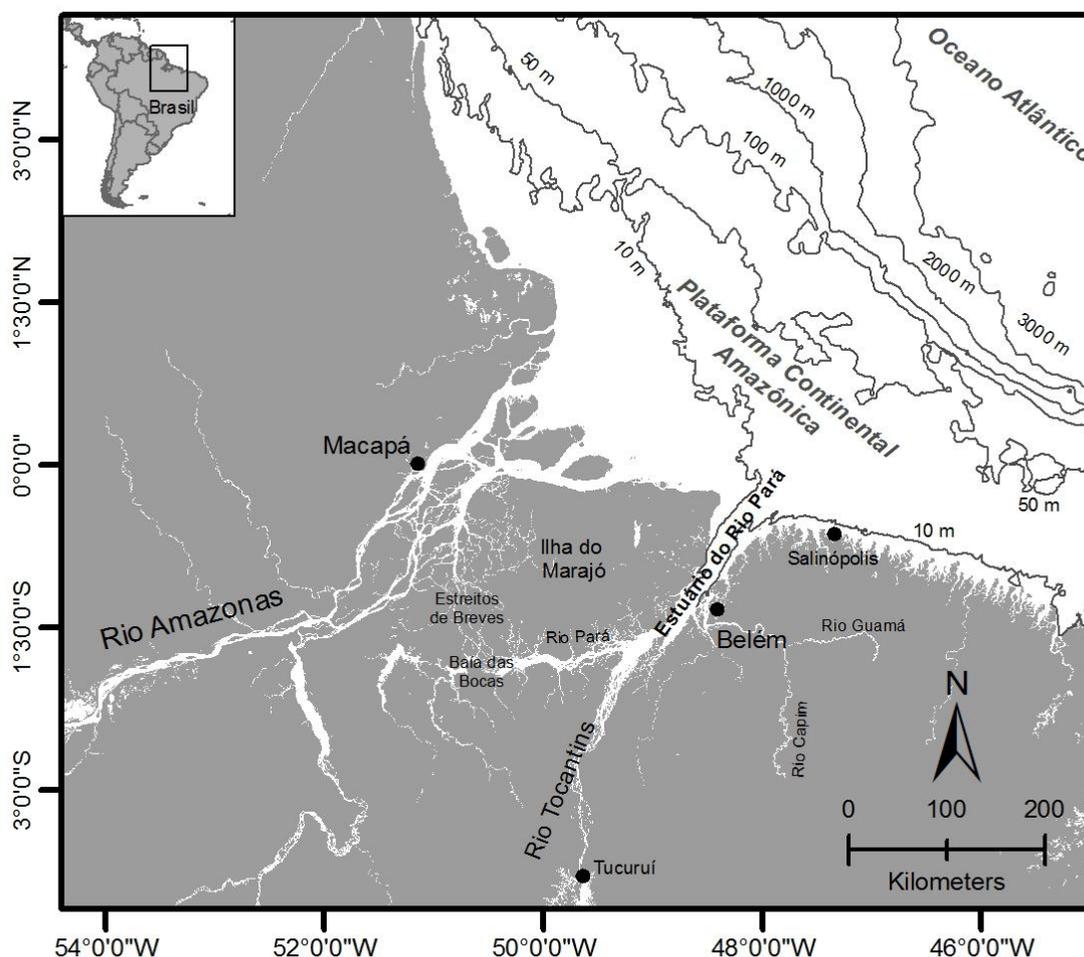
Dois sistemas estuarinos de grande porte, com elevadas descargas líquidas e sólidas, influenciam fortemente na PCA e margeiam a ZCA: os estuários dos rios Pará e Amazonas. Este, nas últimas décadas, tem sido foco de vários estudos no âmbito oceanográfico, tanto de projetos nacionais como internacionais (por exemplo: *A Multidisciplinary Amazon Shelf SEDiment Study* – AmasSeds; Projeto Barra Norte – COPPE/RJ em parceria com Centro de Hidrografia da Marinha; Potenciais Impactos Ambientais do Transporte de Petróleo e Derivados na Zona Costeira Amazônica – PiatamMar; Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva - REVIZEE); e na última década, o Projeto AMANDES

(*AMazon ANDEanS*), com foco no sistema estuário/plataforma e seu impacto sobre as massas d'água do Oceano Atlântico. Sobre o estuário do Rio Amazonas, o intenso aporte fluvial representa mais de 30% de toda água doce descarregada no Oceano Atlântico (DAI e TREMBERTH, 2002), com descarga média anual de aproximadamente $180.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (MASSON e DELECLUSE, 2001; OLTMAN, 1968; RICHEY *et al.*, 1986); também apresenta elevados valores para o transporte de sedimento em suspensão, da ordem de 10^9 toneladas/ano (MEADE *et al.*, 1985).

O estuário do Rio Pará (Figura 1.1) possui uma descarga líquida uma ordem de grandeza menor que o estuário do rio Amazonas, ou seja, $10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ aproximadamente (PRESTES *et al.*, 2014), com mais de 300 km de extensão longitudinal e com cerca de 50-40 km de distância entre suas margens na desembocadura. Este sistema não apresenta uma nascente propriamente dita, formado a partir da Baía das Bocas, a sudoeste da Ilha do Marajó, local onde recebe aporte fluvial do Rio Amazonas através de pequenos canais conhecidos como “Estreitos de Breves” (CALLEDE *et al.*, 2010; COSTA, 2014), além de toda a descarga proveniente dos Rio Tocantins e outros tributários. A variabilidade da descarga fluvial do Rio Pará ainda é uma questão não resolvida, de modo que o presente trabalho irá apresentar um *box model* (modelo em caixa) de descarga para este sistema estuarino, baseado em valores médios ao longo no tempo (Capítulo 7).

A principal componente semidiurna lunar (M_2) é a mais significativa e prevalente na PCA (BEARDSLEY *et al.*, 1995; GABIOUX *et al.*, 2005; LE BARS *et al.*, 2010) e também no estuário do Rio Pará (PRESTES *et al.*, 2016), representando mais que 40% de toda a energia da onda de maré. Apesar da atenuação e distorção da onda de maré verificadas no estuário (relação das amplitudes: $M_4/M_2 \approx 10\%$), bem como a geração de assimetrias positivas (relação das fases: $2xM_2 - M_4 < 180^\circ$), a cooscilação da maré dinâmica produz fluxos bidirecionais nos estágios de enchente e vazante em toda a extensão do Rio Pará, além da zona de mistura, em regiões do alto estuário no local de sua formação na Baía das Bocas (PRESTES *et al.*, 2014, ver Figura 1.1).

Figura 1.1 Mapa da área de estudo no norte do Brasil. São apresentados o estuário do Rio Pará e a PCA com as linhas de isóbatas de 10, 50, 100, 1000, 2000 e 3000 m de profundidade. São exibidas também fisiografias adjacentes ao estuário do Rio Pará. Destaque para a localização do município de Salinópolis no litoral nordeste do Estado do Pará.



A Corrente Norte do Brasil (CNB) é uma corrente de contorno oeste formada basicamente a partir do ramo central da Corrente Sul Equatorial (CSE). Ao longo da borda oeste do Oceano Atlântico tropical, o transporte entre os hemisférios, cruzando o equador, ocorre devido ao sistema CNB/SCNB. Em cerca de 44° W e abaixo de 10° S, a CSE intensifica o transporte em superfície, ao longo do equador, em direção à PCA, fluindo para noroeste (SCHOTT *et al.*, 1998; SCHOTT *et al.*, 2002). Esta corrente de superfície intensificada pela CSE é denominada de CNB. No sudeste brasileiro, a Corrente do Brasil (CB) também é forçada pela CSE (RODRIGUES, ROTHSTEIN e WIMBUSH, 2007; VELEDA *et al.*, 2012).

O transporte da CNB ao longo de 44° W é de aproximadamente 35 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) com variação sazonal de ± 3 Sv em direção ao equador (JOHNS *et al.*, 1998; BOURLÈS *et al.*, 1999). Ao longo do talude da PCA, em 48° W – 50° W, a CNB flui para noroeste com velocidades de $1,0 \text{ ms}^{-1}$ (RICHARDSON *et al.* 1994), com transporte médio de 26 Sv, sendo que nos meses de Julho – Agosto ocorre o máximo transporte de 36 Sv e o mínimo transporte (13 Sv) em Abril – Maio (JOHNS *et al.* 1998). A dinâmica do transporte da CNB também produz diversos *rings* (anéis) ao longo de seu fluxo (FRATANTONI; GLICKSON, 2002), de modo que assumem maior importância hidrodinâmica no ambiente além da quebra da plataforma. Por outro lado, a pluma estuarina dos rios Pará e Amazonas presente na PCA é fortemente pressionada contra a costa pelos ventos alísios de nordeste (até Maio), sendo desviada para noroeste em direção ao mar do Caribe devido à interação entre a intensificação da CNB e a mudança de direção dos alísios de nordeste para sudeste a partir de Junho (LENTZ e LIMEBURNER, 1995).

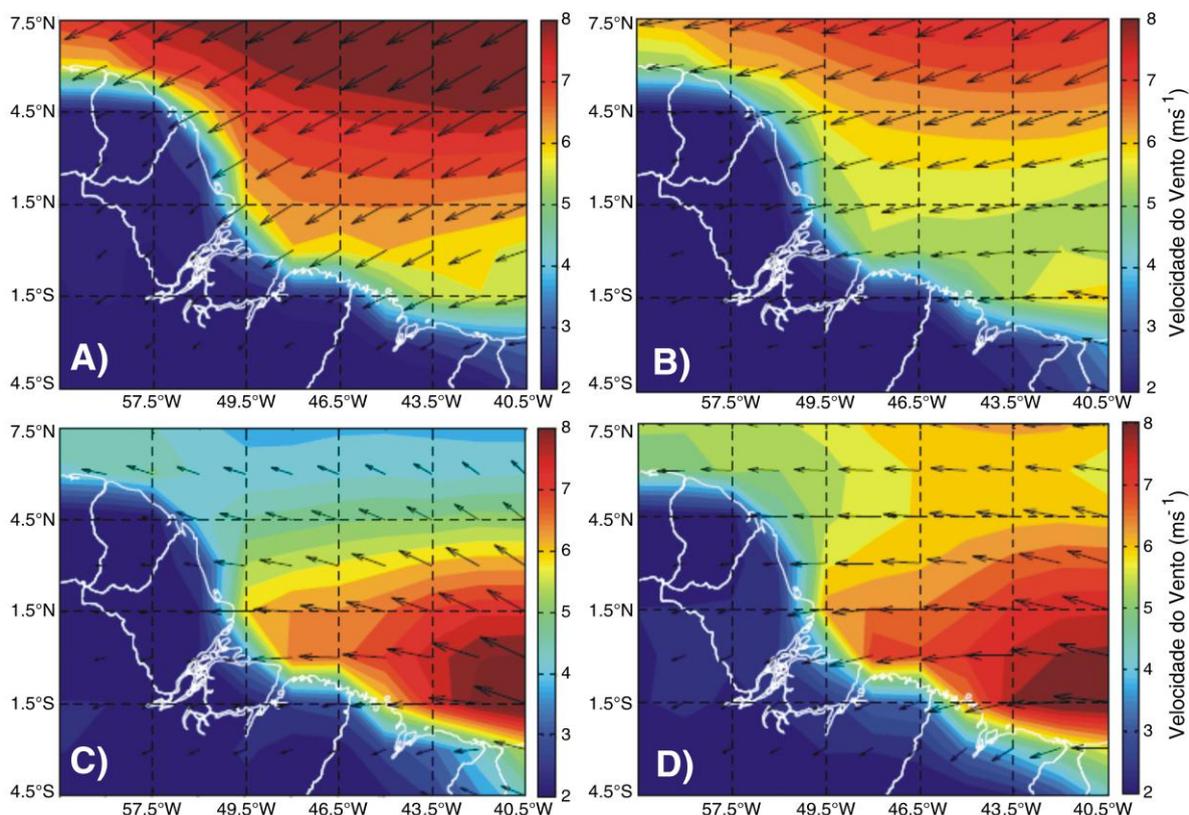
Os estudos supracitados até agora no presente trabalho contribuíram para se conhecer a respeito da interação entre o aporte da descarga fluvial, as correntes de maré e a influência da CNB sobre a PCA, assim como a ação dos ventos. Contudo, são relacionados principalmente na PCA geralmente adjacente à foz do estuário do Rio Amazonas, por sua magnitude de descarga fluvial. Além disso, as influências hidrodinâmicas entre a plataforma e o oceano adjacente, por meio da quebra da plataforma e do talude, ainda são pouco conhecidas, apesar de sua importância nos processos de troca entre ambientes rasos costeiros e oceânicos profundos.

A intensa descarga fluvial dos estuários tropicais da ZCA, a propagação da onda de maré e o fluxo da CNB sobre a PCA e quebra de plataforma, são influenciadas pela ação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as variações sazonais dos ventos alísios de nordeste e sudeste. Tanto a PCA como o estuário do Rio Pará apresentam grandes dimensões espaciais, da ordem das dezenas e centenas de quilômetros (Figura 1.1). A área disponível nesses ambientes permite forte ação dos ventos alísios na PCA e no estuário (SILVA *et al.*, 2010).

A Figura 1.2 exibe os campos vetoriais de ventos climatológicos (1979 – 2012) de acordo com medições trimestrais provenientes do *European Centre Medium-Range Weather Forecast*. Os ventos alísios de nordeste são intensos durante o verão (Figura 1.2A), em que a ZCIT está localizada no hemisfério sul. A partir do mês de Abril

(Figura 1.2B), durante o outono, são verificados ventos de leste com intensidade reduzida. Durante o inverno, dominam os ventos alísios de sudeste (Figura 1.2C) devido o deslocamento da ZCIT para o hemisfério norte, até que na primavera os vetores de velocidade retornam para leste, mas com maior intensidade em relação ao outono (Figura 1.2D). Segundo Servain *et al.* (2000) e Ferreira & Mello (2005), a diferença de intensidade dos ventos de leste entre outono e primavera se dá em virtude do Dipolo de Temperatura Superficial Média (TSM) do Atlântico Tropical, em que o Dipolo é negativo durante o outono (ZCIT no equador) e positivo durante a primavera (ZCIT $\approx 6^\circ\text{N}$).

Figura 1.2 Médias trimestrais dos campos de vento disponibilizado pelo ECMWF (*European Centre Medium-Range Weather Forecast*), com grade de resolução $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. A) verão (Janeiro – Março); B) outono (Abril – Junho); C) inverno (Junho – Setembro) e; D) primavera (Outubro – Dezembro).



Fonte: Adaptado de Molinas (2014).

A PCA é influenciada além das correntes de maré semidiurnas, e do aporte da descarga fluvial dos rios amazônicos, regime de ventos da ZCIT e a CNB (maior intensidade no talude). Beardsley *et al.* (1995) descreveu a dominância da principal componente lunar semidiurna (M_2) na PCA. No estuário do Rio Pará, a M_2 também é a principal forçante, porém com influências de não-linearidades no alto estuário, gerando componentes de maré de águas rasas importantes na hidrodinâmica local (e.g., principal componente de água rasa - M_4 ; PRESTES *et al.*, 2016). Além disso, a elevada descarga fluvial ($10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e a força gradiente de pressão com os fluxos barotrópicos e baroclínicos causados pelas diferenças de densidade vertical e horizontal no estuário. Estas forçantes físicas são as principais responsáveis pelos padrões hidrodinâmicos e hidrográficos (temporais e espaciais) que podem ser verificados no estuário do Rio Pará. A influência dos ventos alísios também possui grande significância no sistema. Entretanto, este estudo não contemplará análises relacionadas ao regime de ventos local, uma vez que não foi realizado nenhum tipo de amostragem de natureza meteorológica.

O sistema PCA-Rio Pará interage fisicamente entre si por meio de complexos processos de transporte com troca de volume e propriedades. As intensas correntes de maré, dominantes na plataforma e no estuário, são responsáveis por determinar a distribuição de propriedades em escalas temporais de um ciclo de maré ou em escalas de tempo maiores. As correntes de maré podem induzir grandes fluxos de nutrientes e contaminantes em pequenas escalas temporais (GARDNER e KJERFVE, 2006, GEYER e MACCREADY, 2014), ou em escalas maiores devido às correntes residuais, que governam as trocas de matéria com o oceano (GAREL e FERREIRA, 2012). A dispersão espacial de propriedades no sistema PCA-Rio Pará apresenta grande variabilidade temporal, de modo que aprofundar o conhecimento acerca da hidrodinâmica deste sistema ainda é uma questão não compreendida totalmente.

O presente trabalho tem como foco o estudo dos processos oceanográficos físicos que ocorrem na PCA e no estuário do Rio Pará. Em específico, qual a influência do estuário do Rio Pará sobre a PCA? Os processos físicos dominantes na PCA persistem também no estuário? Qual a magnitude da descarga fluvial do estuário do Rio Pará? A resposta a essas questões e outros assuntos relevantes em relação a dinâmica do ambiente é o tema abordado neste trabalho.

1.2 JUSTIFICATIVA

Apesar dos impactos antrópicos que perduram na ZCA, ainda há grandes áreas de preservação ou conservação da riqueza da fauna e flora amazônica. Na atual conjuntura política e econômica da região amazônica como um todo, se faz extremamente necessário o levantamento de informações científicas que possam subsidiar qualquer tipo de atividade desenvolvida na região. Estas diretrizes devem visar um desenvolvimento sustentável como definido por Sachs (2004), ou seja, socialmente incluyente, ambientalmente sustentável e economicamente sustentado ao longo do tempo.

No âmbito do desenvolvimento sustentável, recentemente ocorreram alguns avanços de cunho político como a aprovação da Política Nacional para os Recursos do Mar (BRASIL, 2005) e do VIII Plano Setorial para os Recursos do Mar (MMA, 2012). Estes são documentos que basicamente propõem um modelo de gerenciamento costeiro integrado entre Ministérios, órgãos de fomento, comunidade científica e iniciativa privada.

Após o 13º leilão da ANP em regiões potenciais para exploração e produção de petróleo e gás na bacia sedimentar do Pará-Maranhão (Estados vizinhos), é notável o crescente interesse dessas atividades econômicas na PCA. Este fato enfatiza a necessidade de produzir subsídio científico e gerar informações mais aprofundadas sobre a dinâmica da região. Como é possível observar na Figura 1.1, além do interesse recente, as atividades portuárias e de pesca industrial são intensas no estuário do Rio Pará.

A localização geográfica da PCA apresenta-se como um forte atrativo, uma vez que está próximo às rotas de navegação que ocorrem através do canal do Panamá, o que certamente iria atrair embarcações para o abastecimento ou mesmo carga/descarga destes. Toda extensão do estuário está inserida no território paraense, de modo que futuras políticas públicas de gestão que venham a ser desenvolvidas nessa região devem estar bem fundamentadas em relação às variáveis físico-oceanográficas deste complexo sistema estuarino.

Pelo fato de estar localizado adjacente ao Rio Amazonas, sua real influência na PCA é comumente negligenciada ou não é suficientemente aprofundada, apesar de se tratar de um estuário de grandes dimensões em comparação com vários outros sistemas

no mundo, como os rios Brahmaputra (Bangladesh), Mississippi e Columbia (Estados Unidos), Yenisey (Rússia), Paraná (Argentina), Ganges (Índia), Níger (Níger) e St Lawrence (Canadá); com descarga líquida inferior apenas em relação aos rios: Changjiang (China), Orinoco (Venezuela), Congo (Congo) e Amazonas (DAI e TRENBERTH, 2002).

O subsídio científico fornecido pelo presente estudo também permite embasar medidas de preservação ambiental e estimular futuros projetos de conservação. A dinâmica entre o estuário do Rio Pará e PCA são fundamentais para os ecossistemas aquáticos, marinhos e costeiros da fauna e flora amazônica. A presença de extensas planícies de maré e manguezais, com intensa concentração de sedimentos finos, predominantemente argilominerais de fácil adsorção, coprecipitação e complexação (coesão com materiais poluentes), exaltam a importância científica em estudar ambientes peculiares como o sistema Rio Pará-PCA.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem como objetivo geral o estudo dos processos físico-oceanográficos e a interação hidrodinâmica e hidrográfica entre a PCA e o estuário do Rio Pará.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Discriminar a influência e prevalência das forçantes físicas (descarga fluvial, marés semidiurnas e CNB) na PCA em frente à foz do Rio Pará;
- A análise da variabilidade do campo hidrográfico e hidrodinâmico da PCA e da zona de mistura do estuário do Rio Pará;
- Utilizar um modelo *box model* estacionário para estimar a magnitude da descarga fluvial do Rio Pará;
- Investigar os processos de mistura turbulenta no estuário do Rio Pará;
- Fornecer subsídio científico para as atividades de exploração de petróleo e gás na região amazônica, visando mitigar impactos associados.

CAPÍTULO 2 – CENÁRIO DA EXPLORAÇÃO DE PETRÓLEO E GÁS NA REGIÃO NORTE DO BRASIL

2.1 O CENÁRIO NACIONAL

Diversos esforços tecnológicos em âmbito mundial buscam a eficiência energética renovável, embora a sociedade moderna ainda esteja fortemente atrelada ao consumo de petróleo. Esta fonte energética ainda prevalece como matriz energética, devido aos mais diversos fatores, como o amplo domínio tecnológico da extração, produção e transformação, ou mesmo pela diversidade de aplicação em outras atividades industriais. Dessa forma, por mais que nas últimas décadas as diretrizes pela busca de novas matrizes energéticas venham crescendo e sendo amplamente aplicadas, razões econômicas acabam por ser o maior entrave, uma vez que a manutenção da própria atividade econômica depende parcialmente da extração dessas fontes petrolíferas e de gás natural para produção de insumos, i.e., eletricidade, calor, frio.

No Brasil, o modelo atual baseado na geração hidrelétrica, apesar da construção recente de Belo Monte (Rio Xingu), sofre forte críticas e seu esgotamento nacional parece ser uma realidade. As hidrelétricas não mais atendem aos planos de expansão da atividade mineral na região e seus principais pontos negativos são: o longo período para maturação dos projetos, os impactos ambientais à biodiversidade, segregação social, influência no ciclo hidrológico, diferentes áreas de energia potencial e terras firmes, dificuldades às linhas de crédito, entre outras.

Segundo Luczynski (2015), o país vive uma situação paradoxal, em que a empresa estatal Petrobras domina as tecnologias voltadas à exploração em ambientes profundos, porém, no cenário atual em que existem novas descobertas e o preço do barril está em alta, não possui capacidade de autoinvestimento para conduzir esta exploração. Em virtude dessa condição nacional, nos últimos anos não foram adotadas novas áreas produtoras e as que já estavam em funcionamento estão próximas da maturidade (tendência de declínio da produção). Os esforços da empresa estatal têm se centralizado no Pré-Sal, despontada como principal nova província produtora. Esta concentração ainda não gerou os resultados esperados no que diz respeito à dinâmica da indústria. Além disso, acredita-se que a produção futura seja fortemente reprimida diante concorrência massiva das produções americana e africana (Jubille – Gana).

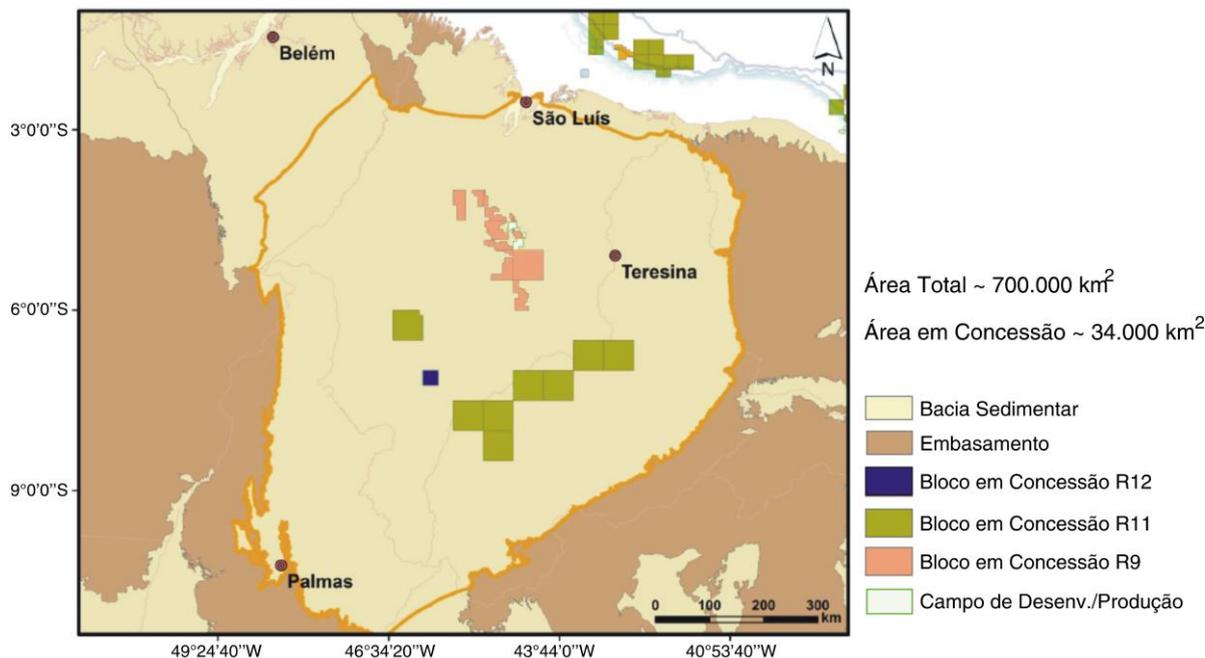
2.2 PERSPECTIVAS FUTURAS – PETRÓLEO E GÁS NO ESTADO DO PARÁ

Em paralelo ao Pré-Sal e suas expectativas de produção, existem duas outras potencialidades que podem ser exploradas. A primeira são as bacias paleozoicas para recursos de petróleo e gás em folhelhos (rocha sedimentar de origem detrítica) ou mesmo em reservatórios pouco permeáveis. Entretanto, alcançar a plenitude tecnológica para esta nova atividade de exploração resultaria em longo processo de adaptação da geologia nacional e outros entraves políticos inerentes. A opção mais promissora é referente à Província Equatorial, uma vez que as bacias já apresentam indícios e/ou já são produtoras. Outro fator importante é a proximidade com um mercado energético já consolidado, como da mineração paraense, uma vez que o Estado do Pará é o segundo maior produtor e exportador mineral do país (LUCZYNSKI, 2015).

Quais seriam as vantagens que o Estado do Pará oferece frente à indústria? O Estado do Pará, além da bacia sedimentar do Pará-Maranhão, é adjacente às bacias do Parnaíba e do Amazonas (única bacia produtora). A bacia do Parnaíba (Figura 2.1), e.g., é vizinha às influências do Projeto Carajás, de modo que a produção e exportação de gás comercial em território paraense seria um atrativo para as indústrias mineradoras da região.

Dados da ANP (2015) estimam que o volume da bacia do Parnaíba seja de $1,41 \times 10^{12} \text{ m}^3$ de gás, uma produção que iria se opor em relação a hidroeletricidade, pois depende de variáveis climáticas em relação ao tempo e volume disponível, de modo que com o uso do gás natural para produzir eletricidade, a indústria paraense tenderia a rendimentos maiores. Segundo Luczynski (2015), o gás natural é um energético mais rentável em comparação à matriz de hidroeletricidade, podendo ser agregado a diversos bens de consumo das mais variadas vertentes, como refrigeradores, aquecedores, produção de aço, fertilizantes, peças de eletroeletrônicos, em outros. Além disso, sua queima é menos poluente que o petróleo, pois contem menores quantidades de enxofre.

Figura 2.1 Mapa ilustrativo da bacia sedimentar do Parnaíba, abrangendo principalmente os Estados do Pará, Maranhão, Tocantins e Piauí. São apresentadas a área total da bacia e área em concessão, bem como os blocos em concessão para as 9^a, 11^a e 12^a rodadas de licitações, o embasamento da bacia e campos de desenvolvimento e produção. Adaptado de ANP (2015).

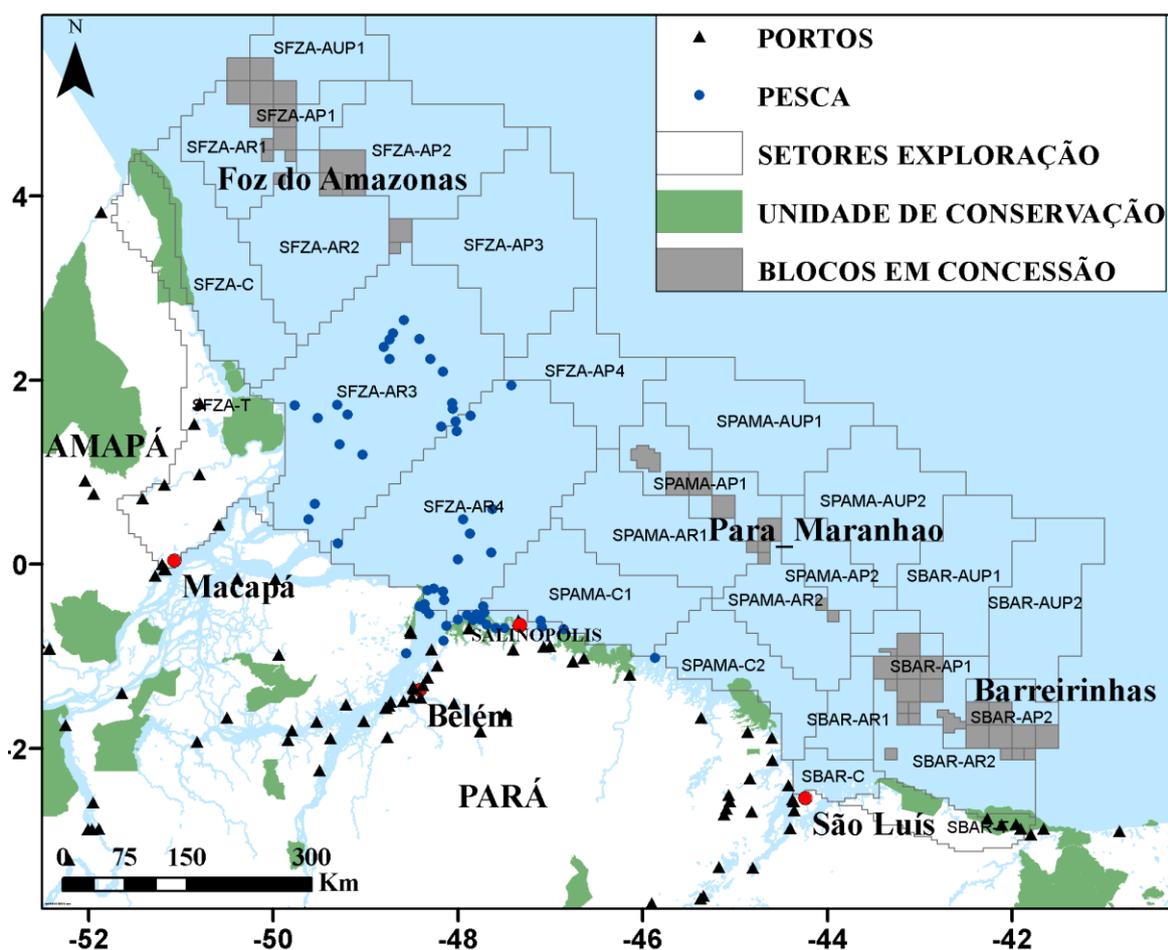


A respeito da bacia sedimentar do Pará-Maranhão (Figura 2.2), desde a década de 80 que se tem conhecimento da ocorrência de petróleo no litoral paraense, mais precisamente no município de Salinópolis, que pertence ao nordeste do Pará e a 240 km da capital Belém. Contudo, no contexto da década de 80, não era viável a exploração, pois havia outras áreas com petróleo em abundância e em menor profundidade. Este cenário se alterou nos últimos anos e despertou o interesse em aprofundar o conhecimento a respeito das novas áreas em potencial, fato que foi amplamente noticiado em diversos veículos de informação, gerando novas e animadoras perspectivas econômicas para o Estado.

Atualmente, a Universidade Federal do Pará desenvolve pesquisas por meio do grupo de Política Econômica Federal (PEN), agregada à Faculdade de Geologia; a universidade também é colaboradora junto à Secretaria de Indústria, Comércio e Mineração do Pará (SEICOM) e à Divisão de Geologia (DIGEO). Estes esforços demonstram o entusiasmo com a exploração no Estado. Na Figura 2.2 a localização dos blocos em concessão no litoral paraense, em específico o município de Salinópolis.

As empresas que atualmente desenvolvem pesquisas em regiões paraenses são a Petrobras e OGX; a Shell têm demonstrado interesse na bacia do Pará-Maranhão, mas sem nada efetivo e confirmado; na bacia do Amazonas a empresa francesa “Total” é quem possui os direitos de exploração (LUCZYNSKI, 2015). Este autor destaca ainda que o maior entrave para esta nova fronteira de exploração no norte do Brasil é a bacia de Campos, no Rio de Janeiro, por ser a maior produtora e já se encontra em seu estado de maturação, tendendo ao forte declínio de sua produção a partir da próxima década.

Figura 2.2 Mapa ilustrativo das bacias sedimentares Pará-Maranhão, Foz do Amazonas e Barreirinhas. São apresentados os blocos em concessão dentro de cada bacia e os setores de exploração. Também são exibidas as localizações de unidades de conservação, portos e os principais pontos de atividade pesqueira na região.



Questões políticas voltadas à centralização dos esforços no Pré-Sal também compõem estas condições não favoráveis ao avanço da exploração no Pará em relação à bacia de Campos. A Província Equatorial de estende do Ceará até mediações do município de Salinópolis (Figura 2.2) apresenta grandes potencialidades para substituir produtivamente a bacia de Campos nas próximas décadas, apesar do Pré-Sal ainda concentrar as atenções da empresa brasileira. A Tabela 1 exhibe alguns aspectos comparativos entre o potencial de Salinópolis, no litoral paraense, com a bacia de Campos em relação ao Pré-Sal.

Tabela 2.1 Comparação entre as bacias de Campos e Pará-Maranhão (Salinópolis) na Província Equatorial. Também são apresentadas as estimativas para produção de petróleo e gás natural das bacias sedimentares que compõem a Província Equatorial (ANP, 2015).

Bacia Campos vs. Bacia PA-MA	Localização	Profundidade	Tipo de Óleo	Previsão de Produção
Pré-Sal	Bacia de Campos	7.000 m	Leve	2020
Salinópolis	Província Equatorial	2.000 m	Leve	—

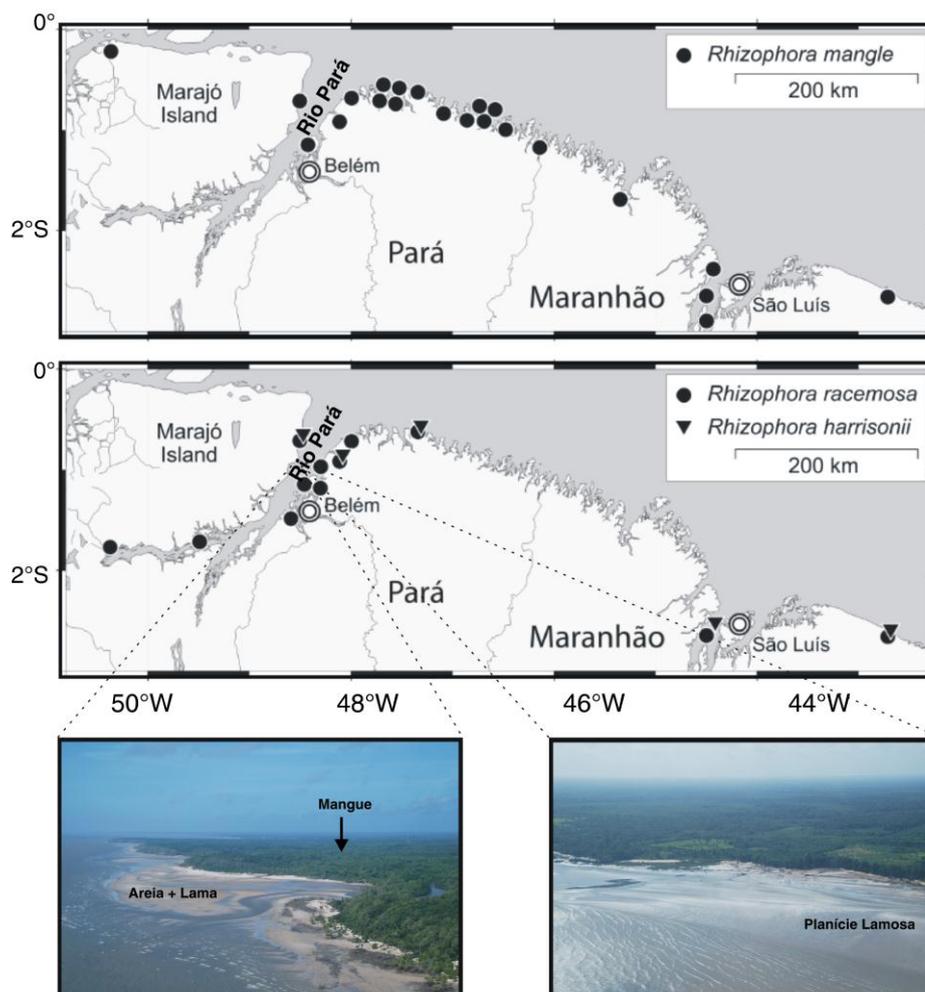
Volume Estimado	PROVÍNCIA EQUATORIAL			
	<i>Pará-Maranhão</i>	<i>Parnaíba</i>	<i>Barreirinhas</i>	<i>Amazonas</i>
<i>Petróleo (barris)</i>	2,5 x 10 ⁶	—	5,4 x 10 ⁷	—
<i>Gás Natural (m³)</i>	2,03 x 10 ¹⁰	1,41 x 10 ¹²	—	7,2 x 10 ¹⁰

Dados oficiais da ANP (2015) revelaram que o óleo encontrado na região de Salinópolis é do tipo leve, além da diferença de 5.000 m entre a profundidade das reservas produtivas de petróleo (Tabela 1). O óleo do tipo leve agrega grande qualidade ao produto gerado na bacia Pará-Maranhão em termos comerciais. O petróleo da Arábia Saudita, e.g., seria inferior ao óleo leve encontrado nesta bacia, por possuir mais enxofre, de modo quanto maior a concentração desse elemento, menor é a qualidade (LUCZYNSKI, 2015).

Existe uma série de portos, pontos específicos de atividade pesqueira e unidades de conservação ao longo da ZCA (Figura 2.2). A região amazônica representa o maior e mais bem preservado ambiente tropical do mundo, que apresenta, e.g., um dos maiores sistemas de manguezal do planeta, com cerca de 6.000 km² (HERZ, 1991),

extremamente irregulares e com diversas baías e estuários localizados ao longo da ZCA, ocupando áreas continente adentro por mais de 40 km (SOUZA-FILHO, 2005). O estudo de Menezes *et al.* (2008), por meio de sua vasta pesquisa bibliográfica, mapeou e determinou prevalência de três espécies *Rhizophora* (vegetação típica de manguezais) na ZCA nos estados do Pará e Maranhão (Figura 2.3).

Figura 2.3 Mapa com a distribuição espacial das espécies de *Rhizophora* existentes ao longo da ZCA e ao longo do estuário do Rio Pará (Adaptado de Menezes *et al.*, 2008). As fotografias aéreas na margem esquerda do estuário são de propriedade do autor do presente trabalho. Elas destacam as presenças de mangue, planícies lamosas e áreas de areia misturada com lama (ou silte).



Fonte: mapas superiores adaptados de Menezes *et al.* (2008). As fotografias inferiores são do autor do presente trabalho.

Agregado a esses ricos ecossistemas, a região amazônica apresenta diversos portos ao longo da ZCA, inúmeros pontos de atividade pesqueira e diversas unidades de conservação. Portanto, as futuras expectativas para a produção de petróleo na costa paraense devem ser acompanhadas com cautela em relação aos riscos ambientais, uma vez que a presença dos manguezais e extensas planícies lamosas são ambientes altamente vulneráveis aos possíveis acidentes relacionados à produção petrolífera.

CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA

3.1 AQUISIÇÃO DE DADOS

Os levantamentos de dados ocorreram em diferentes épocas. Medições sobre a PCA e na quebra da plataforma foram investigadas em latitude / longitude ainda desconhecidas (1° N / 47° W), durante um fundeio de 3 meses (em 2008). No estuário, séries temporais de 6 meses para as margens direita e esquerda (entre 2014 – 2015); também foram realizadas amostragens para um ciclo de maré nos períodos de baixa (seco) e alta descarga (chuvoso) (entre 2014 – 2015). Os artigos que serão apresentados nos Capítulos 4, 5 e 6 contemplam de forma específica os métodos de coleta realizados na PCA e no estuário do Rio Pará.

3.1.1 Investigação na PCA e Quebra da Plataforma

O estudo no ambiente de plataforma, com foco na região da PCA em frente à foz do estuário do Rio Pará, foi baseado em levantamento hidrográficos e hidrodinâmicos de dois fundeios realizados durante o Projeto AMANDES (*AMazon ADEans*). O Projeto AMANDES tem como objetivo geral aprimorar o conhecimento a respeito do transporte de elementos químicos, traçadores e os fluxos de matéria do aporte continental da descarga fluvial em direção ao Oceano Atlântico. Mais especificamente, o AMANDES está focado no sistema estuário/plataforma e seu impacto sobre as massas d'água do Oceano Atlântico adjacente (LE BARS *et al.*, 2010).

Os dados hidrográficos e hidrodinâmicos foram obtidos por meio do cruzeiro R/V *Antea*, como parte do Projeto AMANDES, no período de 11/04/2008 – 14/07/2008. Foram realizados dois fundeios ao longo dos 94 dias de medição. Nessas amostragens foram utilizados um ADCP Aquadopp, AANDERAA rcm7 com sensor de condutividade acoplado e um ADCP FlowQuest300 de 1,200 kHz. Neste estudo também foram analisadas imagens dos satélites *Geostationary Meteorological Satellite* (GSM) and *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), referentes à médias mensais de clorofila e temperatura superficial, respectivamente. O Capítulo 4 apresenta o artigo produzido a partir dos levantamentos realizados na PCA.

3.1.2 Investigação no estuário do Rio Pará

Os levantamentos realizados durante as campanhas do estuário são referentes ao Projeto “Pro-Amazônia: Biodiversidade e Sustentabilidade”, fomentado pela CAPES – CNPq. As coletas de dados ocorreram em duas campanhas distintas, sendo uma durante o período seco da região amazônica (baixa descarga fluvial) e no período chuvoso (alta descarga), em Outubro de 2014 e Junho de 2015, respectivamente. As medições abrangeram um ciclo de maré semidiurno completo, com amostragens horárias. A magnitude de corrente foi medida com uso de um ADCP (RD *Instruments*, modelo *Workhorse* Rio Grande, de 1,200 kHz). Temperatura e salinidade com um CTD (*Conductivity, Temperature and Depth - pressure*) da *SeaBird* modelo SBE-37SM com frequência amostral de 0,2 Hz (5 segundos). O Capítulo 6 apresenta o artigo científico gerado por meio dessas campanhas oceanográficas no estuário do Rio Pará.

Também foram fundeados dois sensores de pressão nas duas margens do estuário. Estes instrumentos determinam a variação de nível causada pela maré. Foram utilizados sensores da marca *Level-Logger* modelo 301 Junior, com uma frequência amostral de 1 dado / 15 minutos. Os fundeios abrangeram as medições descritas acima, com uma série temporal de Setembro de 2014 até Junho de 2015. Estes dados permitem corrigir os resultados de salinidade e velocidade de corrente com a variação de nível causada pela maré no estuário. No Capítulo 5, é apresentado um artigo somente sobre análises sobre maré no Rio Pará com estes resultados gerados pelos dados dos sensores.

3.2 MODELO EM CAIXA (*BOX MODEL*) DE DESCARGA FLUVIAL (Q)

Além dos levantamentos oceanográficos realizados na PCA e no estuário, também foi desenvolvido um *box model* de Descarga Fluvial (Q) para estimar a magnitude do aporte continental do Rio Pará em direção ao Oceano Atlântico tropical. Dentre modelos analíticos e numéricos, o modelo em caixa (*box model*) é considerado o mais simples de todos (MIRANDA *et al.*, 2002), consistindo em um somatório simples de parcelas que alimentam o sistema.

Para isso, foram adquiridos dados de séries históricas de Q provenientes da Agência Nacional das Águas (ANA), para os rios Amazonas, Tocantins, Guamá e Capim. Estes dois últimos, situados próximo à capital do Estado do Pará, Belém (ver Figura 1.1). Como foi descrito no Capítulo 1, na sessão 1.1 (Aspectos Gerais), o

estuário do Rio Pará é formado por: 1) parte da descarga líquida total do Rio Amazonas, que flui através dos “Estreitos de Breves”; 2) toda a descarga do Rio Tocantins (ao sul da Ilha do Marajó) e; 3) outros tributários, sendo que no presente trabalho, estes são representados pelos sistemas dos rios Capim e Guamá citados acima. Portanto, o valor de Q para o Rio Pará representa a soma dessas três parcelas:

$$Q_{\text{Rio Pará}} = Q_{\text{Rio Amazonas}} + Q_{\text{Rio Tocantins}} + Q_{\text{Outros Tributários}} \quad (3.1)$$

onde cada termo do somatório é obtido por uma média temporal de cada sistema. Com isso, como um ponto importante, temos que o *box model* elaborado é de carácter estacionário, em que as entradas (*inputs*) alimentam o modelo com valores constantes ao longo do tempo.

Admite-se que o sistema está em equilíbrio e cada *input* hídrico dos contribuintes do Rio Pará são baseados em médias históricas. A partir das séries temporais de cada rio (Amazonas, Tocantins, Guamá e Capim), foram determinados valores médios ao longo do tempo (média temporal simples). Estes valores médios irão representar cada *input* hídrico do *box model*. No Capítulo 7 (Considerações Gerais), será apresentado o modelo e, em carácter pioneiro, a magnitude de Q para o Rio Pará, bem como a comparação do seu aporte fluvial com outros sistemas do planeta.

3.3 ANÁLISES GERAIS DOS RESULTADOS

De acordo com os levantamentos hidrodinâmicos e hidrográficos realizados no estuário do Rio Pará e na PCA, com foco na região da plataforma próximo à foz deste sistema, são apresentados três artigos científicos gerados ao longo do presente trabalho, nos Capítulos 4, 5 e 6. O primeiro artigo (Capítulo 4) é referente ao ambiente da PCA, com foco na influência das marés semidiurnas, descarga fluvial e CNB; o segundo artigo retrata unicamente sobre os eventos de distorção e assimetria da onda de maré no estuário; por fim, o terceiro artigo aborda principalmente processos de turbulência e mistura no Rio Pará.

No Capítulo 7, são exibidas algumas considerações gerais a respeito da influência do estuário do Rio Pará sobre a PCA e a interação entre estes ambientes costeiros. Delimitação de zonas estuarinas no Rio Pará de acordo com a propagação da onda de maré, o *box model* de Q e o padrão hidrodinâmico da plataforma e a

variabilidade da CNB na PCA, também são apresentadas nesse capítulo. Todos os resultados e discussão que foram descritos nos Capítulos 4, 5 e 6 são interpretados em um contexto geral, com análises que contemplam os ambientes da PCA e do estuário do Rio Pará e a interação entre estes sistemas.

Os processos de mistura turbulenta e intensa hidrodinâmica no estuário do Rio Pará e a variabilidade das forçantes físicas na PCA, demonstraram a necessidade de um vasto e aprofundado levantamento de conhecimento científico do sistema Rio Pará-PCA. Diante do cenário promissor da exploração e produção de petróleo e gás na região norte do Brasil, também são apresentadas algumas considerações a respeito dos padrões físico-oceanográficos verificados no ambiente, bem como a importância de sua compreensão para melhor gerenciar futuras atividades dessa natureza na região.

CAPÍTULO 4 – ARTIGO I

AMAZON WATER LENSES AND NBC INFLUENCE ON THE CONTINENTAL SHELF

O primeiro artigo científico desta dissertação foi submetido à *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. O manuscrito apresenta análises dos campos hidrográfico e hidrodinâmico de fundeios do Projeto AMANDES (abril – julho de 2008), tendo o principal objetivo entender os processos de troca entre os ambientes da ZCA, sobre a ação das correntes de maré semidiurnas, presença das lentes de água amazônicas da descarga fluvial e a influência da CNB sobre a plataforma. Os autores desse artigo são:

YURI ONÇA PRESTES^A; ALEX COSTA DA SILVA^A; CATHERINE JEANDEL^B.

^A*Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco – LOFEC/DOCEAN/UFPE, Recife, PE, Brazil. y.prestes@hotmail.com, alex.csilva@ufpe.br*

^B*Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (LEGOS), USP/CNESCNR/IRD, Toulouse, France. catherine.jeandel@legos.obs-mip.fr*

ABSTRACT

Exchange processes on the Amazon shelf in northern Brazil are subject to complex interactions that involve forcings of distinct sources. The Amazon shelf is a highly dynamic and peculiar environment, where a high continental freshwater input enters the Atlantic Ocean, simultaneously to semidiurnal oscillations on the continental shelf and to the North Brazil Current (NBC), a strong western boundary current. This study will envisage analyses on the hydrographic and hydrodynamic data of moorings of the AMANDES Project (April – July, 2008), showing the results of measurements on the shelf and on the Amazon shelf break (ASB). Spectral analysis and *Continuous Wavelet Transform* were applied to define tidal signals (high frequency / short period) and subtidal signals (low frequency / long period). Satellite images were also compared to

observational results at the moorings. Results indicated that NBC (although it is most intense on the ASB and on the slope), also exerts influence on the Amazon shelf due to its increased flow in July, causing a widening of its current edges, reaching the continental shelf beyond the slope and ASB. The action of semidiurnal tidal currents, the presence of Amazon water lenses from freshwater discharge, and the influence of NBC on the platform and ASB act altogether as an important mechanism in the local hydrodynamic pattern and in exchange processes between the oceanic environment and the adjacent continental shelf.

Keywords: AMANDES, NBC flow, Semidiurnal tides, Amazon shelf.

RESUMO

Na plataforma amazônica situada no norte do Brasil, os processos de troca estão sujeitos à complexas interações que envolvem forçantes de fontes distintas. Trata-se de um ambiente altamente dinâmico e peculiar, onde o intenso aporte continental oriundo da descarga fluvial é descarregado no Oceano Atlântico, simultaneamente às oscilações semidiurnas da plataforma continental e uma forte corrente oceânica de contorno oeste, a Corrente Norte do Brasil (CNB). Este estudo contemplará análises dos campos hidrográfico e hidrodinâmico de fundeios do Projeto AMANDES (abril – julho de 2008), apresentando os resultados de medições sobre a plataforma e quebra de plataforma amazônica (QPA). A análise espectral e a *wavelet continuous transform* foram aplicadas para diferir os sinais mareais (alta frequência / curto período) e os sinais submareais (baixa frequência / longo período). Imagens de também foram comparadas com os resultados observacionais dos fundeios. Os resultados indicaram que a CNB (apesar de sua maior intensidade na QPA e no talude), também exerce influência sobre a plataforma amazônica devido ao aumento do seu fluxo no mês de julho, produzindo um alargamento de suas bordas de corrente, atingindo a plataforma continental além do talude e da QPA. A ação das correntes de maré semidiurnas, somado à presença das lentes de água amazônicas da descarga fluvial e a influência da CNB sobre a plataforma e QPA, atuam como um importante mecanismo no padrão hidrodinâmico local e nos processos de troca entre o ambiente oceânico e a plataforma continental adjacente.

Palavras-chave: AMANDES, CNB, Marés Semidiurnas, Plataforma Continental Amazônica.

4.1 INTRODUCTION

The Amazon shelf is located in northern Brazil (Figure 4.1) extending over 250 km so that shelf break occurs at the 100 m isobath (Nittrouer and DeMaster, 1996). This is an extremely dynamic and unique environment where several physical forcings interact with each other producing a highly complex system due to processes generated by tidal currents (Beardsley et al. 1995), freshwater input combined with estuarine plume variation (Lentz 1995b; Lentz and Limeburner. 1995), and the North Brazil Current (NBC) along the ASB (Johns et al. 1998). These forcings have a wide spatial-temporal variability on the continental shelf, mainly due to wind oscillations in the region, strongly influenced by northeast trade winds (December – May) and southeast trade winds (June – November) from the Intertropical Convergence Zone (ITCZ).

The entire continental shelf adjacent to the Amazon and Pará Rivers represents an extremely energetic environment influenced by forcings of several sources. The interaction between tidal wave propagation, high freshwater input, wind stress, and continuous NBC flow along the Amazon shelf break (ASB) produce a highly complex physical regime (Geyer et al. 1996). Due to its location, near the equator, geostrophia doesn't have great importance in horizontal momentum equations (Fontes et al. 2008), and therefore, the balance between other terms involving the physical forcings mentioned above triggers a fast and dynamic environment response. However, despite the low value of Coriolis parameter at this latitude ($f = 1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), its acceleration still yields an Eckman deviation inside the boundary layer of the shelf, generating a landward-moving near-bottom, *across-shelf* current (Lentz 1995b; Geyer et al. 1996).

The Amazon River basin is the largest in the world (Nittrouer and DeMaster. 1986), with an area of approximately $7 \times 10^5 \text{ km}^2$ that extends from the Andes Mountain Range, throughout the Amazon forest, to its terminal estuarine complex towards the Atlantic Ocean. It also has the highest net discharge with annual mean of $0.8 \times 10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and maximum values around $2.4 \times 10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, and it accounts for approximately 20% of total freshwater transported to oceans around the world (Oltman 1968; Dai and Trenberth. 2002). The Pará River, also formed by the waters of the Amazon River, is a water body of large extensions, and its discharge, with magnitude lower than the Amazon River, is approximately $10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Prestes et al. 2014). The magnitude of its continental input in the north of Brazil yields an extensive estuarine plume, generating complex micro-mesoscale processes, e.g., influence on boundary and

mixed layer patterns (Silva et al. 2005) and on its northwestward transport due to the action of NBC, with retroflexion above 5° N, mainly in September and October (Fratantoni et al. 2000; Fonseca et al. 2004). Freshwater discharge does not have a high correlation to variations in saline intrusion, and the effect of astronomic tides is the most relevant aspect in the dynamics of saline front (Molinas et al. 2014). According to several authors (Beardsley et al. 1995; Geyer et al. 1996; Gallo and Vinzon 2005; Gabioux et al 2005; Le Bars et al. 2010), tidal effect is the main forcing acting on the Amazon continental shelf, with strong oscillations in semidiurnal, diurnal, and fortnightly tidal frequencies.

Another forcing of extreme importance in the local hydrodynamics is the NBC influence on the shelf and ASB. NBC is a western boundary current formed in the central branch of the South Equatorial Current (SEC), which also has a subsurface component, the North Brazil Undercurrent (NBUC). At approximately 10° S, SEC forks into the NBC/NBUC system and the Brazil Current (BC), which flow towards the Amazon shelf and the northeastern/southeastern Brazilian coast, respectively (Silveira et al. 1994). The transport of the NBC/NBUC system along 44° W is approximately 35 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) with seasonal variation of ± 3 Sv towards the equator (Johns et al. 1998; Bourlès et al. 1999a). NBC flows northwestward along the Amazon shelf break, with velocities of 1.0 ms^{-1} (Richardson et al. 1994), mean transport of 26 Sv, and maximum transport of 36 Sv in July-August and minimum transport (13 Sv) in April-May (Johns et al. 1998). NBC transport dynamics also forms several *rings* along its flow (Fratantoni and Glickson 2002; Wilson et al. 2002; Jochum and Rizzoli. 2003; Fratantoni and Richardson 2006), and they are of great hydrodynamic importance to the environment beyond the ASB.

Much is known regarding the interaction between freshwater input, tidal currents, and the influence of NBC on ASB, as well as wind action, but there others process are unclear, so that main and still unresolved oceanographic question is understanding the energy transfer along the coast and at the contact with the coast. However, this knowledge is mainly related to the shelf or shelf break environment, generally adjacent to the mouth of the Amazon River estuary, due to its magnitude. In addition, hydrodynamic influences between the shelf and the adjacent ocean through ASB and slope are still poorly known, despite their importance in exchange processes between shallow coastal environments and deep oceanic environments. This study will

envisage hydrodynamic and hydrographic analyses of two moorings carried out during the AMANDES Project positioned *across-shelf* to the mouth of the Pará River, showing the results of measurements on shelf and continental shelf break. The overall purpose of the AMANDES Project (AMazon ADEanS) was to improve knowledge on the transport of chemical elements, tracers, and flows of matter deriving from continental input towards the Atlantic Ocean. More specifically, AMANDES focuses on the estuary/shelf system and its impacts on water masses of the adjacent Atlantic Ocean (Le Bars et al. 2010). The focus of the present study is the variability of the forcings mentioned and how they can determine the water flows between the Amazon shelf and the Atlantic Ocean. Particularly, our hypothesis is that NBC also influences the continental shelf (on the shelf plain, beyond the slope and ABS) during its period of higher flow intensity along the ASB. This hypothesis might be substantiated by measurements performed in the transition between lower and higher intensities of the NBC along the ASB. The analyses in this study are unprecedented, as they describe ASB dynamics at a latitude and a longitude not yet investigated (approximately 1° N and 46.5° W), near the mouth of the Pará River. Moreover, the term “*amazon water lenses*” is used here referring to the presence of water deriving from the continental input of the Amazon and Pará Rivers onto the shelf break, up to distances of 200 km off the mouth of these estuarine systems.

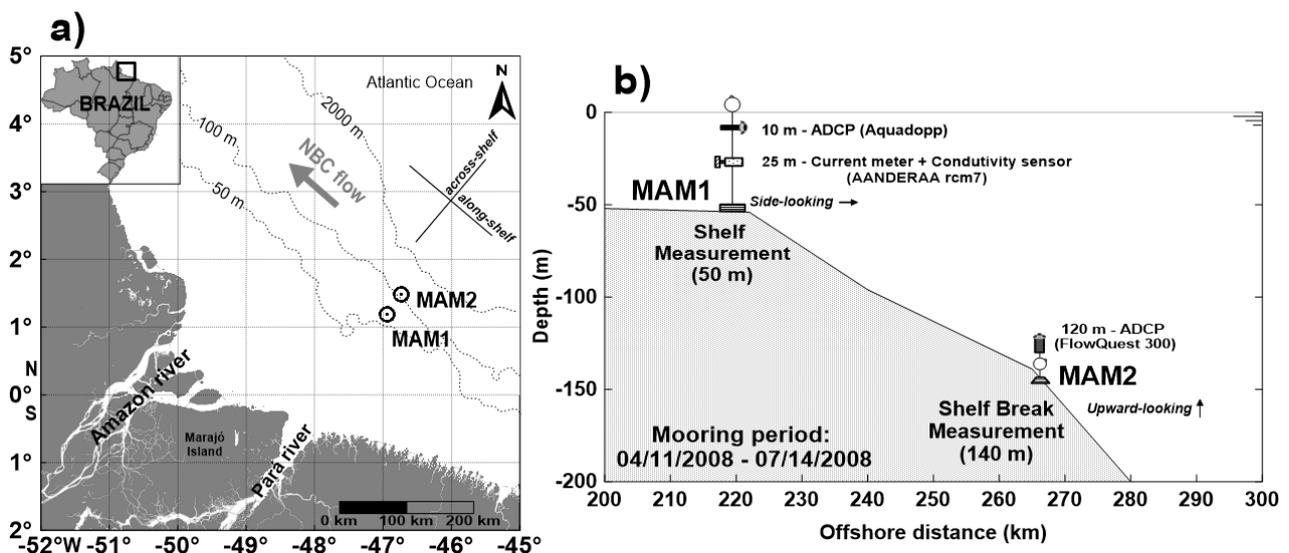
This paper is organized as follows: first, study area and methods for hydrographic and hydrodynamic analyses are described in section 2. In section 3, the results of temporal mooring series MAM1 (section 3.1.1) and MAM2 (section 3.1.2) are shown, as well as *Geostationary Meteorological Satellite* (GSM) and *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) satellite images of the measurement months (section 3.2). The influences of continental input, tides, and NBC both on the shelf and on ASB are discussed in section 4, with focus on spatial-temporal variation of freshwater discharge and the presence of Amazon water lenses beyond ASB, as well as the influence of NBC on the Amazon shelf in depths greater than 100 m. A few conclusions are discussed in section 5.

4.2 METHODS

4.2.1 Study area and data acquisition

The study area comprises the Amazon shelf and ASB, subject to the continental input of the Amazon and Pará Rivers into the western equatorial Atlantic Ocean (latitude: 1° N – 2° S; longitude: 46° W - 48° W) (Figure 4.1a). Hydrographic and hydrodynamic data were obtained during the R/V Antea cruise, as part of the AMANDES Project, in the period ranging from 4/11/2008 – 7/14/2008. Two moorings were carried out throughout the 94 days of measurement: MAM1 (shelf measurement) at the 50 m isobath, with ADCP Aquadopp at a 10 m depth with side-looking radar and an AANDERAA rcm7 current meter, with coupled conductivity sensor, and a depth of 25 m; and mooring MAM2 (shelf break measurement), after the 100 m isobath, with ADCP FlowQuest300 of 1200 kHz at a 140-m depth, with upward-looking radar (Figure 4.1b).

Figure 4.1 Study area showing the two AMANDES III moorings; a) map of the study area in northern Brazil, with some adjacent river basins, preferential direction of NBC on the shelf, and isobath lines indicating shelf and ASB environments; b) Diagram of moorings MAM1 and MAM2 on the shelf and ASB, respectively, highlighting mooring instrumentation and period, as well as their measurement depths and distance from the coast.



As shown in Figure 4.1b, hydrographic measurements occurred only on the shelf environment at a 25-m depth. At mooring MAM1 on the shelf, ADCP Aquadopp with side-looking radar performed measurements only at a 10-m depth. Therefore, a vertical analysis of the water column could only be performed by mooring MAM2; this allows the observation of the NBC flow along ASB. Table 4.1 shows some details about the moorings on the Amazon shelf.

Tabela 4.1 Overall mooring parameters of AMANDES III, such as measurement period, component direction, latitude, longitude, location, instrumentation, depth and distance from the coast, distinguishing moorings MAM1 and MAM2.

Cruise	AMANDES III	
Period	11 April 2008 - 14 July 2008	
Component direction	Along-shelf: SE – NW / Across-shelf: NE-SW	
Mooring	MAM1	MAM2
Latitude / Longitude	1°11.154' N / 46° 56.027' W	1°29.417' N / 46°43.852' W
Location	Shelf	Shelf Break
Instrumentation	ADCP Aquadopp (10 m) Current meter + conductivity sensor (25 m)	ADCP FlowQuest 300
Depth	50 m	140 m
Offshore distance	220 km	260 km

4.2.2 Data processing and analysis

The initial procedure was to apply rotation to the N-S and E-W axes related to current velocity data, in order to correct the local magnetic declination and place the E-W axis in the *Along-shelf* direction and N-S axis in the *Across-shelf* direction (see Table 4.1 and Figure 4.1a). Hydrographic data at mooring MAM2 provided field analysis for shelf mass near the ASB, as well as the relationship between temperature (T) and salinity (S) observed through the TS diagram. Daily averages were calculated in the time series both for hydrographic and hydrodynamic data.

Satellite images related to monthly averages for chlorophyll and mean surface temperature (MST) throughout April-June in 2008 were also analyzed. The images were acquired from Ocean Color Data, at NASA website, and processed; they derive from GSM satellite with 4 km of resolution (for chlorophyll) and MODIS satellite for MST, also with 4 km of resolution. The main purpose of this analysis was to compare the results measured at moorings MAM1 and MAM2 with satellite images, which also allow for a wide spatial visualization of the Amazon shelf. Images should be in line with the mass field variations observed in the measurements, and must show plume propagation and NBC intensification, and subsequent retroreflection above 5° N (Richardson et al. 1994; Garzoli et al. 2004).

Spectral analysis of signals (*Fast Fourier Transform* - FFT) and *Continuous Wavelet Transform* (CWT) allowed for distinguishing different oscillation frequencies and their corresponding spectral densities on the shelf and ASB. Several studies about spectral analyses and CWT show the quality of these methods in identifying signals from different frequencies in the time series. In this study, high-frequency oscillations are associated to tidal effects and low-frequency oscillations are associated to the presence of Amazon water lenses. It follows that spectral analysis is based on FFT to find the components of a signal in the existing frequency domain of a time series. Therefore, discretized FFT is given by:

$$S_x(k) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-\frac{j2\pi nk}{N}} \quad (4.1)$$

Where $k = 0, 1, 2, \dots, N-1$, is the frequency index, n is the index for localized time, and N is the number of points in the time series.

CWT was analyzed according to the absolute W coefficients generated in this analysis, differentiating tidal frequency phenomena (tide propagation) from subtidal frequency events (freshwater discharge flow). CWT of a discrete sequence Xn is determined by the convolution of Xn with the reduced and translated version of $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{n=0}^{N-1} Xn \psi * \frac{(n'-n)\delta t}{s} \quad (4.2)$$

with (*) indicating a conjugate complex, where s is the wavelet scale, n is the index of localized time, N is the number of points in the time series, and t is time.

The Richardson number (Ri) was also calculated for MAM1, based on the relationship between the system stability generated by thrust frequency (N^2) and instability due to vertical velocity shear (S^2), so that $Ri = N^2 / S^2$. Thrust frequency and vertical shear are given respectively by:

$$N = \left(-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{1/2} \quad (4.3)$$

$$S = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (4.4)$$

4.3 RESULTS

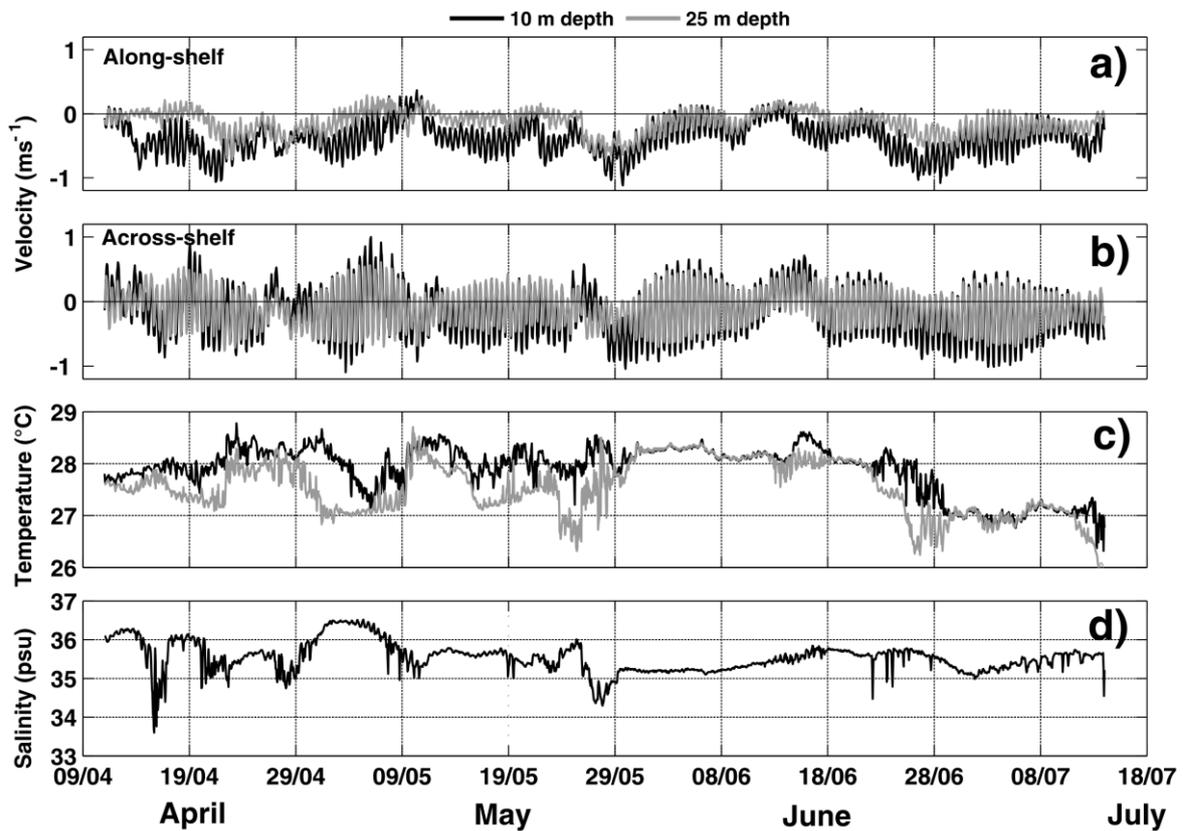
4.3.1 Time series

4.3.1.1 Shelf measurement (MAM1)

Measurements on the continental shelf produced results of local hydrodynamics at two depths (10 m and 25 m), as well as information on the hydrographic data of the region. Figure 4.2 shows the time series of mooring MAM1, related to 10-m and 25-m depths.

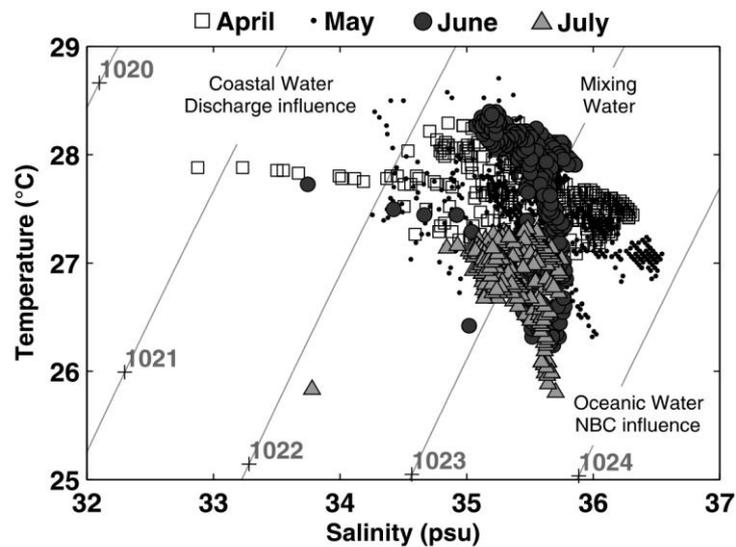
Temporal variations in temperature indicate the influence of coastal waters or mixing of waters ($> 28^\circ \text{C}$), and also the eventual presence of oceanic water ($< 27^\circ \text{C}$, based on the TS diagram Figure 4.3). Maximum current velocities were approximately 1.0 ms^{-1} , and the *across-shelf* component of velocity vector had a higher current amplitude (see Figure 4.2b), which oscillated according to semidiurnal variations in the barotropic component of the pressure gradient. For results at 25-m depth of the mooring on the continental shelf, maximum current velocities did not exceed 0.7 ms^{-1} , but they showed the same pattern for *across-* and *along-shelf* components (Figure 4.2a and Figure 4.2b). Temperature and salinity oscillations are associated because $S < 35$ and $T > 28^\circ \text{C}$ indicate the presence of coastal waters deriving from continental input (Figure 4.2c and 4.2d).

Figura 4.2 Results of the time series of mooring MAM1 on the continental shelf: a) along-shelf velocity; b) across-shelf velocity; c) temperature; and d) salinity. Black lines represent measurements at 10-m depth and gray lines, at 25-m depth. The time series of salinity is represented by a black line; however, this parameter refers to the 25-m depth (see Figure 4.1b and Table 4.1).



With hydrographic results from the time series of S and T, it was possible to generate the TS diagram for MAM1 on the continental shelf. Importantly, results are related to the 25-m depth, revealing large spatial variations (x , y , z) in the estuarine plume of the Amazon and Pará Rivers (Figure 4.3).

Figura 4.3 The TS diagram on the shelf environment at 25 m of mooring MAM1. Months were differentiated in the captions as squares, dots, dark gray circles, and light gray triangles, referring to April, May, June, and July, respectively. At different S and T values, density lines ranging from 1020 – 1024 Kgm^{-3} indicate coastal waters, mixed waters, and waters with oceanic features.

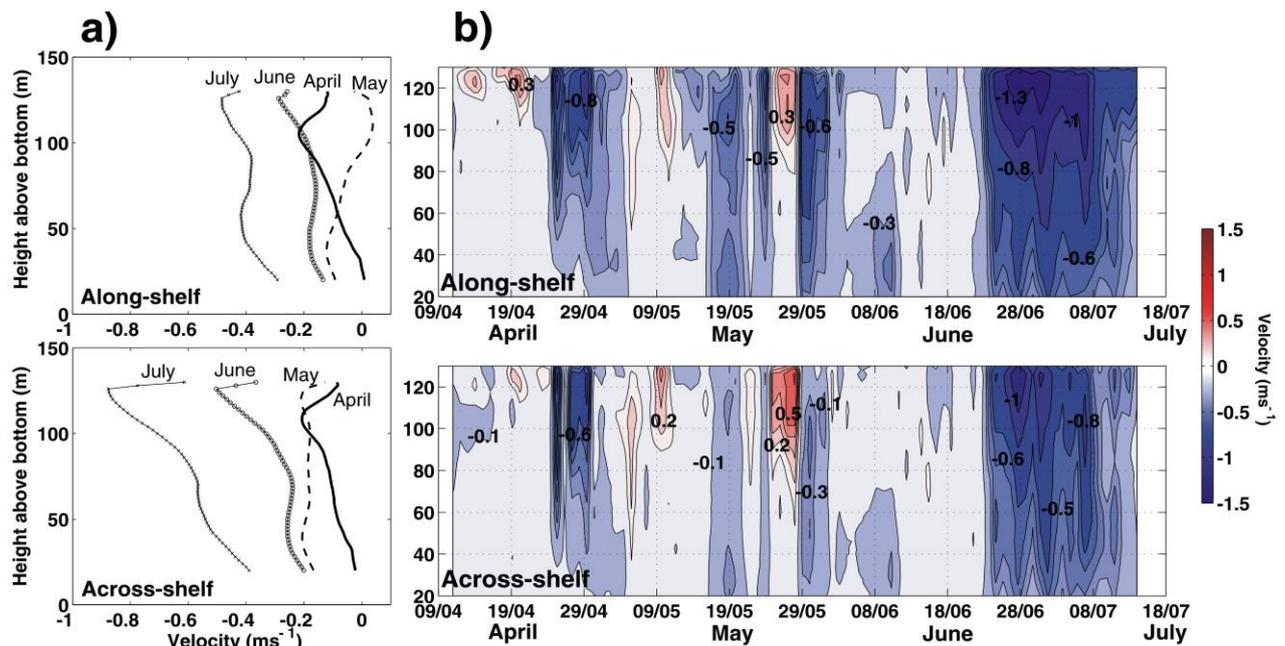


4.3.1.2 Shelf break measurement (MAM2)

Measurements of the ASB yielded results along the entire water column. This sampling point shows the hydrodynamic pattern of the shelf break without showing hydrographic data. Figure 4.4 shows the vertical residual profiles for the four measurement months (Figure 4.4a) and the mean daily velocity over the measured time (Figure 4.4b).

A predominance of negative values was observed for *across-shelf* and *along-shelf* velocity components. Some structures displaying positive values are observed on both Figure 4.4a and 4.4b. Mostly located at the surface, they never occur after the end of May and correspond to the occurrence of estuarine waters on the shelf break, with maximum of 0.5 ms^{-1} . Vertical residual profiles (Figure 4.4a) showed a slight increase at approximately 100-m depth; maximum velocity values occurred in the subsurface (approximately 30 m).

Figure 4.4 Results of the time series of mooring MAM2 on ASB; a) vertical residual profiles for each measurement month; b) time series of vertical velocity on ASB, daily mean, with values in red indicating positive flow (SE for along-shelf and NE for across-shelf) and in blue, negative flow, i.e., NW for along-shelf and SW for across-shelf. Depths are determined based on the height above bottom.



The period with highest NBC intensity (July and August) can be identified from the second half of June on (see Figure 4.4b), when negative velocity cores were observed with typical western boundary currents, with -1.3 ms^{-1} , which was the highest intensity of an *along-shelf* component, (Figure 4.4b, upper graph) according to the northwestward propagation of NBC (negative values, in blue) on ASB, and their intensification is observed by the end of June.

4.3.1.3 Satellite images

To check the influence of coastal waters or oceanic currents on shelf and shelf break, satellite, images described in session 2 (methods) were also processed. Figure 4.5 shows the monthly averages from May to July, 2008, for chlorophyll (Figure 4.5a) and for MST (Figure 4.5b) on the shelf in northern Brazil.

The gradient formed by chlorophyll values was wide, ranging from $0.2 - 30 \text{ mg/m}^3$; therefore, settings agree with the periods of higher freshwater discharge and,

consequently, higher chlorophyll index (April and May), and also with the periods of decreased continental input throughout the measurement (June and July).

MST varied between 26 – 29.5 °C and also showed settings according to shelf and shelf break dynamics. However, unlike chlorophyll concentration, which only identified the presence of coastal waters, the images for MST also allow for checking the influence of NBC on the continental shelf at MAM1 (see Figure 4.2c), as well as the presence of continental waters ($T > 28^{\circ}\text{C}$), with a narrow range at $T = 27^{\circ}\text{C}$ in July, which is shown in the MST monthly average in Figure 4.5. The presence of lower seawater temperature traces on NBC influence along the shelf break was also observed by Neto and Silva. 2014.

4.4 DISCUSSION

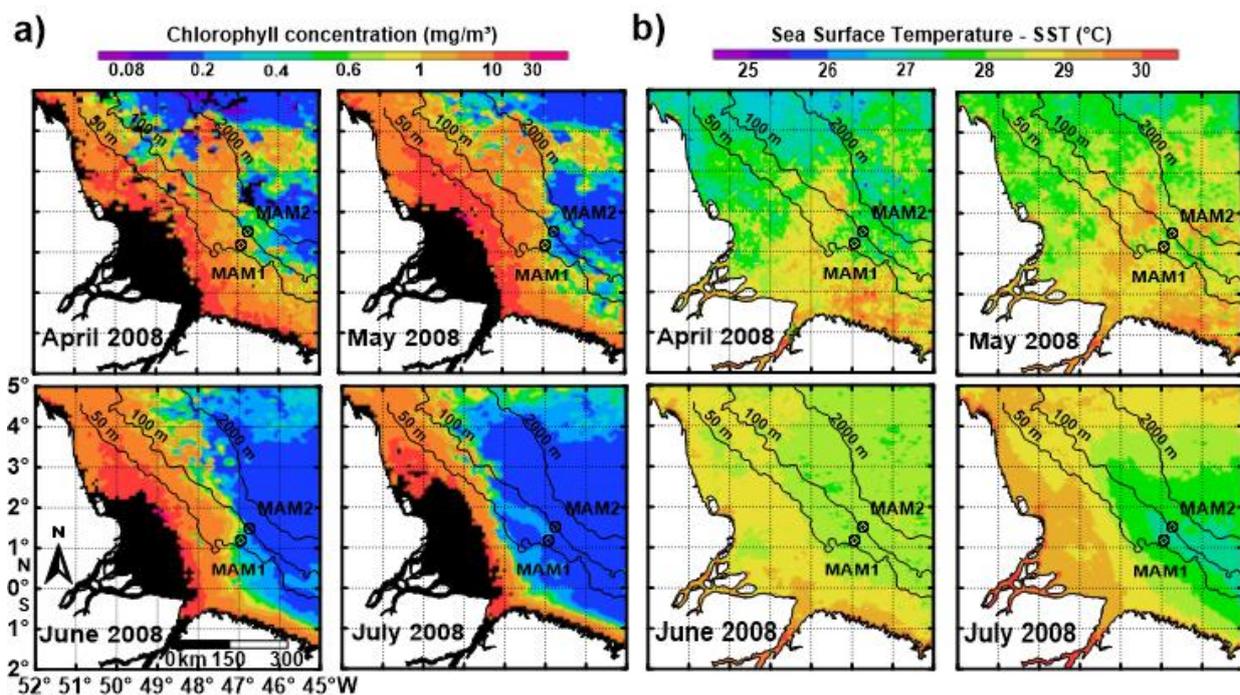
4.4.1 Hydrodynamics of shelf and shelf break

The time series of velocity at moorings MAM1 and MAM2 showed semidiurnal tide regime dominance, especially the *across-shelf* component, both on the continental shelf and on ASB (Figure 4.2a, 4.2b, 4.4a and 4.4b). When analyzing *across-shelf* and *along-shelf* components throughout the measurement time, we observed that residual flow followed the direction of the *across-shelf* component, landward, despite the influences of continental flow and NBC on the points. We assume that residual flow might be explained by the preferential direction of tide ellipses on the shelf in northern Brazil, mainly the M_2 component, with higher significance in local tide energy (Beardsley et al. 1995; Gabioux et al. 2002). Another factor that determines landward residual flow is Ekman deviation within the boundary layer, forced by the acceleration of the Coriolis parameter, which, despite its low value in equatorial regions (as is the case of the Amazon shelf), can still produce a landward, near-bottom, *across-shelf* flow (Lentz 1995b; Geyer et al. 1996).

Velocities varied according to tidal currents, freshwater discharge flow, and the influence of NBC on the shelf and ASB. There was predominance of negative velocity values, i.e., northwestward flows for the *along-shelf* component (intensified up to -1.3 ms^{-1} due to the presence of NBC at MAM2 on ASB) and southwestward flows for the *across-shelf* component (mainly tidal currents of 0.5 ms^{-1} , but also currents generated by the presence of Amazon water lenses, which combined with tidal currents reached a

magnitude of 1.0 ms^{-1}). These results related to the NBC influence on the study area corroborate values shown by Johns et al. 1998 and Silveira et al. 1994, according to NBC transport seasonality. Its net transport depends on the spatial-temporal variability of contour currents, on changes in wind regime, and on the freshwater input, which intensifies from July on, when there are changes in the direction of trade winds, northeastward to southeastward, and decreased continental input, yielding a mean transport of 36 Sv (upper layer until 300 m) towards northwest until September (Johns et al. 1998; Bourlès et al. 1999).

Figure 4.5 Time series of satellite images for April, May, June, and July in 2008, in northern Brazil; a) GSM-4km for chlorophyll; and b) MODIS-4km for MST. Isobath lines at 50 m, 100 m, and 2000 m are also shown, as well as the position of moorings MAM1 and MAM2 in the study area.



In addition to the NBC retroflection above 5° N , which is more intense in September during boreal autumn (Richardson et al. 1994; Brandt et al. 2002; Garzoli et al. 2004), several *rings* also occurred along the NBC flow lines, dispersing the continental input waters from the Amazon and Pará rivers, transporting their material northwestward, to Tobago and Barbados in the Caribbean Sea (Jonhs et al. 1990;

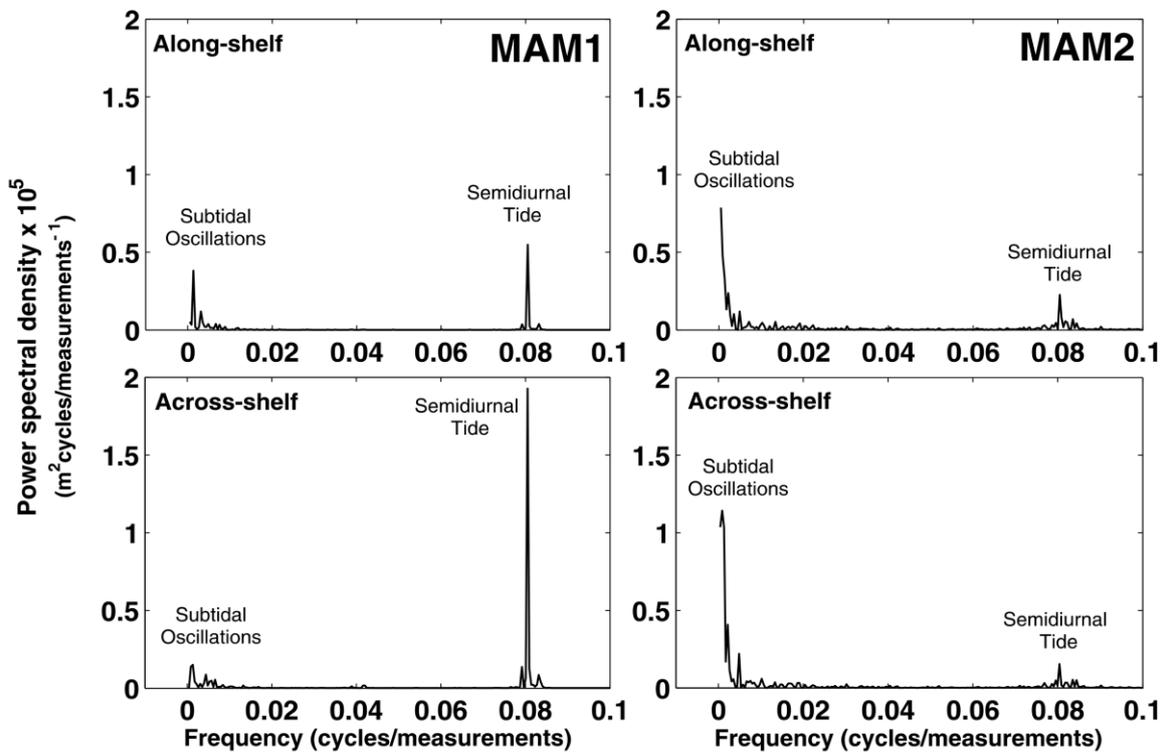
Fratantoni and Glickson. 2002; Jochum and Rizzoli. 2003; Fratantoni and Richardson. 2006). Despite the great importance of these phenomena in the distribution of the physical properties of the environment, our hydrodynamic results did not identify these rings. This occurred possibly due to the fact that superficial anti-cyclonic vortices are more evident in August and September (Bourlès et al. 1999; Jonhs et al. 2003), period which was not contemplated here; and also because this study was conducted near 1° N latitude.

4.4.2 Signal analysis of time series

High-frequency oscillations (tidal influence) in hydrodynamic results determined the variations in velocity and transport of properties over a short period of time; however, they are not directly associated to the higher energy signals identified in the time series. The magnitude of the current velocities observed varied between maximum values of $0.7 - 1.3 \text{ ms}^{-1}$ and played an important role in the hydrodynamic regime and in the transport processes on shelf and ASB (see Figure 4.4b). Freshwater discharge and NBC flows ranged from $0.7 - 1.3 \text{ ms}^{-1}$ and played an important role in the hydrodynamics of the shelf and ASB (see Figure 4.4b).

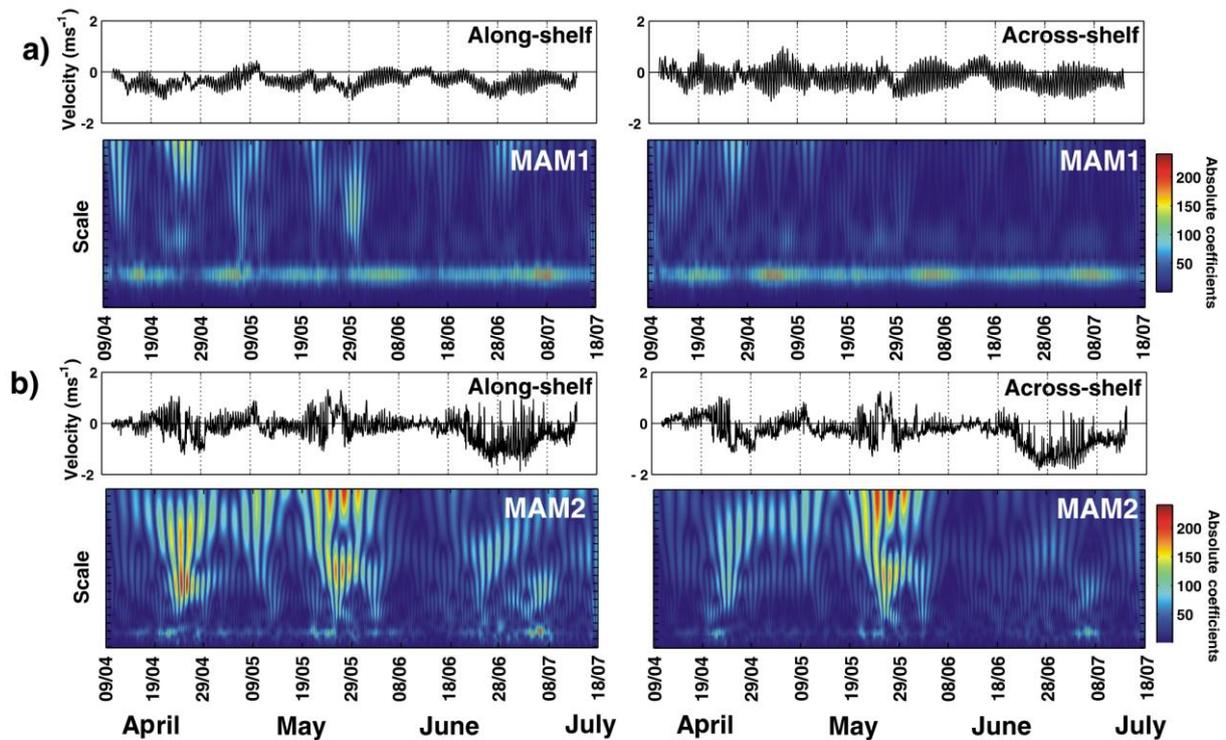
Tidal oscillations are considered high-frequency and short-period oscillations when compared to oscillations in freshwater discharge magnitude, i.e., low-frequency and long-period oscillations. Signals measured for time series of velocity were not deterministic; therefore, non-parametric methods, such as FFT (e.g., spectral analysis; Percival and Walden. 1993; Baker and Pond. 1995; Marone 1996; Mahanty et al. 2015) and CWT (Jay and Flinchen. 1997; Lim and Lie. 2004; Labat 2005; Sassi and Hoitink. 2013; Briciu 2014) are important tools to differentiate signals in the frequency domain. The Fig. 6 shows the spectral analysis applied to the time series of velocity for shelf and ASB.

Figure 4.6 Spectral analyses of time series of velocity for continental shelf and ASB: results of along-shelf (upper graphs) and across-shelf (lower graphs) components at MAM1 (left graphs) and MAM2 (right graphs). Spectral densities in terms of frequency of the signals analyzed are also shown.



High-frequency signals associated to the semidiurnal tide oscillations were dominant on the continental shelf (MAM1) in the 0.08 cycle/measurement band (Figure 4.6). However, low-frequency signals suggest influence of Amazon water lenses in the 0.06 cycle-measurement band, also showing significance in the spectral analysis of the shelf. Although there was influence of the semidiurnal frequency signal at MAM2 (ASB), the prevalence in the spectrum was associated to Amazon water lenses with higher size than on the shelf (see Figure 4.6). As in the spectral analysis, CWT showed a similar pattern between continental shelf and ASB (Figure 4.7).

Figure 4.7 Continuous wavelet transform for shelf and ASB. Results are shown according to the absolute coefficients yielded by the transform, characterizing events of different scales (or frequencies), as follows: a) MAM1 for the along-shelf and across-shelf component; b) mooring MAM2. Each Wavelet analysis is related to an upper graph in its respective time series of velocity.



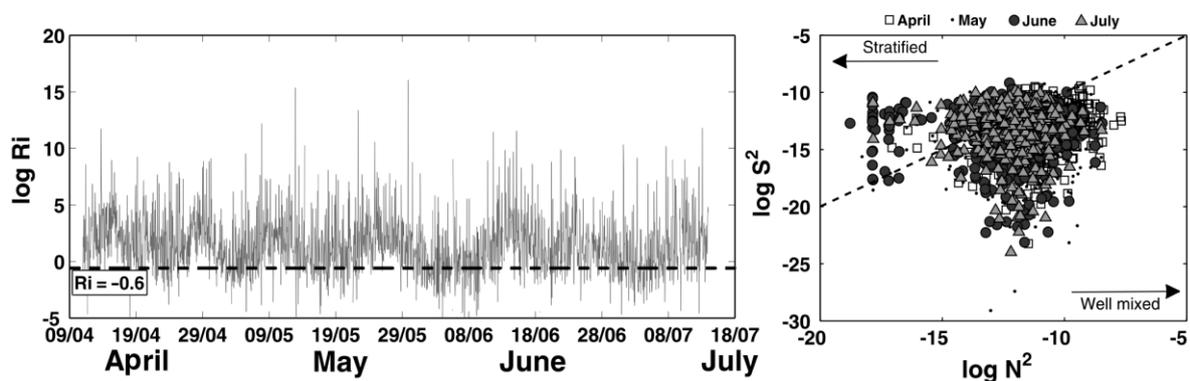
Over the measurement time, high-frequency oscillations were much more energetic on ASB (MAM2) than on the shelf (MAM1), which is strongly influenced by low-frequency oscillations. Figure 4.7b shows that intense high-frequency signals occurred in the ASB *along-shelf* component until the end of May, associated to the displacement of plume in the Amazon and Pará Rivers (see Figure 4.2c, 4.2d and 4.5a) during the period of changes in trade wind direction towards southeast, generating a strong velocity shear on shelf and ASB (Lentz and Limeburner. 1995)

4.4.3 Tidal influence and NBC variability

According to Beardsley et al. 1995; Gabioux et al. 2002; and Fontes et al. 2008, Amazon shelf hydrodynamics is dominated by a semidiurnal tidal regime. However, based on the signal analyses shown here, continental discharge flow might be strongly

influencing the continental shelf and ASB to a distance further than 250 km offshore and to a depth of 25 m (MAM1, see Figure 4.3). Variations in the density field cause instabilities in water layers, generating stratification or mixing, so that plume propagation directly influences the vertical structure of the continental shelf and ASB. Thus, the Richardson number (Ri) and the relationship between thrust frequency (N^2) and vertical shear (S^2) were analyzed, calculated by $Ri = N^2 / S^2$ (Figure 4.8). N^2 and S^2 logarithms are always negative and Ri is given by the difference between them, i.e., $\log Ri \equiv \log N^2 - \log S^2$ (Gastel and Peligri, 2004). The subcritical value for $Ri = 0.25$ in a logarithmic scale is $\log Ri = -0.6$.

Figure 4.8 Variation in the Richardson number Ri in a logarithmic scale, calculated based on the time series at a 25-m depth, with $\log Ri = -0.6$ indicating subcritical value related to local dynamic stability (left graph). Vertical velocity shear scatters ($\log S^2$) vs. thrust frequency ($\log N^2$) over the measurement months (similar to Fig. 3), indicating stratification and mixing conditions; the black dashed line represents the condition in which $\log N^2 \equiv \log S^2$ (right graph).



Geyer et al. (1996) calculated the temporal variation in Ri for the Amazon shelf at approximately 200 km northwest of the mouth of the Amazon River (at $3.5^\circ \text{ N} / 50^\circ \text{ W}$), comprising February – April; these authors observed predominance of Ri higher than the subcritical value ($Ri > 0.25$, i.e., $\log Ri > -0.6$ for the present study), due to higher freshwater discharge in the period; stable stratification conditions change only with fortnightly tidal wave variations. These oscillations in the synodic (fortnightly) tidal cycle were also observed in our study (Figure 4.8), at approximately $1^\circ \text{ N} / 46.5^\circ \text{ N}$ on the Amazon shelf.

Subcritical values occurred mainly by the end of May (Figure 4.8, left graph), indicating strong shear and weak stratification (dynamic instability); however, the prevalence of $Ri > 0$ was observed throughout measurement, indicating stable conditions. With density variations caused by the presence or absence of plume, vertical shear was balanced by thrust frequency in Ri values, which showed predominance of turbulent flow ($\log Ri > -0.6$, see Figure 4.8) compared to the occurrence of laminar flows ($\log Ri < -0.6$). Physical processes of mixing and vertical stratification were constant over the mooring months, as shown in Figure 4.8 (right graph). However, most of the values tended toward the mixing process throughout measurement, suggesting that the strong vertical shear on the Amazon shelf (Fontes et al. 2008) is balanced by the trend towards fluid stability generated by N^2 . According to Geyer et al. (1996), the vertical extension of the boundary tidal layer is limited by stratification and by its own high-frequency oscillations (e.g. tide). Therefore, although signal analyses (Figure 4.6) show that low-frequency events have significant values of spectral densities, vertical velocity shear associated to barotropic pressure gradient (Geyer et al. 1996) and to NBC flow, combined to the wind regime (Kundu and Beardsley 1991), play an important role in ASB mixing and stratification processes.

In addition to high-frequency tidal oscillations (throughout the year) and low-frequency variations due to the presence of Amazon water lenses (mainly in April and May), by the end of June, when the trade wind direction changes from northeastward to southeastward, NBC begins to intensify (-1.3 ms^{-1} , see Figure 4.4) and estuarine plume starts to dislocate northwestwards generating a strong vertical shear, until it undergoes retroflexion near 8° N (Garzoli et al. 2004). The influence of Amazon water lenses on ASB at MAM2 occurs only in the period with higher freshwater discharge. However, NBC acts on the slope throughout the year (Johns et al. 1998). Nonetheless, low temperatures ($T \leq 27 \text{ }^\circ\text{C}$) observed at point MAM1 (see Figure 4.2c), combined to the satellite image analysis for monthly mean MST (Figure 4.5b), indicate that as NBC intensifies from July on due to the increase in its net transport, its current ridges broaden to the point of reaching the continental shelf beyond slope and ASB.

Temporal and spatial variability of the NBC are important in the exchange processes between the Amazon shelf and continental slope. According to the analysis of results, two settings were observed throughout the measurements: (1) influence of NE trade winds, with strong presence of Amazon water lenses deriving from freshwater

discharge, semidiurnal tidal currents, with a narrow NBC flow with lower intensity along the slope, and transport of 13 Sv, acting beyond ASB (upper graph); (2) action of SE trade winds, with no influence of freshwater discharge or presence of Amazon water lenses due to retroflection and northwestward transport of plume, tidal currents, and NBC flow reaching its maximum intensity, transporting 36 Sv along the slope, ASB, and shelf, with the broadening of its current ridges (lower graph). Values for NBC transport are given according to the study by Johns et al. 1998 (near 3°N latitude and 50 - 48°W longitude) and Bourlès et al. 1999 (above 3°N latitude and 44°W longitude).

4.5 CONCLUSIONS

Exchanges between slope and the adjacent continental shelf are controlled by the hydrodynamic processes related to mixing and stratification, and this is groundbreaking scientific knowledge on the transition between shallow water environment and the deep ocean. In this paper, two moorings of the AMANDES Project were analyzed according to the hydrodynamic and hydrographic data analysis of the Amazon shelf and ASB. Results indicated a strong influence of three main forcings: (1) barotropic pressure gradient with bidirectional flows under semidiurnal regime; (2) freshwater discharge deriving from the continental input of the Amazon and Pará Rivers, related to stratification and vertical mixing; (3) spatial and temporal variability of the NBC on ASB.

Satellite images (Figure 4.5) for chlorophyll and MST corroborated the results for mooring MAM1, indicating a strong presence of estuarine plume in April and May, in addition to the influence of NBC on the continental shelf at 50-m isobath and 25-m depth. It was also possible to observe how the change in direction of trade winds influenced the northwestward transport of plume, as well as the beginning of retroflection (in July) in the Caribbean Sea above 5° N, due to seasonal ITCZ oscillation in the Amazon region.

There was predominance of negative velocity values, i.e., northwestward flow for the *along-shelf* component and southwestward flow for the *across-shelf* component. Residual transport over the measurement time followed the landward propagation direction of tidal ellipses on the shelf. The interaction of freshwater discharge flow with semidiurnal tidal currents yielded a helical pattern for the progressive vector curve.

NBC flow was identified at mooring MAM2 (ASB), with values of -1.3 ms^{-1} , and at mooring MAM1 (shelf), with values of -0.7 ms^{-1} . No evidence of the presence of superficial anti-cyclonic vortices was observed in the study area, possibly due to the year and location of the measurement points (latitude 1°N lies below these phenomena).

High-frequency oscillations referring to semidiurnal tides showed high-density spectra, mainly on the shelf (MAM1, see Figure 4.6) despite the vertical limitation of the tidal boundary layer caused by stratification. Low-frequency signals were prevalent in the ASB density spectrum due to the presence of Amazon water lenses, evidencing the wide spatial dispersion of the estuarine plume in the Amazon and Pará Rivers, exceeding the limits of ASB to over 250 km offshore, and transporting fluvial material (e.g., sediments and nutrients) to the continental slope. Analysis of signals did not contemplate the influence of NBC on the data, since the non-parametric methods used in the calculation cannot identify this forcing.

The strong vertical velocity shear caused primarily by barotropic pressure gradient, NBC, and wind regime was balanced by the high values for N^2 , due to the trend towards fluid stabilization. Values for $\log Ri > -0.6$ indicated that, for most of the measurement, the turbulent flow generated by mixing processes was predominant on the continental shelf, except at the end of May, when subcritical values ($\log Ri < -0.6$) were observed over a significant period of time, resulting in laminar flows due to the strong stratification generated by the presence of Amazon water lenses on ASB.

The hydrodynamic pattern varied according to semidiurnal tidal currents, to continental freshwater discharge flow, and to the influence of NBC on the shelf and ASB. Measurement months comprised the period of highest freshwater discharge (May) and NBC intensification (July), which directly interact with sinusoidal oscillations of tidal propagation. Results indicated that NBC (despite its higher intensity on the ASB and on the slope) also exerts influence on the shelf due to the increase in its net transport in July, causing the widening of its current edges, reaching the continental shelf beyond slope and ASB. Therefore, oscillations in the estuarine plume and in the barotropic pressure gradient are associated to exchange processes between the continental slope and shelf; however, temporal and spatial variability of the NBC also plays an important role in the ASB hydrodynamics, with influence on the continental shelf.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the crew of the R/V *Antea* for their able assistance and cooperation and the PRH-47 (ANP/BRAZIL) program for the studentship granted to the first author of this work.

REFERENCES

- Baker, P., Pond, S., 1995. The low-frequency residual circulation in Knight Inlet, British Columbia. *J. Phys. Oceanogr.* doi:10.1175/1520-0485(1995)025<0747:TLFRCI>2.0.CO;2
- Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W.R., Lentz, S.J., Castro, B.M., Cacchione, D., Carneiro, N., 1995. The M2 tide on the Amazon Shelf. *J. Geophys. Res.* 100, 2283. doi:10.1029/94jc01688
- Bourles, B., Molinari, R.L., Johns, E., Wilson, W.D., Leaman, K.D., 1999. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). *J. Geophys. Res.* 104, 1361–1375.
- Brandt, P., Rubino, A., Fischer, J., 2002. Large-Amplitude Internal Solitary Waves in the North Equatorial Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 1567–1573. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<1567:LAISWI>2.0.CO;2
- Briciu, A.-E., 2014. Wavelet analysis of lunar semidiurnal tidal influence on selected inland rivers across the globe. *Sci. Rep.* 4, 4193. doi:10.1038/srep04193
- Da Silveira, I.C. a., Miranda, L.B., Brown, W.S., 1994. On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/94JC01776
- Dai, A., Trenberth, K.E., 2002. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *J. Hydrometeorol.* 3, 660–687. doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDFC>2.0.CO;2
- Fonseca, C.A., 2004. Investigation of the North Brazil Current retroflexion and North Equatorial Countercurrent variability. *Geophys. Res. Lett.* 31, L21304. doi:10.1029/2004GL020054
- Fontes, R.F.C., Castro, B.M., Beardsley, R.C., 2008. Numerical study of circulation on the inner Amazon Shelf. *Ocean Dyn.* 58, 187–198. doi:10.1007/s10236-008-0139-4
- Fratantoni, D.M., Glickson, D. a., 2002. North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS*. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 1058–1074. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<1058:NBCRGA>2.0.CO;2
- Fratantoni, D.M., Johns, W.E., Townsend, T.L., Hurlburt, H.E., 2000. Low-Latitude Circulation and Mass Transport Pathways in a Model of the Tropical Atlantic Ocean*. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 1944–1966. doi:10.1175/1520-

0485(2000)030<1944:LLCAMT>2.0.CO;2

Fratantoni, D.M., Richardson, P.L., 2006. The Evolution and Demise of North Brazil Current Rings*. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 1241–1264. doi:10.1175/JPO2907.1

Gabioux, M., Vinzon, S.B., Paiva, A.M., 2005. Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf. *Cont. Shelf Res.* 25, 113–125. doi:10.1016/j.csr.2004.09.001

Gallo, M.N., Vinzon, S.B., 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dyn.* 55, 441–448. doi:DOI 10.1007/s10236-005-0003-8

Gastel, P.V.A.N., Pelegrí, J.L., 2004. Estimates of gradient Richardson numbers from vertically smoothed data in the Gulf Stream region. *Sci. Mar.* 68, 459–482. doi:10.3989/scimar.2004.68n4459

Geyer, R.W., Beardsley, R.C.R., Lentz, S.J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W.E., Castro, B.M., Dias Soares, I., 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Cont. Shelf Res.* 16, 575–616. doi:10.1016/0278-4343(95)00051-8

Jay, D.A., Flinchem, P., 1997. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: A demonstration of wavelet tidal analysis methods. *J. Geophys. Res.* 102, 5705–5720.

Jochum, M., Malanotte-Rizzoli, P., 2008. On the generation of North Brazil Current rings. *J. Mar. Res.* 66, 413–440. doi:10.1357/002224003322005050

Johns, W.E., Lee, T.N., Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Castro, B., 1998. Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 1–26. doi:10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2

Kundu, P.K., Beardsley, R.C., 1991. During the Upwelling Season off Northern California. *J. Geophys. Res.* 96, 4855–4868.

Labat, D., 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *J. Hydrol.* 314, 275–288. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.04.003

Le Bars, Y., Lyard, F., Jeandel, C., Dardengo, L., 2010. The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf. *Ocean Model.* 31, 132–149. doi:10.1016/j.ocemod.2009.11.001

Lentz, S.J., Limeburner, R., 1995. The Amazon River plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability AN - prod.academic_MSTAR_16815893; 3764526. *J. Geophys. Res.* 100, 2355–2375.

Lentz, S.J., Limeburner, R., 1995. The Amazon River Plume during AMASSEDS: Subtidal current variability and the importance of wind forcing. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/94JC01411

Lim, Y.-H., Lye, L.M., 2004. Wavelet Analysis of Tide-affected Low Streamflows Series. *J. Data Sci.* 2, 149–163.

- Mahanty, M.M., Mohanty, P.K., Panda, U.S., Pradhan, S., Samal, R.N., Rao, V.R., 2015. Characterization of tidal and non-tidal variations in the Chilika lagoon on the east coast of India. *Int. J. Sci. Eng. Res.* 6, 564–571.
- Marone, E., 1996. “Radiational tides” as nonlinear effects: bispectral interpretation. *Cont. Shelf Res.* 16, 1117–1126. doi:10.1016/j.csr.2010.04.013
- Molinas, E., Vinzon, S.B., de Paula Xavier Vilela, C., Gallo, M.N., 2014. Structure and position of the bottom salinity front in the Amazon Estuary. *Ocean Dyn.* 64, 1583–1599. doi:10.1007/s10236-014-0763-0
- Neto, A.V.N., Silva, A.C., 2013. Seawater temperature changes associated with the North Brazil current dynamics. *Ocean Dyn.* 64, 13–27. doi:10.1007/s10236-013-0667-4
- Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1996. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river. *Cont. Shelf Res.* 16, 553–573. doi:10.1016/0278-4343(95)00069-0
- Oltman, R.E., 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 552, 16.
- Percival D.B., Walden A.T. (1993) *Spectral analysis for physical applications: multitaper and conventional univariate techniques.* Cambridge University Press, Cambridge. doi: [dx.doi.org/10.1017/CBO9780511622762](https://doi.org/10.1017/CBO9780511622762)
- Prestes, Y.O., Rollnic, M., Silva, M.S., Rosario, R.P., 2014. Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil. *Proc. 17th Phys. Estuaries Coast. Seas Conf. Porto Galinhas, Pernambuco, Brazil, 19–24 Oct. 2014.*
- Richardson, P.L., Hufford, G.E., Limeburner, R., Brown, W.S., 1994. North Brazil Current retroflection eddies. *J. Geophys. Res.* 99, 5081–5093.
- Sassi, M.G., Hoitink, a. J.F., De Brye, B., Vermeulen, B., Deleersnijder, E., 2011. Tidal impact on the division of river discharge over distributary channels in the Mahakam Delta. *Ocean Dyn.* 61, 2211–2228. doi:10.1007/s10236-011-0473-9
- Silva, A., Araujo, M., Medeiros, C., Silva, M., Bourles, B., 2005. Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western Equatorial Atlantic. *Brazilian J. Oceanogr.* 53, 83–98. doi:10.1590/S1679-87592005000200001
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2
- Wilson, W.D., Johns, W.E., Garzoli, S.L., 2002. Velocity structure of North Brazil Current rings. *Geophys. Res. Lett.* 29, 111–114. doi:10.1029/2001GL013869.

CAPÍTULO 5 – ARTIGO II

THE M₂ AND M₄ TIDES IN THE PARÁ RIVER ESTUARY

O segundo artigo científico foi submetido e aceito pela *Tropical Oceanography*. O artigo tem como principal objetivo estudar as principais componentes semidiurna (M₂) e de água-rasa (M₄) no estuário do rio Pará. Para isso, foram realizadas as análises dos dados de dois fundeios (medidores de maré, com uso de sensores de pressão), instalados durante o período de setembro de 2014 até março de 2015. O artigo se encontra descrito abaixo:

YURI ONÇA PRESTES^A; ALEX COSTA DA SILVA^A; MARCELO ROLLNIC^B; RENAN PEIXOTO ROSÁRIO^B.

^A*Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco – LOFEC/DOCEAN/UFPE, Recife, PE, Brazil. y.prestes@hotmail.com, alex.csilva@ufpe.br*

^B*Laboratório de Geofísica Marinha, Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Pará – GEOFMAR/PPGM/UFPA, Belém, PA, Brazil. rollnic@ufpa.br; renanpeixoto@ufpa.br*

ABSTRACT

There are two large estuarine systems in the amazon continental shelf in northern Brazil: the Amazon and Pará Rivers. The Pará River estuary is a complex and peculiar tropical system with physical processes of micro-mesoscale generated by forces from different sources (e.g. astronomical tides and river discharges). This is an estuarine system with great importance in amazon shelf. In this study, the main semidiurnal (M₂) and the overtide (M₄) components were analyzed by quantifying distortions degrees and identifying tidal asymmetries in the Pará River estuary. Two submersible tidal gauges were moored to measure the water level, one in the right margin (point #RG) and another in the left margin (#LF). Sensors recorded measurements every 15 minutes for 6 months (from September 2014 to March 2015). Furthermore, we used harmonic charts

from Marine Studies Foundation (FEMAR, Fundação de Estudos do Mar). The M₂ amplitude is one order of magnitude greater than M₄ component, with maximum values of 1.9 m and 0.07 m respectively. According to the tidal wave oscillates and enters the estuary, the amplitude decrease due to attenuation of the tidal wave, producing intermediate regions under mesotidal regime and upstream sites with microtidal regime. There is a predominance of semidiurnal variations in the mixing zone of the Pará River estuary, with secondary importance of the diurnal oscillations (both astronomically pure) and overtides components.

Keywords: Tidal distortion, Tidal asymmetry, Tidal components, Lateral variations.

RESUMO

Existem dois grandes sistemas estuarinos na plataforma continental amazônica no norte do Brasil: dos rios Amazonas e Pará. Este estuário representa um sistema complexo e peculiar, com processos físicos de micro-mesoescala gerados por forçantes de diferentes fontes (por exemplo, as marés astronômicas e a descarga fluvial dos rios), que de forma mais ampla apresenta grande importância na plataforma amazônica. No presente estudo, as principais componentes semidiurna (M₂) e de água-rasa (M₄) são analisadas. Dois fundeios de medidores de maré foram realizados durante o período de Setembro de 2014 até Março de 2015. Também foram utilizadas cartas harmônicas da Fundação de Estudos do Mar (FEMAR). A amplitude da M₂ é uma ordem de grande maior em relação à componente M₄, com valores máximos de 1,9 m e 0,07 m, respectivamente. Conforme a onda de maré cooscila e invade o estuário, a amplitude da onda diminui devido à atenuação da maré, produzindo regiões intermediárias sob o regime de mesomarés e em locais do alto estuário sujeitos a um regime de micromaré. Há predominância de variações semidiurnas na zona de mistura do estuário do rio Pará, de forma secundária as oscilações diurnas e o efeito de águas-rasas.

Palavras-chave: Distorção de maré, Assimetria de maré, Componentes de maré, Variações laterais.

5.1 INTRODUCTION

The Amazon shelf is an atypical and highly dynamic environment. In this context are inserted the Pará and Amazon rivers. That widely studied and taught

scientifically, presents an intense fluvial contribution, representing over 30% of all fresh water discharged into the Atlantic Ocean (DAI; TREMBERTH, 2002). The annual average discharge of this system is approximately $180,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (OLTMAN, 1968; RICHEY et al., 1989; MASSON and DELECLUSE, 2001).

The Para River liquid discharge is one order of magnitude smaller than that of the Amazon River estuary, i.e., approximately $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (PRESTES et al., 2014), with over 300 km of longitudinal extension and about 60 km wide at the mouth. It is a system does not have a source *per se*, formed from the Bocas Bay, southwest of the Marajó Island, where receives contribution of the Amazon River through small channels known as "Breves Straits" (CALLÈDE et al., 2010), plus the total discharge from the Tocantins River and other tributaries.

In large estuarine systems, lateral variability should be highlighted because of its importance in the physical transport processes and horizontal patterns of instantaneous and residual flow velocity (VALLE-LEVINSON et al., 2000; CÁRCERES et al., 2003). Water level observations on both margins were analyzed in this work in order to verify lateral variations in the estuary. To contribute with this discussion about horizontal differences will also be presented cotidal charts of amplitude and phase of the main semidiurnal component (M_2).

The pure components of the astronomical tide (e.g. M_2 , S_2 , K_1 , O_1) cooscillated in shallow-water affecting each other. In addition to oscillate in a confined channel of the estuary, which leads to nonlinear interactions between these main constituents of astronomical with strong overtides effect (FRIDERICHS and AUBREY, 1988; LI and O'DONNELL, 1997). In this study, the main semidiurnal (M_2) and the overtide (M_4) components were analyzed by quantifying distortions degrees and identifying asymmetries in the Pará River estuary.

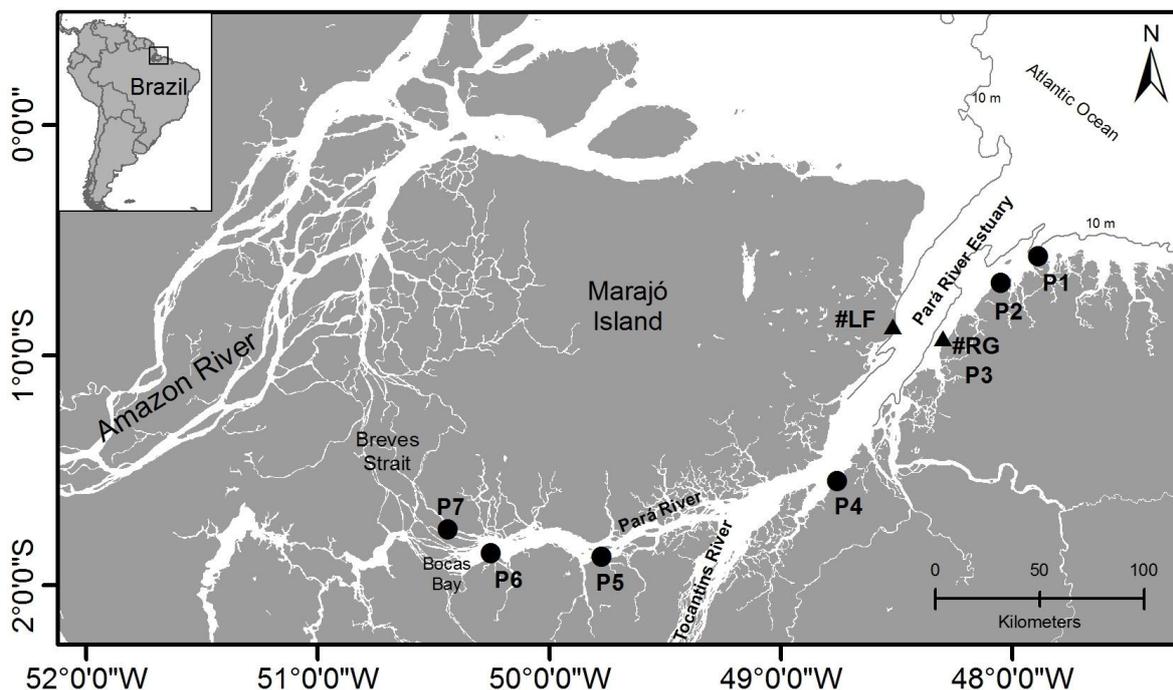
This manuscript is organized as follows: the section 2 will be described the study area, methods of acquisition data, and processing. We present the results in section 3. Then, in section 4, discussion based on analysis of lateral variability as identified by the time series variation of the water level and distortion and asymmetry processes of the tidal wave. Conclusions in Section 5.

5.2 METHODS

5.2.1 Study area

The Para River estuary is formed from the Bocas Bay, where it receives a part of water from Amazon River through the Breves Straits. Then gets the total discharge contribution of the Tocantins River and other tributaries, toward the Atlantic Ocean. The river has approximately 300 km of longitudinal extension (Figure 5.1). The study area is inserted into the mixing zone of the Pará River estuary (BALTAZAR et al., 2011; BEZERRA et al., 2011; ROSÁRIO et al., 2014), where the oceanic seawater is measurably diluted by extensive drainage of the continental system (MIRANDA et al., 2002). The present study does not address salinity results.

Figure 5.1 Map of the study area showing the the Pará River estuary and some adjacent physiography's. The points of tidal gauges are displayed (#RG and #LF, black triangles), as well as the location of the FEMAR stations (black circles).



5.2.2 Data acquisition and processing

Tidal gauges were moored to measure the water level in the right margin (point #RG – Lat: -0.934161 / Lon: -48.297180) and another on the left margin (#LF – Lat: -0.881452 / Lon: -48.507270), represented by black triangles in Figure 1. Sensors

recorded measurements every 15 minutes for 6 months (from September 2014 to March 2015). Were also used harmonic charts from Marine Studies Foundation (*Fundação de Estudos do Mar – FEMAR*, 2000), duly presented by black circles in Figure 5.1, covering the mouth nearby locations such as well in the estuarine upper regions, upstream and downstream of #RG and #LF points.

The main semidiurnal (M_2) and overtide (M_4) components were obtained by harmonic analysis of the time series of water level (#RG and #LF). This analysis regards the wave as the result of a sum of components and it is represented by sinusoidal functions with constant amplitude and phase for each site. These amplitudes and phases are determined from tide gauge records, which are adjusted into a least square fit resulting in harmonic tide constants. The assumption is that the answer to the driving forces does not change over time, representing the local tidal regime (PUGH, 1987). The theory of astronomical tide is shown in detail in specialized texts, such as Macmillan (1966), Harris (1981) and Pugh (1987). The package T-Tide v1.1 of the MATLAB® platform (PAWLOWICZ et al., 2002) was used on the current study. This choice was based on the operational functionality of this tool. Furthermore, the regional model "OTIS Regional Tidal Solutions" was used to generate a map of the tide elevation and phase.

5.3 RESULTS

The time series of water level in both margins of the Para River estuary clearly show a semidiurnal meso-macrotidal pattern, with maximum heights equal to 4.2 m. The mean variation between the spring-neap high tide is 0.5-1.2 m, with a minimum height for the neap tide level about 2 m. The tidal wave delay between the margins was about 10 minutes, i.e., high tide occurs in #RG before the #LF point. The Figure 5.2 shows the water level variation and lateral delay.

The harmonic analysis quantifies amplitude and phase of the main tidal components in the estuary. The Table 5.1 and the Figure 5.3 present the results of this analysis, highlighting the relationship between semidiurnal and quarti-diurnal components. Among the pure harmonic constituents (e.g. semidiurnal and diurnal) are displayed M_2 , S_2 , O_1 , and K_1 . These constituents are those with the greatest significance at the time of the tidal wave amplitude. The overtides components most representative

were M_4 and MS_4 , the result of interactions of the two major semidiurnal components shown in Table 5.1 and Figure 5.3 (M_2 and S_2). The sum of the amplitudes of the M_2 , S_2 , O_1 , and K_1 represent about 60% of the total tide amplitude (energy) in the Pará River estuary region. The M_2 amplitude is one order of magnitude greater than M_4 component, with maximum values of 1.9 m and 0.07 m respectively.

Figure 5.2 Time series of water level for Pará River estuary. A) Complete level as standard with six months of measurements on both margins (#RG - lower graph and #LF - upper graph); B) Level variation in a neap tide (left graph) and spring tide (right graph) conditions.

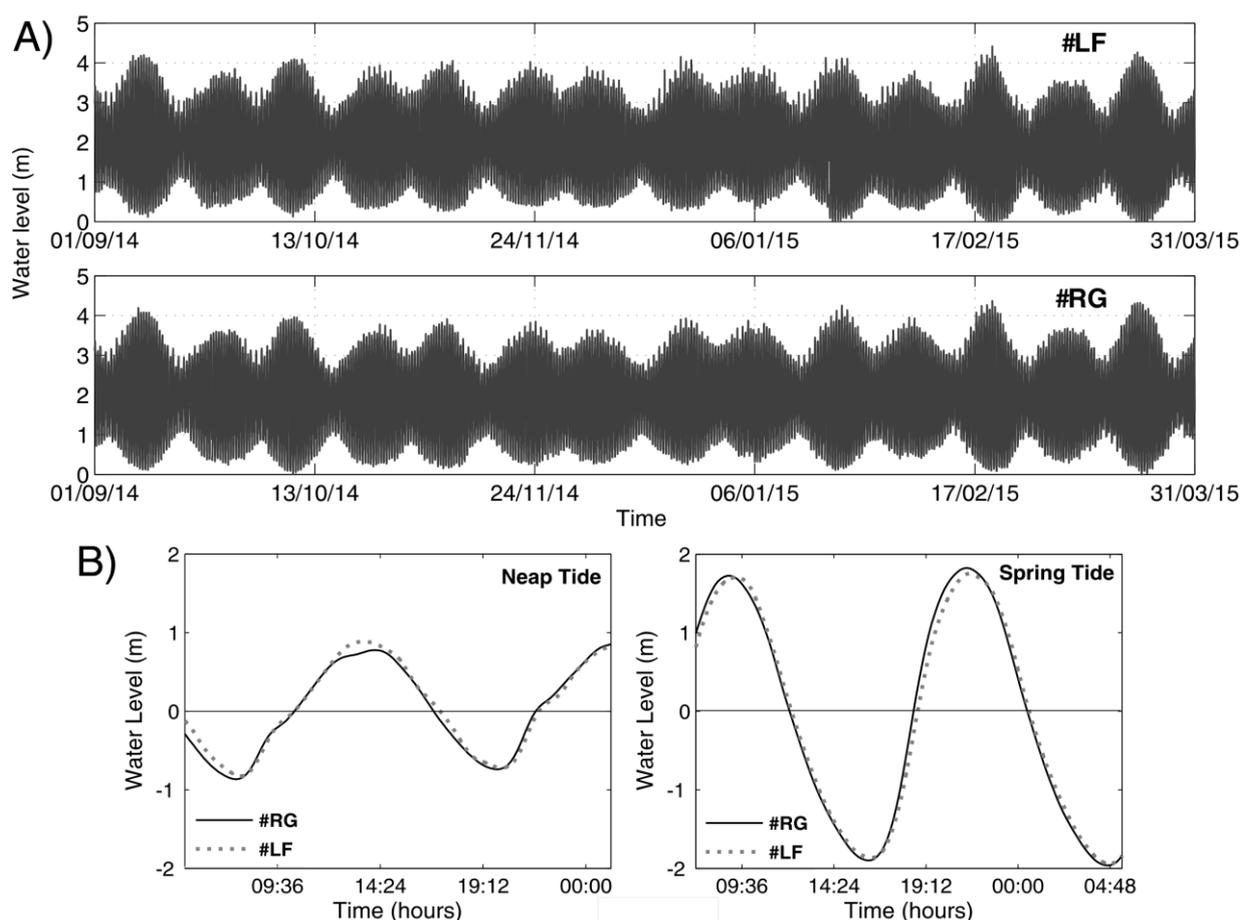
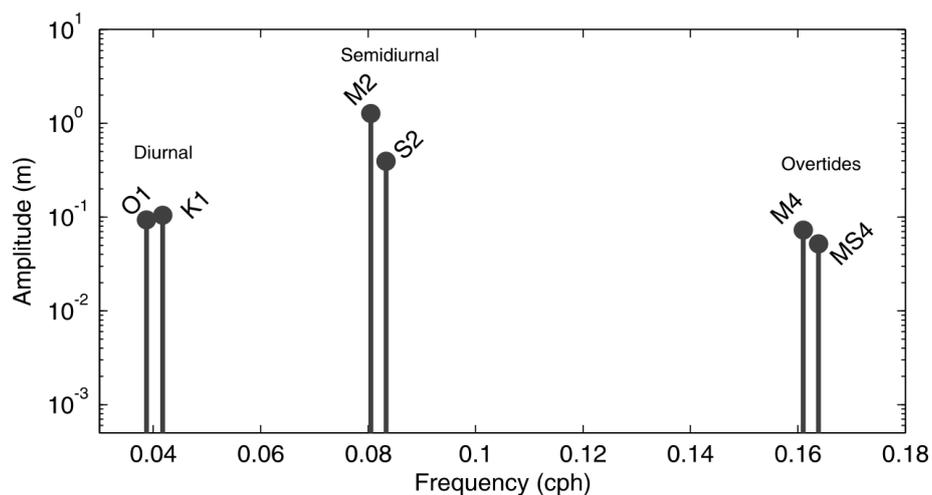


Tabela 5.1 Amplitude, period, and phase of the main diurnal, semidiurnal, and quartidiurnal constituents obtained through harmonic analysis.

Species	Constituents	Amplitude (m)	Period (h)	Phase (degrees)
Diurnal	K ₁	0.105	23.93	62.87
	O ₁	0.094	25.81	51.42
Semidiurnal	M ₂	1.292	12.42	200.55
	S ₂	0.396	12.00	222.93
Quarti-diurnal	M ₄	0.076	6.21	351.84
	MS ₄	0.056	6.10	347.82

The values shown in Table 5.1 and Figure 5.3 to the amplitude of the components are related to right margin (#RG); note that does not appear the components of #LF point due to small difference. The amplitudes difference of the M₂ and M₄ components are approximately 2 cm between the margins.

Figura 5.3 Relative amplitude of the main diurnal (K1 and O1), semidiurnal (M2 and S2), and overtones (M4 and MS4) constituents. Note that the terциdiurnal components are not displayed in this study, however they oscillated with frequencies between 0.119 - 0.126 cycles per hour (cph).



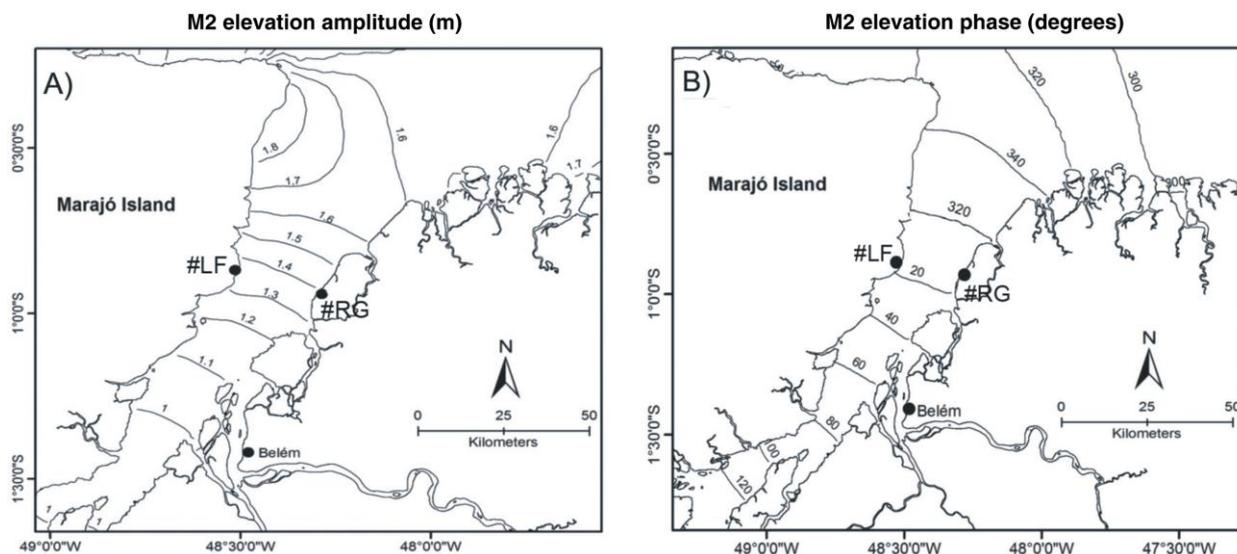
5.4 DISCUSSION

The investigation of the relationship between the main semidiurnal tide constituent and the main overtide constituent generated important results about the dynamics of the mixing zone of the Para River estuary. The intense fluvial contribution combined with cooscillation of astronomic tides, in an environment of large extensions; certainly, it produces a different hydrodynamic standard and complex mixing process. The study area is localized at 60 km away from the mouth of the estuary, but the tidal wave features a meso-macrotidal pattern (see Figure 5.2) and high amplitude for M_2 component (Figure 5.3). Just as it was found in the Amazon River estuary the importance of M_4 (GALLO and VINZON 2005), this overtide was also considered shallow-water component of greater tidal significance in the Pará river estuary.

5.4.1 Lateral variation of water level and tidal propagation

The goal of this study is to investigate the tidal wave distortion processes and lateral heterogeneity through the analysis of time series of water level variation and results of the main semidiurnal and overtide components. The results in Figure 5.2B exhibit approximately 10 minutes delay between the margins, with the coming tide primarily on the right margin (point #RG). Although commonly tidal analysis occur in an upstream longitudinal way (GALLO and VINZON 2005), a 10 minutes delay and a mean difference in the amplitude of 2 cm laterally verified is a differentiated process. There are more than 25 km between the two measuring water level stations. Such spatial dimensions, associated with tidal currents and intense flow generated by river discharge interact with the complex bathymetry of the Pará River estuary (GREGÓRIO and MENDES 2009). The comparison between the semidiurnal and overtide components demonstrates the increase in the distortion of the tidal wave upstream and reducing the magnitude of M_2 , as shown in Figure 5.4, which displays the cotidal chart of M_2 amplitude and phase in the Pará River estuary.

Figura 5.4 M_2 amplitude and phase. A) M_2 elevation amplitude (m) and; B) M_2 elevation phase for the Pará River estuary (OTIS Solution Regional Tidal).



In the time series of water level, the cotidal charts also showed differences between the margins in #RG and #LF points, referring to the water level measurements. The results generated by the model of the cotidal charts corroborate the results of the water level stations with small differences of the order of hundredths lateral difference; however, the position of #RG and #LF points from the amplitude and phase contours explains a 10 minutes delay and variation of 2 cm in tidal amplitude (see Figure 5.4). The delay occurs due to a difference of 0.17° in M_2 phase along of #RG point (Table 5.1) and #LF point (not shown). Beardsley et al. (1995), Gabioux et al. (2005), and Le Bars et al. (2010), used tidal models in the amazon shelf and identified the predominant of semidiurnal M_2 component in this region, as observed throughout the Pará River estuary. These results are consistent with the analysis of the amplitude and phase shown in Figure 5.3.

5.4.2 The M_2 and M_4 tidal analysis: statistics, distortion and asymmetry

According to some relations amongst the two main semidiurnal constituents found (M_2 and S_2), it is possible calculate some local tidal statistics (KJERFVE, 1990). For example, the mean tidal variation ($2.2 \times AM_2$) is equal to 2.81 m; the ebb-tidal variation ($2 \times [AM_2 + AS_2]$) is 3.34 m and finally, the quadrature variation ($2 \times [AM_2 - AS_2]$) equals to 1.76 m. With the values found for the main diurnal and semidiurnal

components is also possible to compute the tidal form number (DEFANT, 1961), given by: $N_f = [AK_1 + AO_1] / [AM_2 + AS_2]$. In the #RG point in the mixing zone of Pará River, the form number is 0.11 that confirm a semidiurnal tidal regime.

Based on the relationships between M_2 and M_4 amplitudes and phases, such as the relative phase calculation ($2x \theta M_2 - \theta M_4$) and amplitude ratio (AM_4 / AM_2), it is possible to perform an analysis of the tidal wave distortion and asymmetries (SPEER and AUBREY, 1985; FRIDERICHS and AUBREY, 1988). The relation between amplitudes of components of M_2 and M_4 (AM_4 / AM_2) demonstrated that overtide is 5.7% distortion of the tidal wave, indicating a mild distortion. According to George (1995), in shallow environments, the distortion of the wave generates tidal currents and energy loss due to friction with the bottom, so that distortions are greater when these waves reach sheltered locations such as estuaries. Thus, as the present study surveys occurred in the mixing zone, the tidal distortions certainly increase upstream. This was verified by Prestes et al. (2014), in which the amplitude of the M_4 came close to 10% of the amplitude of M_2 and ($2x \theta M_2 - \theta M_4$) $< 180^\circ$ (i.e., positive tidal wave asymmetry). Displaying increasing the degree of distortion in regions upstream of the study area, 150 km from the mouth of the Para River estuary.

The relative phase for this study also indicates positive tidal wave asymmetry, equals 45.5° , with ($2x \theta M_2 - \theta M_4$) $< 180^\circ$ and flood times shorter than ebb teams. These effects are a product of non-linear transfer of energy and momentum of the main harmonic components (CARTWRIGHT, 1967; SPEER and AUBREY, 1985; FRIDERICHS and AUBREY, 1988; PARKER, 1991).

In order to expand the knowledge about the tidal wave distortion upstream in the Pará River estuary, the FEMAR amplitude values for M_2 and M_4 components were adopted. Table 5.2 shows the values found for these amplitudes and their locations of measuring stations.

The results for the indicators the degree of tidal wave distortion exhibited maximum value with $M_4 / M_2 = 12.21\%$, in a region of the Pará River estuary that undergoes the channel constriction effect (the point P4, Figure 5.1). Note that the distortion values increase upstream, as well as the M_2 amplitude decreases as the tidal wave is attenuated due to friction with the bottom and the margins. However, the amplitude of the M_4 only varies more clearly also in P4 (see Figure 5.1), with channel

constriction effect. Therefore, the verified distortion effect does not occur because of the increased range of M₄ (due of the friction effect in shallow-waters), but the tidal wave attenuation upstream and consequent decrease of the semidiurnal M₂ component amplitude.

Tabela 5.2 M₂, M₄ amplitude, and distortion analysis according FEMAR, 2000. The locations of the points are: P1 – Guarás; P2 – Taipu; #RG/P3 – Colares; P4 – Porto de Vila do Conde (Barcarena); P5 – Curralinho; P6 – Baía das Bocas e; P7 – Breves.

FEMAR station	M ₂ amplitude (m)	M ₄ amplitude (m)	M ₄ / M ₂ (%)
P1	1.31	0.06	4.64
P2	1.57	0.09	5.70
P3	1.29	0.07	5.91
P4	1.08	0.13	12.21
P5	0.54	0.03	7.01
P6	0.47	0.04	9.09
P7	0.50	0.05	10.6

5.5 CONCLUSION

- The Pará River estuary is a complex and peculiar tropical system with physical processes of micro-mesoscale generated by forces from different sources (e.g. astronomical tides and river discharges). This is an estuarine system with great importance in amazon shelf. In addition to the intense input of the river discharge in the order of magnitude $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ the estuary of the Pará River is subject to cooscillation the astronomical tide with macrotidal coastal regimes.
- According to the tidal wave oscillates and enters the estuary, occurs gradual the decrease in amplitude due to attenuation of the tidal wave, producing intermediate regions under mesotidal regime and upstream sites with microtidal regime.
- There is a predominance of semidiurnal variations in the mixing zone of the Pará River estuary, with secondary importance of the diurnal oscillations (both astronomically pure) and overtides components, generated due non-linear interaction between the main harmonic constituents, especially the M₄.

- The comparison amongst the margins showed that there is lateral differentiation along the flood and ebb stage caused by tide. The faster entry of the tide in the right margin (point #RG) suggests that the mixing processes depend not only on the seasonal variability of the river discharge and higher/lower vertical stratification, but mostly the fortnightly variations of cooscillation the astronomical tide. The future study about the diffusion and advection terms in the turbulent processes of the estuary, must definitively confirm the occurrence of lateral heterogeneous mixing phenomena amongst the margins.
- The study area is inserted into the mixing zone of Pará river estuary (about 60 km from the mouth). The results indicated that the distortion and positive asymmetry of the tidal wave in this region suggest that area for tidal attenuation in the estuary can reach more than 400 km upstream. This manuscript identified lateral variability in water level (which interferes with the hydrodynamic patterns and transport processes), with tidal wave of entry along the right margin of the estuary.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thanks members of Laboratory of Physical Oceanography of the Federal University of Pará for maintaining the tidal gauges and assistance for field sampling.

REFERENCES

- BALTAZAR, L. R. S.; MENEZES, M. O. B.; ROLLNIC, M. Contributions to the understanding of physical oceanographic processes of the Marajó Bay - PA, North Brazil. **J. Coastal Res.**, SI 64 *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium - Szczecin, Poland*, p. 1448-1452, 2011.
- BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W. R., LENTZ, S. J., CASTRO, B. M., CACCHIONE, D., CARNEIRO, N. The M2 tide on the Amazon shelf. **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. C2, p. 2283–2319, 1995.
- BEZERRA, M. O.; MEDEIROS, C.; KRELLING, A. P. M.; ROSÁRIO R. P.; ROLLNIC, M. Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon coast (Brazil). **J. Coastal Res.**, SI 64 *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium - Szczecin, Poland*, p. 1448-1452, 2011.
- CALLEDE, J.; COCHONNEAU, G.; RONCHAIL, J.; ALVEZ, FV.; GUYOT, J. L.; GUIMARES, V. S.; DE OLIVEIRA, E. Les apports en eau de l'Amazone a l'ocean Atlantique. **J. Water Sci.**, Revue des sciences de l'eau, Lavoisier (Hermes Science Publications), v. 23, n. 2, p. 247-273, 2010.

CÁRCERES, M.; VALLE-LEVINSON, A.; ATKINSON, L. Observations of cross-channel structure of flow in an energetic tidal channel. **J. Geophys. Res.**, v. 108, n. C4, 3114 p., 2003.

CARTWRIGHT, D. E. Time-series analysis of tides and similar motions of the sea surface. **J. Applied Probability**, v. 4, p. 103–112, 1967.

DAI, A.; TRENBERTH, K. E. Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. **J. of Hydrometeorol.**, v. 3, n. 6, p. 660–687, 2002.

DEFANT, A. *Physical oceanography*, VI. Pergamon Press, New York, 1961.

FEMAR, Fundação de Estudos do Mar, Brazil. Catalogo de Estações Maregráficas Brasileiras. FEMAR (eds), 2010. Also available at <http://fundacaofemar.org.br/portalwordpress/>.

FRIEDRICHS, C. T.; AUBREY, D. G. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. **Estuar. Coastal Shelf Sci.**, v. 27, p. 521–545, 1988.

GABIOUX, M.; VINZON, S.; PAIVA, A. M. Tidal propagation over fluid mud layers on Amazon shelf. **Cont. Shelf Res.**, v. 25, p. 113–125, 2005. doi:10.1016/j.csr.2004.09.00.

GALLO, M. N.; VINZON, S. B. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. **Ocean Dyn.**, v. 55, n. 5–6, p. 441–448, 2005.

GEORGE, K. L. *Tides for marine studies*. 2^a ed. University of Plymouth. Institute of Marine Science, 1995. 180 p.

GREGÓRIO, A. M. S.; MENDES, A. C. Characterization of sedimentary deposits at the confluence of two tributaries of the Pará river estuary (Guarajá bay, Amazon). **Cont. Shelf Res.**, v. 29, p. 609–618, 2009.

HARRIS, D. L. Tides and tidal datums in the United States. U.S. Army Coastal Engineering Research Center, **Special Report No.7**, Ft. Belvoir, VA, 1981.

KJERFVE, B. Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. Paris, UNESCO/UNDP, 1990. 79 p.

LE BARS, Y. L.; LYARD, F.; JEANDEL, C.; DARDENGO, L. The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf. **Ocean Modelling**, v. 31, p. 132–149, 2010.

LI, C.; DONNELL, J. O. Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth variation. **J. Geophys. Res.**, v. 102, n. C13, p. 915–929, 1997.

MACMILLAN, D. H. *Tides*. Elsevier. New York, 1966.

MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlântic. **Phys. Chem. Earth**, v. 26, n. 2, p. 137–142, 2001.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. *Princípios de Oceanografia Física em Estuários*. 2ª ed. Edusp, São Paulo, 2002. 426 p.

RICHEY, J.E.; NOBRE, C.; DESSER, C. Amazon River discharge and climate variability: 1903-1985. **Science**, v. 246, p. 101-103, 1989.

OLTMAN, R.E. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. **U. S. Geol. Surv.**, Circ. 552, 1968. 16 p.

PARKER, B. B. The relative importance of the various non-linear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review). In: *Tidal Hydrodynamics*, John Wiley, New York, p. 237–268, 1991.

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B.; LENTZ, S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. **Comput. Geosci.**, v. 28, p. 929–937, 2002.

PRESTES, Y. O.; ROLLNIC, M.; SILVA, M. S.; ROSÁRIO, R. P. 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, 2014.

PUGH, D. T. *Tides: surges and mean sea level*. John Wiley, New York, 1987.

ROSÁRIO, R. P.; ROLLNIC, M.; SANTOS, A. S. Contribution to understanding the surface seawater intrusion in the Pará River estuary during low discharge. *Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas conference*, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 2014.

SPEER, P. E.; AUBREY, D. G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, II: Theory. **Estuar. Coastal Shelf Sci.**, v. 21, p. 207–224. 1985.

VALLE-LEVINSON, A.; LI, C. Convergence of lateral flow along a coastal plain estuary. **J. Geophys. Res.**, v. 105, n. C7, p. 17,045-17,061, 2000.

CAPÍTULO 6 – ARTIGO III

TURBULÊNCIA EM UM ESTUÁRIO AMAZÔNICO DOMINADO POR MARÉ

O terceiro e último artigo deste capítulo ainda não foi submetido a nenhum periódico científico. O artigo tem o principal objetivo fazer uma análise dos dados coletados por um perfilador de correntes acústico (ADCP) no estuário do Rio Pará para quantificação da turbulência durante marés de sizígia, em dois períodos distintos (outubro de 2014 – período seco; e junho de 2015 – período chuvoso) da região amazônica. O estudo demonstra que há tendência da margem direita do estuário do Rio Pará apresentar estratificação, com importância de processos de mistura por difusão ($Ri > 3$; $Re < 1$), sendo que a margem esquerda do estuário tende a apresentar mistura turbulenta somente a partir dos 50 – 60 km de distância da foz, com processos de mistura por advecção forçada pela maré ($Ri \leq 5,0 \times 10^{-3}$; $Re > 105$). Abaixo apresentamos o artigo:

YURI ONÇA PRESTES^A; RENAN PEIXOTO ROSÁRIO^B; MARCELO ROLLNIC^B;
NILS ASP^C; ALEX COSTA DA SILVA^A.

^A*Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira, Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco – LOFEC/DOCEAN/UFPE, Recife, PE, Brasil. y.prestes@hotmail.com; alex.csilva@ufpe.br*

^B*Laboratório de Geofísica Marinha, Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Pará – GEOFMAR/PPGM/UFPA, Belém, PA, Brasil. rollnic@ufpa.br; renanpeixoto@ufpa.br*

^C*Instituto de Estudos Costeiros, Universidade Federal do Pará – IECOS/UFPA, Bragança, PA, Brasil. nilsasp@ufpa.br*

RESUMO

Medições para quantificação da turbulência com perfilador de correntes acústico (ADCP) foram realizadas no estuário do Rio Pará. Este sistema está situado no norte do Brasil, onde todo seu aporte continental é descarregado no Oceano Atlântico. A força de empuxo gerada pela descarga fluvial interage fisicamente com a força da maré, alternando em condições de estratificação ou mistura vertical. As coletas de dados para um ciclo de maré semidiurno ocorreram durante marés de sizígia, sendo a primeira em outubro de 2014 e a segunda em junho de 2015, referentes aos períodos seco (baixa descarga) e chuvoso (alta descarga) da região amazônica, respectivamente. A produção de TKE está relacionada aos fluxos barotrópicos dos estágios de enchente e vazante, com maior intensidade no período de baixa descarga (maior força da maré). A maior intensidade da produção de TKE ($P \approx 0,04 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$) e do tensor longitudinal de Reynolds ($\tau_x = 0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para vazante e $\tau_x = -0,3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para enchente) são produtos do aumento da força da maré (durante a baixa descarga no período seco e nos estágios de enchente e vazante). Nós concluímos que há tendência da margem direita do estuário do Rio Pará apresentar estratificação, com importância de processos de mistura por difusão ($Ri > 3$; $Re < 1$); a margem esquerda tende a apresentar mistura turbulenta somente a partir dos 50 – 60 km de distância da foz, com processos de mistura por advecção forçada pela maré ($Ri \leq 5,0 \times 10^{-3}$; $Re > 10^5$).

Palavras-chave: Mistura, TKE, Hidrodinâmica, Rio Pará

6.1 INTRODUÇÃO

Os processos de mistura turbulenta podem ocorrer por difusão em escalas pequenas, conduzindo alterações na distribuição das propriedades, ou em grandes escalas, em que os processos advectivos são importantes no sistema devido a variações espaciais e temporais no fluxo. O campo advectivo apresenta fluxo ao longo das linhas de corrente, enquanto que a difusão turbulenta exibe troca de massa entre as linhas de fluxo (FISCHER, 1979). A descarga fluvial pode ser interpretada como um processo que envolve déficit de energia potencial, de modo que a maré, como fonte de energia cinética, equilibra o déficit de energia gerado pela descarga fluvial. A mistura turbulenta causada pela maré está associada à fricção do fluxo com o fundo do canal e com a interação da onda de maré com a batimetria, gerando correntes de maré em larga escala.

A força gerada pela maré é a principal fonte de mistura turbulenta em estuários (DYER, 1997; MIRANDA *et al.*, 2002)

De acordo com Geyer *et al.* (2000), os processos de mistura vertical não são importantes na circulação residual. Entretanto, as condições de mistura turbulenta estão inseridas no mesmo sistema em que ocorrem prevalência de uma das componentes da força gradiente de pressão, conforme atuam simultaneamente o cisalhamento e a força de empuxo. A elevada descarga fluvial do Rio Pará flui em superfície em direção ao Oceano Atlântico e o aporte marinho de água salina flui em camadas profundas estuário acima. Este movimento é conhecido como circulação estuarina clássica (CAMERON e PRITCHARD, 1963; PRITCHARD, 1955, 1956; HANSEN e RATTRAY, 1966). Fluxos barotrópicos ocorrem na ausência de gradientes de salinidade e devido a diferenças de pressão, em que introduz (enchente) e retira (vazante) água no sistema em movimentos unidirecionais. Por outro lado, os fluxos baroclínicos são bidirecionais e apenas introduzem água no estuário em profundidades próximas ao fundo, devido ao gradiente de salinidade e diferenças de densidade das camadas subjacentes de água.

O estuário do Rio Pará possui um aporte continental uma ordem de grandeza menor em relação ao sistema estuarino adjacente, o do Rio Amazonas, com descarga da ordem de $10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ao longo de mais de 300 km de extensão longitudinal (PRESTES *et al.*, 2014). Os fluxos barotrópicos são dominantes desde no alto estuário, no local de sua origem (sudoeste da Ilha do Marajó, na Baía das Bocas; ver Figura 6.1) até a foz. Apesar da magnitude de sua descarga, responsável por estratificar e estabilizar intensamente o sistema, a análise dos processos de mistura turbulenta visa também investigar a dominância de marés semidiurnas no estuário do Rio Pará, sendo as oscilações em frequência mareal as principais responsáveis pelo padrão hidrodinâmico e trocas de massa, bem como na distribuição espacial e temporal de propriedades. Beardsley *et al.* (1995), Gabioux *et al.* (2005) e Geyer *et al.* (1996) são alguns exemplos de trabalhos que comprovam a dominância de marés semidiurnas na plataforma continental amazônica no norte do Brasil. A cooscilação da onda de maré no Rio Pará também deve prevalecer como a principal forçante física nos processos estuarinos.

O uso de um perfilador de correntes acústico (ADCP - *Acoustic Doppler Current Profiler*) para estimar a quantificação de turbulência em estuários é uma técnica existente desde a década de 80 (GARGETT, 1988; LU e LUECK, 1999; MONISMITH, 2010; SIMPSON *et al.*, 2004; STACEY *et al.*, 1999;). No presente trabalho, será

aplicado o “Método da Variância” para a determinação dos componentes do Tensor de Reynolds $-\overline{u'w'}$ e $-\overline{v'w'}$, bem como a análise do TKE (*Turbulent Kinect Energy*) e sua taxa de produção (P). Os números adimensionais de Richardson (Ri) e Reynolds (Re) serão pela primeira vez investigados no estuário do Rio Pará, de grande importância na compreensão dos processos de mistura turbulenta e estratificação vertical.

Este artigo está organizado da seguinte forma: primeiro, são apresentados a área de estudo, detalhes das medições e os métodos para quantificação da turbulência na sessão 2. Na sessão 3, os resultados para a estrutura vertical e temporal da velocidade longitudinal e da salinidade, assim como seus perfis residuais. Os processos de estratificação gerada pela força de empuxo e mistura turbulenta produzida pela força da maré são discutidos na sessão 4, com foco baseado nas análises para quantificação da turbulência no sistema. Por fim, na sessão 5, algumas conclusões.

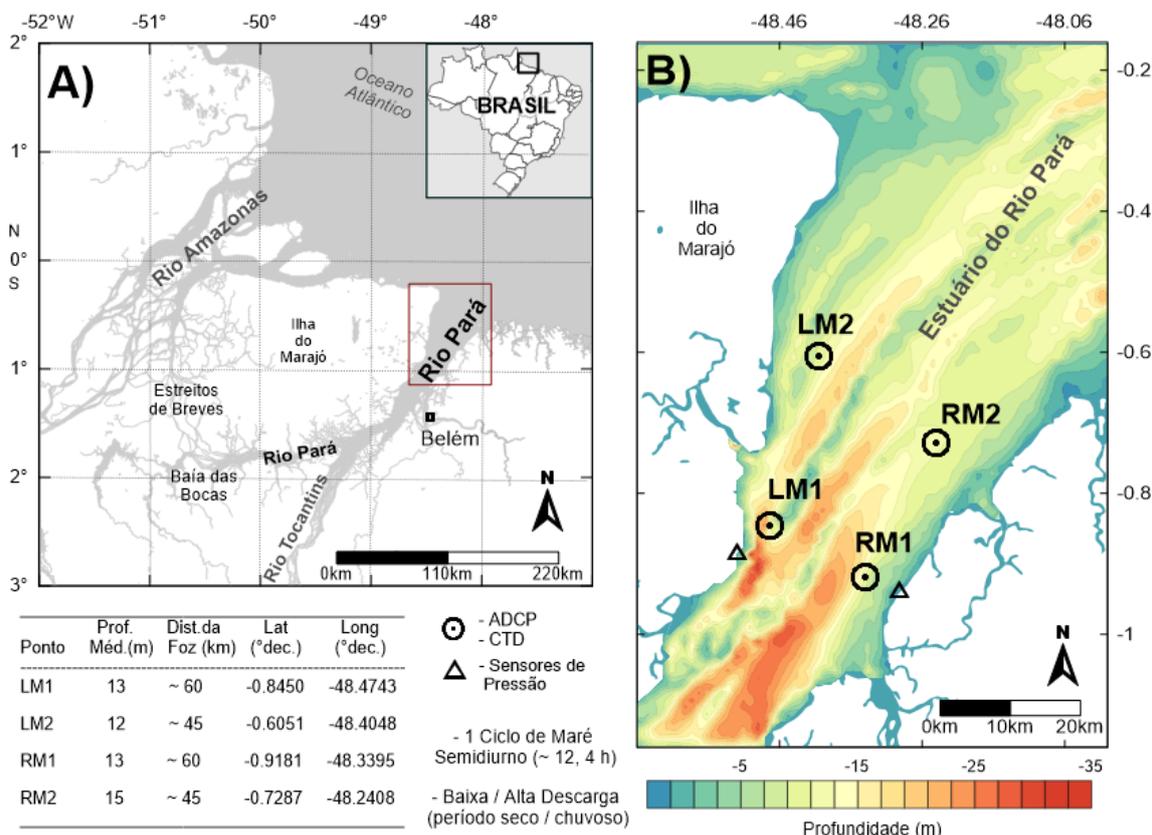
6.2 MÉTODOS

6.2.1 Área de Estudo

O estuário do Rio Pará é um sistema tropical situado no norte do Brasil (Figura 6.1). É um corpo d’água de grandes extensões espaciais que está sujeito à intensas forçantes físicas de diferentes fontes, em que a intensa descarga fluvial interage diretamente com fortes correntes de maré da ordem de $2,0 \text{ ms}^{-1}$.

A área de estudo está localizada na zona de mistura do estuário do Rio Pará (BALTAZAR *et al.*, 2011; BEZERRA *et al.*, 2011; ROSÁRIO *et. al.*, 2014), região onde são verificados constantes gradientes de salinidade longitudinais e verticais. Esta zona está sujeita a um regime de mesomaré semidiurno e apresenta uma descarga fluvial da ordem de $10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (PRESTES *et al.*, 2014) com variabilidade sazonal de dezenas de milhares de m^3s^{-1} , de acordo com o período chuvoso (Janeiro – Junho) e seco (Julho – Dezembro). Os pontos foram nomeados com a letra “R” (*right*) para a margem direita e “L” para a margem esquerda (*left*); o número 1 são para pontos internos e o número 2 para os pontos externos (por exemplo, ponto externo na margem direita: RM2).

Figura 6.1 Mapa de localização da área de estudo e configurações gerais dos pontos de estudo. A) Norte do Brasil, exibindo a localização da área de estudo e outras fisiografias adjacentes. B) Mapa batimétrico do Rio Pará, exibindo dois pontos de medição internos (LM1 e RM1) e dois pontos externos (LM2 e RM2). Também são apresentadas a localização do fundeio de dois sensores de pressão nas duas margens (triângulos).



O Rio Pará (Figura 6.1A) não possui uma nascente propriamente dita, contudo, este corpo d'água se forma a partir da Baía das Bocas, onde parte do aporte do Rio Amazonas é descarregado no Rio Pará através dos Estreitos de Breves. Segue fluindo ao sul da Ilha do Marajó, recebendo todo o aporte hídrico do Rio Tocantins (seu principal tributário) e outros tributários (próximos à capital do Estado do Pará, Belém) até o Oceano Atlântico (PRESTES *et al.*, 2014). O rio Pará possui mais de 300 km de extensão longitudinal e 25 km de distância entre as margens nos pontos estudados.

As coletas de dados *in situ* ocorreram em duas campanhas distintas, durante marés de sizígia, sendo uma em outubro de 2014 e a outra em junho de 2015, referentes aos períodos seco (baixa descarga) e chuvoso (alta descarga) da região amazônica, respectivamente. Todas as medições abrangeram um ciclo de maré semidiurno

completo, totalizando 13 horas de medição em cada ponto. Foram realizadas amostragens horárias de corrente com uso de um ADCP (RD *Instruments*, modelo *Workhorse* Rio Grande, de 1.200 kHz, com visada vertical e direcionado para o fundo) e; do campo de massa estuarino (temperatura e salinidade) com um CTD (*Conductivity, Temperature and Depth - pressure*) da *SeaBird* modelo SBE-37SM com frequência amostral de 0,2 Hz (5 segundos).

Os sensores de pressão localizados nas duas margens do canal foram utilizados para a correção do nível pela maré nos pontos de coleta (Figura 6.1B). São analisadas as estruturas vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal ($u = \vec{V}\cos(\theta)$) e de salinidade, bem como resultados residuais para um ciclo de maré.

6.2.2 Quantificação da Turbulência

Para a análise dos processos de turbulência no estuário do Rio Pará, foram calculados os números adimensionais de Richardson (Ri) e de Reynolds (Re). Além disso, também foram analisados os valores para o Tensor Longitudinal de Reynolds ($\overline{u'w'}$ ou τ_x) e a Taxa de Produção de TKE (P). O TKE (*Turbulent Kinect Energy*) é o nome dado a energia de movimento gerada por turbulência no sistema.

O Ri é uma importante análise a respeito da hidrodinâmica estuarina, sendo representado pela relação entre estabilidade do sistema gerada pela frequência de empuxo (N^2) com a instabilidade produzida pelo cisalhamento vertical de velocidade (S^2), em outras palavras, é a relação entre a força da estratificação de densidade vertical com a mistura turbulenta, caracterizando os momentos em que a coluna d'água tende a se estratificar (grande valor de Ri) ou se misturar verticalmente (baixo Ri). Este este número adimensional pode ser calculado por $Ri = N^2 / S^2$. A frequência de empuxo e o cisalhamento vertical são, respectivamente, calculados pelas equações:

$$N = \left(-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{1/2} \quad (6.1)$$

$$S = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (6.2)$$

onde ρ é a densidade da água obtida atrás dos valores de temperatura e salinidade; u e v são os componentes longitudinal e transversal do vetor de velocidade \vec{V} . Atualmente é

comum o uso de um ADCP para medir os componentes do Tensor de Reynolds através do “Método da Variância” (LU; LUECK, 1999; STACEY *et al.*, 1999; RIPPETH *et al.*, 2002; SIMPSON *et al.*, 2004; MONISMITH, 2010). Ele permite determinar as tensões turbulentas que atuam no fluxo estuarino, assim como a energia cinética turbulenta (TKE) e sua taxa de produção (P).

Cada medição de velocidade ao longo do *beam* (b_i) do ADCP é a soma entre uma média temporal (\bar{b}_i) e uma parte flutuante (b'_i):

$$b_i = \bar{b}_i + b'_i \quad (6.3)$$

com isso, utilizando os pares de *beams* opostos é possível calcular os componentes do Tensor de Reynolds $-\overline{u'w'}$ e $-\overline{v'w'}$ a partir da diferenças das variâncias das velocidades ao longo do *beam* vertical:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = -\overline{u'w'} = \frac{\overline{b_1'^2} - \overline{b_3'^2}}{4\sin\alpha \cos\alpha} \quad (6.4)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = -\overline{v'w'} = \frac{\overline{b_2'^2} - \overline{b_4'^2}}{4\sin\alpha \cos\alpha} \quad (6.5)$$

onde α representa o ângulo de cada *beam* em relação ao eixo vertical (para o ADCP *RDI Workhorse* do presente trabalho, $\alpha = 20^\circ$). A taxa de produção de TKE pode então ser facilmente calculada por:

$$P = -\left(\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} + \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (6.6)$$

em que a produção de TKE é determinada pelo produto entre a tensão e o cisalhamento.

O número adimensional Re representa a relação entre os termos não-lineares (gerados pela força da maré, produzindo processos de mistura por advecção) e os termos viscosos (gerados pela força de empuxo inercial, com mistura por difusão):

$$Re = \frac{\text{Termos Não-lineares}}{\text{Termos Viscosos}} = \frac{UL}{\nu t} = \frac{\text{ADVECÇÃO}}{\text{DIFUSÃO}} \quad (6.7)$$

onde U representa a velocidade do fluxo, L é o comprimento do fluxo turbulento e νt é o coeficiente de viscosidade turbulenta (diferente da viscosidade molecular, νt é uma propriedade do movimento, não do fluido). Como serão realizadas análises verticais distribuídas espacialmente entre as margens do estuário, temos que $L = -z$, ou seja, a profundidade local em metros. Entretanto, não se conhece empiricamente o valor de νt ,

de modo que para calcular este termo foi utilizado um modelo para o fechamento de mistura de duas equações (TKE – ε), proposto por Komogorov (1942) e Prandtl (1945). Este modelo relaciona as tensões de Reynolds com os gradientes de velocidade média e viscosidade turbulenta, em que esta pode ser calculada por:

$$vt = C\mu \frac{TKE^2}{\varepsilon} \quad (6.8)$$

sendo $C\mu$ o coeficiente empírico igual à 0,09, ε é a taxa de dissipação de energia cinética. Como os valores para a produção de TKE (P) foram calculados previamente, a determinação da dissipação de TKE pode ser determinada pela diferença dos valores de TKE pela taxa de produção de TKE.

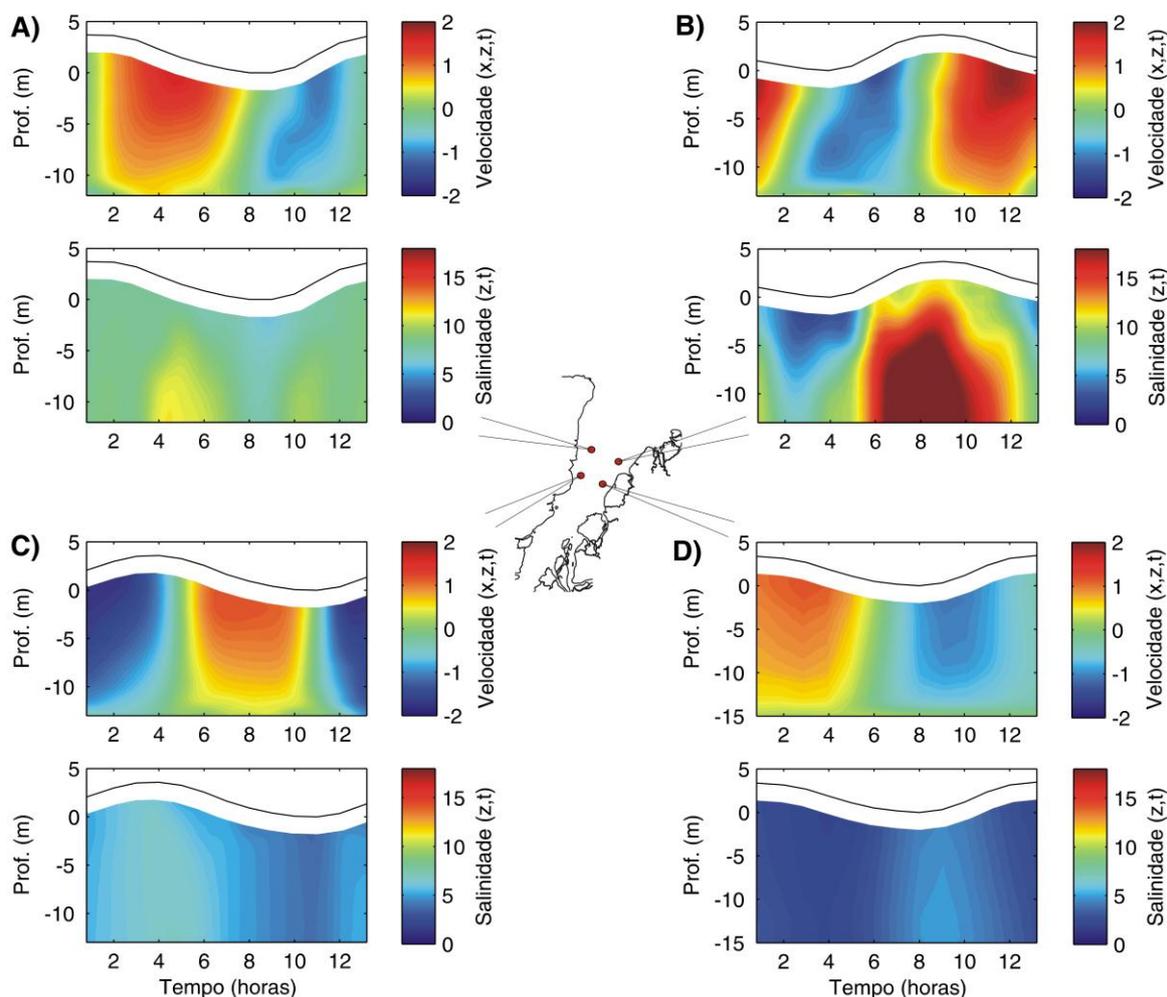
É importante destacar que, como se está sendo utilizado o coeficiente de viscosidade turbulenta (vt) e não o cinemático, os valores de Re gerados também deve ser considerado como Reynolds turbulento. Contudo, no presente trabalho, não será utilizada esta expressão.

6.3 RESULTADOS

6.3.1 Variações temporais e verticais

Os resultados para a velocidade longitudinal e salinidade, para os quatro pontos de medição durante o período seco, são apresentados na Fig. 2. Nesse período de menor descarga fluvial, ocorreram intensos gradientes de salinidade (no ponto RM2, Figura 6.2B) ao longo da enchente. O máximo de salinidade foi verificado entre 5m – 15m de profundidade neste ponto ($S_{\max} = 21$). O ponto LM2 apresentou máximo entre 9m – 12m de profundidade com $S_{\max} = 11$. Entretanto, nos pontos internos (LM1 e RM1, Figura 6.2C; Figura 6.2D) é possível verificar mistura vertical intensa, ausência de gradientes verticais e valores de salinidade menores em relação aos pontos externos (LM2 e RM2), com $S_{\min} = 1$ e $S_{\max} = 6$.

Figura 6.2 Estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal, em ms^{-1} (gráficos superiores) e da salinidade (gráficos inferiores) para o período seco. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.



Todas as velocidades de enchente e vazante nos quatro pontos excedem $1,0 \text{ ms}^{-1}$, resultados estes referentes à médias horárias (valores instantâneos maiores que $2,5 \text{ ms}^{-1}$ foram observados). Intensas velocidades de vazante iguais $1,9 \text{ ms}^{-1}$ e $1,6 \text{ ms}^{-1}$ nos pontos externos, com forte influência de circulação gravitacional durante a enchente, gerando velocidades negativas (entrada no estuário) entre 7 m – 15m, principalmente no ponto RM2 (Figura 6.2B).

No ponto LM1 foi verificado o maior valor de velocidade de enchente, igual a $1,7 \text{ ms}^{-1}$, enquanto o máximo de vazante foi $1,1 \text{ ms}^{-1}$. As velocidades máximas no ponto RM1 são iguais nos dois estágios da maré ($1,2 \text{ ms}^{-1}$), com grande fricção com o fundo

durante as estofas de preamar e baixamar, o que produziu valores de velocidade quase nulos durante períodos de até 45 minutos. Nos pontos internos (LM1 e RM1), a estrutura vertical da velocidade não apresentou estratificação e entrada de aporte marinho pelo fundo, exibindo uma estrutura vertical típica de cisalhamento vertical causado pela maré.

No período de maior descarga fluvial, a estrutura vertical da salinidade foi fortemente alterada devido a diluição do aporte marinho pela drenagem continental. No ponto interno LM1 (Figura 6.3C), os valores de salinidade são nulos durante a estofa de baixa mar; na preamar atinge um máximo de $S_{\max} = 5,5$. Na outra margem (RM1), a salinidade variou de $S = 0 - 1,4$ (Figura 6.3D). Nos pontos LM2 e RM2, a salinidade variou entre $S = 3,7 - 5,4$ e $S = 1,1 - 11,8$, respectivamente. As estratificações verticais e presença de gradientes salinos são observados principalmente no ponto RM2, como também foi observado na medição durante menor descarga (período seco).

A estrutura vertical da velocidade longitudinal apresentou valores menores em relação ao período seco. A circulação gravitacional foi novamente verificada nos pontos externos LM2 e RM2; nos pontos internos os perfis de velocidade sugerem apenas cisalhamento vertical. O ponto LM1 exibiu máximo de velocidade de enchente igual a $1,5 \text{ ms}^{-1}$ (Figura 6.3C), o maior valor de velocidade observado nessa medição; apenas este ponto apresentou velocidades residuais negativas (entrada de água no estuário). As velocidades de vazante foram mais intensas na margem direita, nos pontos RM1 e RM2, igual a $1,3 \text{ ms}^{-1}$ e $1,2 \text{ ms}^{-1}$, respectivamente; as velocidades de enchente não ultrapassaram $1,0 \text{ ms}^{-1}$ nesta margem. A Tabela 6.1 apresenta resultados gerais de velocidade e salinidade para as duas campanhas.

Figura 6.3 Estrutura vertical e temporal da velocidade de corrente longitudinal, em ms^{-1} (gráficos superiores) e da salinidade (gráficos inferiores) para o período seco. Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.

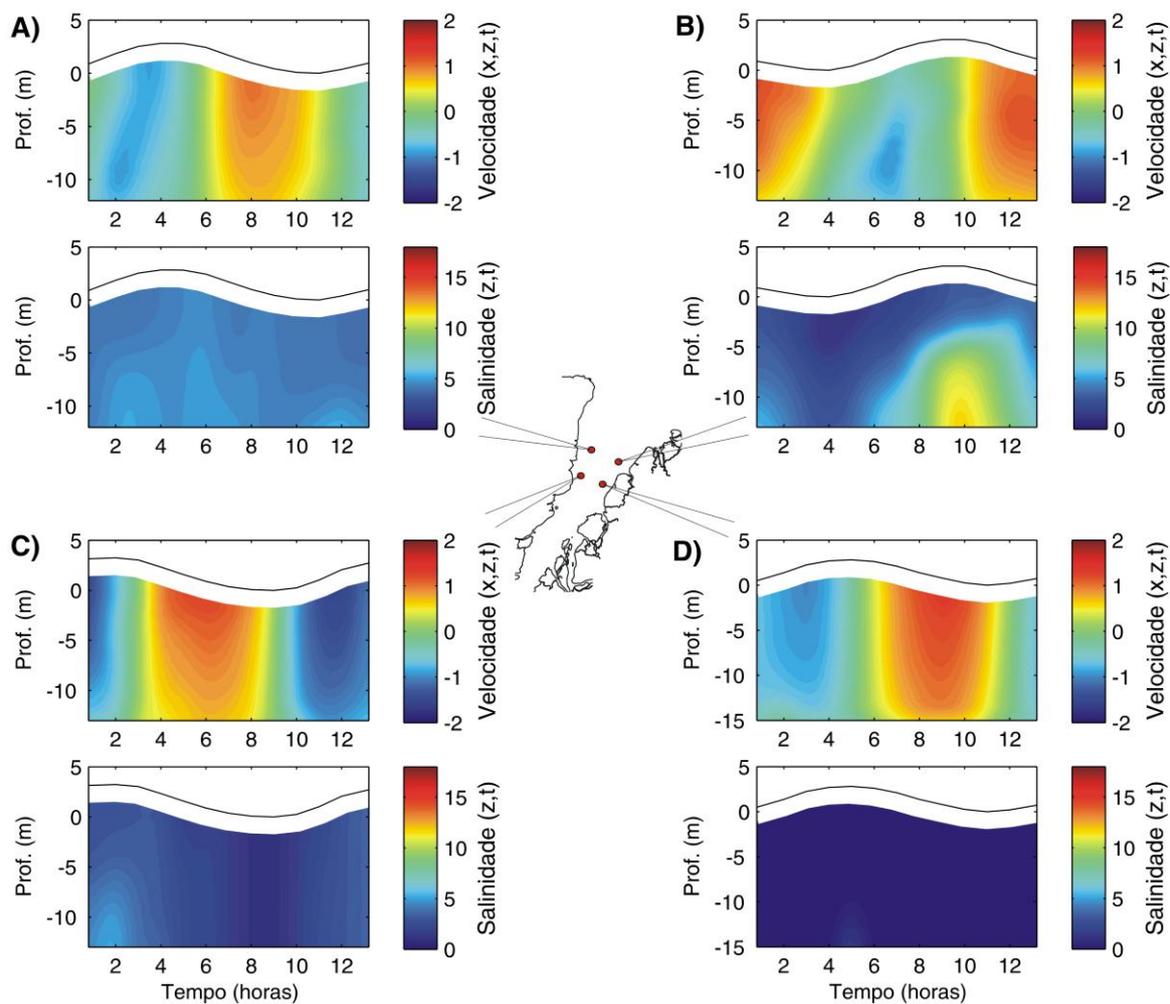


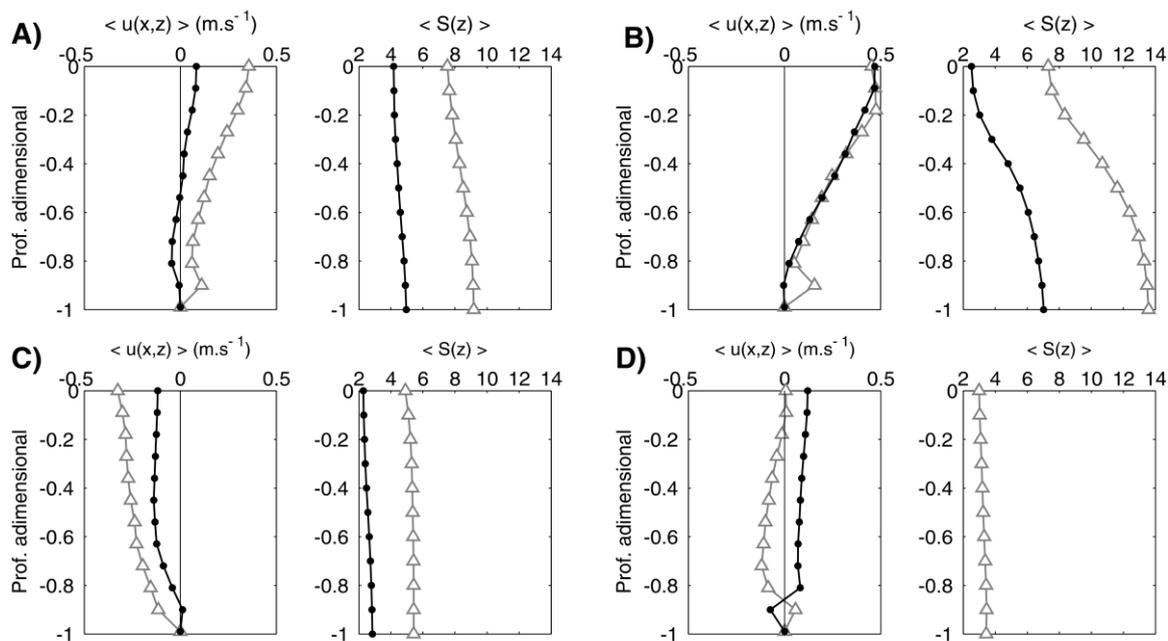
Tabela 6.1 Resultados para as duas campanhas realizadas nos períodos seco e chuvoso, exibindo a altura da onda de maré durante cada medição (um ciclo de maré semidiurno), velocidade longitudinal máxima de enchente e vazante, velocidade residual, salinidade máxima, mínima e residual.

Campanha I		Período Seco			
Resultados	LM1	LM2	RM1	RM2	
Altura da maré (m)	3,65	3,77	3,52	3,72	
u (x,t) max enchente (ms ⁻¹)	-1,72	-1,14	-1,22	-1,43	
u (x,t) max vazante (ms ⁻¹)	1,19	1,64	1,26	1,93	
u residual (ms ⁻¹)	-0,24	0,18	-0,04	0,27	
S (x,t) max	6,76	11,21	5,46	21,06	
S (x,t) min	3,64	5,94	1,72	1,73	
S residual	5,29	8,44	3,24	10,98	
Campanha II		Período Chuvoso			
Resultados	LM1	LM2	RM1	RM2	
Altura da maré (m)	3,27	2,9	2,83	3,14	
u (x,t) max enchente (ms ⁻¹)	-1,53	-0,91	-1,0	-0,94	
u (x,t) max vazante (ms ⁻¹)	1,26	1,06	1,34	1,21	
u residual (ms ⁻¹)	-0,1	0,01	0,08	0,24	
S (x,t) max	5,51	5,49	1,49	11,85	
S (x,t) min	0,97	3,86	0,01	1,17	
S residual	2,55	4,51	0,08	5,04	

6.3.2 Perfis residuais

Os perfis verticais residuais são apresentados na Figura 6.4. Como também foi verificado na análise da estrutura vertical e temporal da velocidade longitudinal e da salinidade, os pontos externos LM2 e RM2 apresentaram gradientes verticais evidentes, principalmente o ponto RM2 (Figura 6.4B).

Figura 6.4 Perfis verticais residuais para velocidade (gráficos da esquerda) e salinidade (gráficos da direita). A) e B) pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) pontos internos LM1 e RM1. As linhas com círculos pretos são referentes ao período chuvoso; linhas com triângulos cinza ao período seco. Em D) não é apresentado o perfil para o período chuvoso pois os valores residuais foram < 1 .



O ponto RM1, no período seco, apresentou o perfil residual de velocidade estratificado, com entrada de aporte marinho pelo fundo. Nesse mesmo ponto, no período chuvoso, os valores de salinidade residuais são nulos. As velocidades residuais no ponto LM1 foram negativas (Tab. 1), assim como sua estrutura vertical residual nas duas campanhas (Fig. 4C).

6.4 DISCUSSÃO

6.4.1 Estratificação e Mistura Vertical

Os resultados da estrutura vertical da salinidade e da velocidade demonstraram que ocorre grande variabilidade transversal e longitudinal no estuário. Os pontos de medição estão situados na zona de mistura do estuário do Rio Pará (KJERFVE, 1990; MIRANDA *et al.*, 2002), com variação de salinidade entre 0 – 11, no período chuvoso e de 1,7 – 21 no período seco; os valores de intensidade foram maiores no período seco, com máximo de $1,93 \text{ ms}^{-1}$ (Tabela 6.1, Figura 6.2).

Apesar da influência da variabilidade sazonal da descarga fluvial na estrutura vertical e lateral, com valores instantâneos de descarga da ordem de $10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e valores residuais de $10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (PRESTES *et al.*, 2014), as estratificações verticais estão claramente associadas à oscilação da onda de maré. De um modo geral, as alturas das ondas de maré foram maiores durante a primeira medição (período seco, Tabela 6.1). Contudo, as pequenas variações na altura da onda de maré e a variabilidade sazonal da descarga não inviabilizam a mistura de água marinha com o aporte fluvial nessa região, em mais de 50 km de distância da desembocadura do estuário.

Na margem direita, no ponto externo RM2, os perfis verticais residuais de velocidade e salinidade apresentaram estratificação nos dois períodos medidos. No ponto LM2, na outra margem, apresentou estratificação somente no período de menor descarga. Nessa região do estuário predominou a circulação gravitacional. Nos pontos internos, a mistura é intensificada pelos fluxos barotrópicos da maré, em que a força de empuxo gerada pela descarga fluvial diminui e o cisalhamento vertical da velocidade aumenta. Baltazar *et al.* (2011) classificou o ponto RM1 como tipo 1 (bem misturado) no diagrama de circulação-estratificação, como o padrão verificado nas Figura 6.2D e Figura 6.3D. O estuário apresentou diferenciações nos padrões mistura e estratificação na escala de 15 – 25 km entre as margens e longitudinalmente ao canal.

A componente baroclínica da força gradiente de pressão é maior nos pontos LM2 e RM2, como demonstrado pela inclinação das isohalinas, com a presença de estratificação e fluxo vertical bidirecional; a componente barotrópica (fluxos em densidade constante) se intensifica somente a partir dos 50 – 60 km de distância da foz, como verificado nos pontos internos LM1 e RM1. No período seco, com o enfraquecimento da força de empuxo em virtude da baixa descarga fluvial, a força da maré induz o cisalhamento vertical, produzido intensas correntes barotrópicas estuário acima, com magnitude de $1,5 \text{ ms}^{-1}$.

A intrusão salina, durante a preamar, no período de menor descarga, alcança mais de 100 km estuário acima. Valores de salinidade de até 3 – 6 são verificados na região da cidade de Belém (BEZERRA *et al.*, 2011). Por outro lado, no período de maior descarga, a intrusão salina se restringe aos 40 – 50 km de extensão, como foi verificado na Figura 6.3. Dessa forma, é possível afirmar que a área de estudo representa uma região do estuário do Rio Pará em que há uma região da zona de mistura

que é permanente (locais que sempre irão apresentar gradientes de densidade constantemente). A força de empuxo, mesmo no período de maior intensidade (de janeiro a junho), não impede que a força da maré produza valores de $S > 5$ em mais de 60 km de distância da foz.

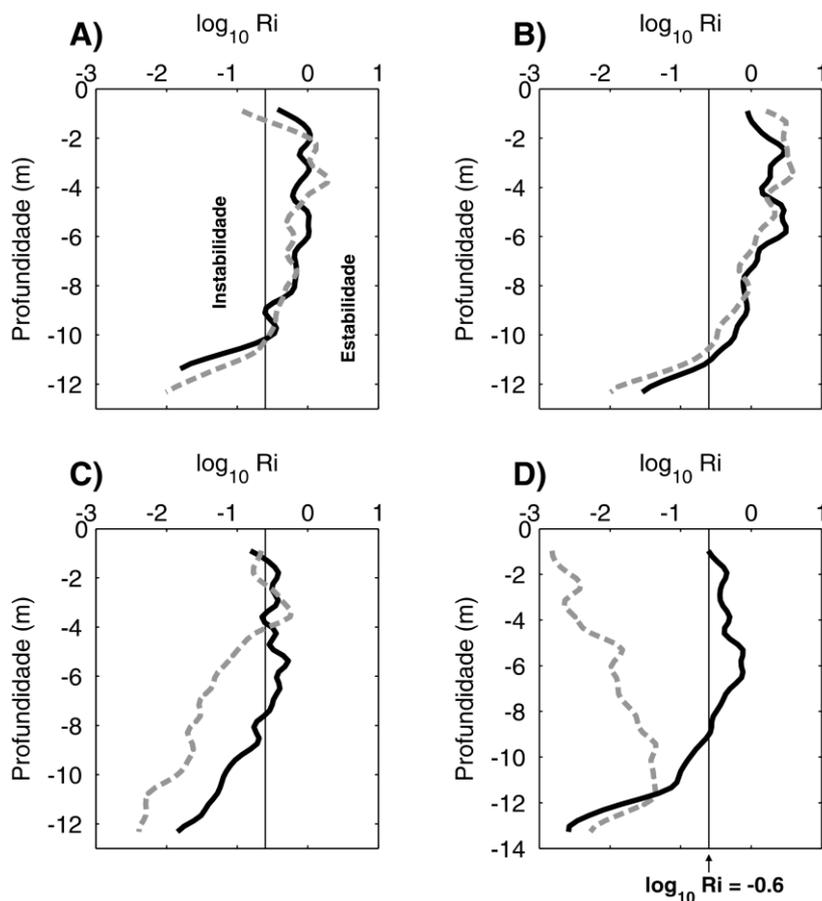
6.4.2 Processos Turbulentos e Mistura Vertical

6.4.2.1 Número de Richardson (Ri)

A intensificação dos processos de mistura ou estratificação determinam quais tipos de trocas irão ocorrer entre os diferentes meios físicos no sistema, tanto ao longo do espaço como no tempo. Para investigar a influência da força de empuxo e o cisalhamento vertical de velocidade causado pela maré, foi analisada a estrutura vertical residual do Número de Richardson (Ri), de acordo com os padrões estáveis, causados pela estratificação vertical e, padrões instáveis, forçados pela forte mistura no sistema (Figura 6.5).

Note que o valor de Ri está em logaritmo de base 10. O valor subcrítico para $Ri = 0.25$ (ROHR *et al.*, 1988), em escala logarítmica é $\log_{10} Ri = -0,6$ (GASTEL; PELIGRI, 2004). Os valores apresentados em \log_{10} permite uma melhor visualização dos resultados gráficos. A Figura 6.5 exhibe a relação entre a frequência de empuxo (N^2) e o cisalhamento vertical da velocidade (S^2), em que os resultados acima do valor subcrítico representam predominância de um fluxo vertical laminar, produto da estratificação formada pela força de empuxo, com importância da mistura por difusão em pequenas escalas entre as camadas subjacentes da coluna d'água (principalmente nos pontos LM2 e RM2). Por outro lado, resultados abaixo do valor subcrítico indicam fluxo turbulento e quebra da estratificação, produto da força gerada pela maré, promovendo mistura por advecção (pontos LM1 e RM1, no período seco).

Figura 6.5 Perfis verticais residuais para Ri (baseado em médias horárias e residuais do ciclo de maré) para os períodos seco (linhas cinza tracejadas) e chuvoso (linhas pretas). A) e B) pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) pontos internos LM1 e RM1. Os gráficos são divididos pelo valor subcrítico para o $\log_{10} Ri = -0.6$; valores à direita representam instabilidade e à esquerda estabilidade.



A estrutura vertical do Ri exibiu que os pontos externos LM2 e RM2 (Figura 6.5A e Figura 6.5B) apresentaram resultados acima do valor subcrítico entre 2 – 10 m, verificados nos períodos de maior e menor descarga. Esta região do estuário do Rio Pará (pontos LM2 e RM2; 45 km da foz) apresenta circulação gravitacional e estratificação de densidade estável gerada pela força de empuxo (ou, $N^2 > S^2$). A mistura vertical nos pontos LM2 e RM2 ocorre principalmente devido a processos de mistura difusivos (FISCHER *et al.*, 1979; MONISMITH, 2010). A comparação lateral dos pontos externos, temos que o valor de Ri na margem direita (RM2) é aproximadamente 30% maior que o valor de Ri na margem esquerda (LM2). Ambos apresentaram mistura

turbulenta de instabilidade do fluxo a partir de 10 m de profundidade e segue se intensificando até o fundo forçada entrada da maré (Figura 6.5A e 6.5B).

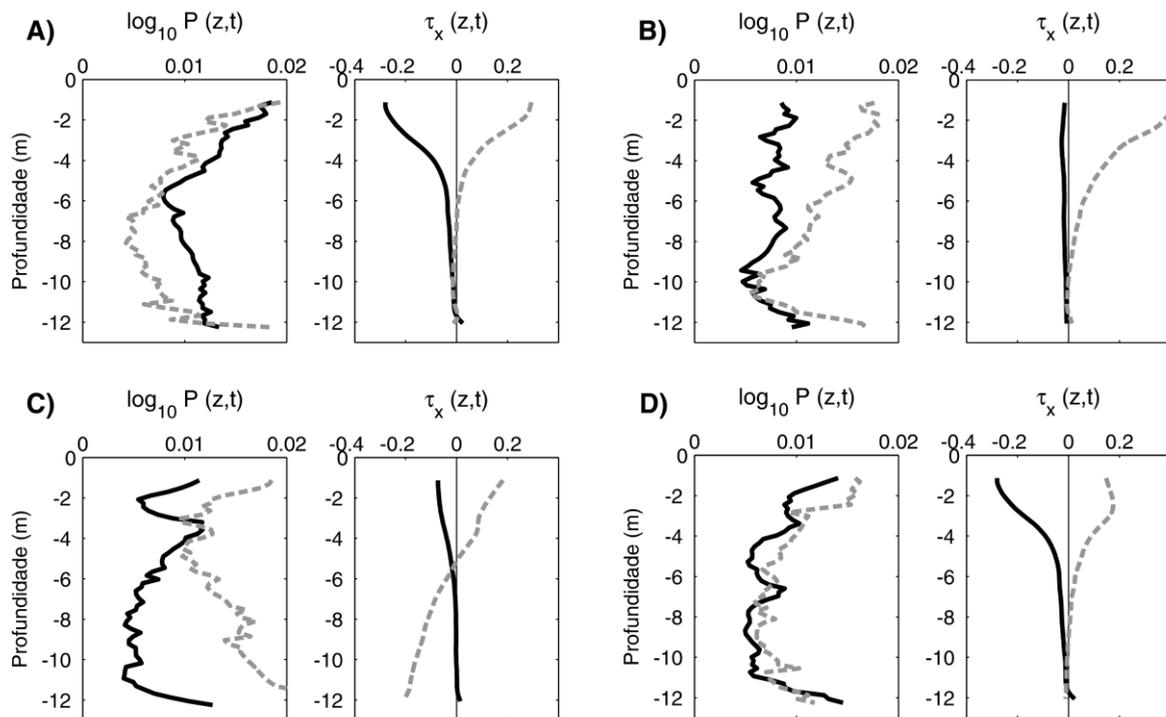
Nos pontos LM1 e RM1 (60 km da foz), somente no período de maior descarga foi observado estabilidade vertical (no ponto RM1, ver Figura 6.5D). Neste ponto, durante o período de baixa descarga, foi verificada a predominância de mistura turbulenta com valores de $\log_{10} Ri < -2.5$ (ou $Ri \leq 5,0 \times 10^{-3}$), ou seja, nesse ponto, em que a descarga reduzida permite maior excursão da maré no estuário, temos que $S^2 \gg N^2$. A força gerada pela maré produz forte mistura vertical advectiva como também em larga escala longitudinal. O ponto LM1 (Figura 6.5C) também exibiu predominância de mistura turbulenta e instabilidade vertical, a partir dos 4 – 6 m de profundidade, com reduzidos valores acima de Ri subcrítico em subsuperfície. A comparação lateral entre LM1 e RM1, no período chuvoso (maior força de empuxo pelo aumento da descarga fluvial), temos que Ri na margem direita (RM1) é 60% maior em relação à margem esquerda (LM1) em 6 m de profundidade.

Sobre os processos de estratificação vertical e mistura turbulenta, temos que a estratificação se dá principalmente nos primeiros 8 – 10 m de coluna d'água, de modo que abaixo, a mistura se intensifica promovendo fluxos turbulentos forçados pela maré. A estratificação foi mais evidente na margem direita e apresentou valores máximos de $Ri > 4$ no ponto RM2 durante a baixa e alta descarga (Figura 6.5B). Na margem esquerda, o fluxo apresentou um regime laminar somente no ponto externo LM2, com $Ri > 1$, semelhante ao ponto RM2 na outra margem, porém com uma diferença de aproximadamente 30% entre os esses pontos. No ponto interno LM1, foi verificado mistura vertical e presença de fluxo turbulento, Ri vertical predominantemente abaixo do valor subcrítico ($\log_{10} Ri = -0,6$ ou $Ri = 0.25$). Em RM1 foi observado intenso cisalhamento vertical e mistura turbulenta verificada durante o período de baixa descarga (Figura 6.5D), com $\log_{10} Ri < -2.5$ (ou $Ri \leq 5,0 \times 10^{-3}$). Isto ocorreu devido aumento da força da maré, como verificado nos perfis residuais de velocidade nos pontos internos (LM1 e RM1), que apresentou valores negativos (direcionados para fora do estuário, Figura 6.4C e 6.4D) e Ri abaixo do valor subcrítico.

6.4.2.2 Taxa de Produção de TKE (P) e Tensor de Reynolds (τ_x)

Os mecanismos de mistura turbulenta e os processos difusivos e/ou advectivos no estuário do Rio Pará também foram analisados de acordo com as variações na Taxa de Produção de TKE (P) e no componente longitudinal do Tensor de Reynolds ($\overline{u'w'}$ ou τ_x). A quantificação turbulenta nestas análises é baseada nas medições de ADCP (LU *et al.*, 2000; SIMPSON *et al.*, 2004). A Figura 6.6 exibe a estrutura vertical residual de P e τ_x para os períodos e maior e menor descarga.

Figura 6.6 Perfis verticais residuais para P (m^2s^{-3}), gráficos da esquerda e; τ_x (m^2s^{-2}), gráficos da direita, para os períodos seco (linhas cinza tracejadas) e chuvoso (linhas pretas). A) e B) pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) pontos internos LM1 e RM1.



A análise vertical do tensor de Reynolds, calculado a partir da variância dos dados do ADCP, exibiu grande variabilidade sazonal de acordo com os períodos de maior e menor descarga. Máximos valores direcionados para fora do estuário ($\tau_x > 0$) $\tau_x = 0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e direcionados para dentro do estuário ($\tau_x < 0$) igual a $\tau_x = -0,3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. No período seco, o tensor de Reynolds longitudinal ocorreu predominantemente direcionado para fora do sistema estuarino. Isto sugere que as tensões turbulentas

durante o período seco ocorreram principalmente durante a vazante. Por outro lado, no período chuvoso, as tensões ocorrem principalmente durante a maré de enchente, em que a turbulência gerada pela maré tende a reduzir a força de empuxo no período de maior descarga fluvial (STACEY *et al.*, 1999).

No ponto LM1 (Figura 6.6C), foi verificada tensões residuais próximas ao fundo iguais à $0,2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ a partir dos 6 m de profundidade, produto do aumento da tensão durante a maré de enchente, com valores para $\tau_x \neq 0$ ao longo de toda a coluna d'água. Os demais pontos apresentaram tensões em subsuperfície até cerca de 4 – 8 m de profundidade. Os resultados das tensões turbulentas estão associados à propagação da maré no estuário e principalmente aos fluxos barotrópicos e o cisalhamento vertical de velocidade durante os estágios de enchente e vazante (SIMPSON *et al.*, 2004).

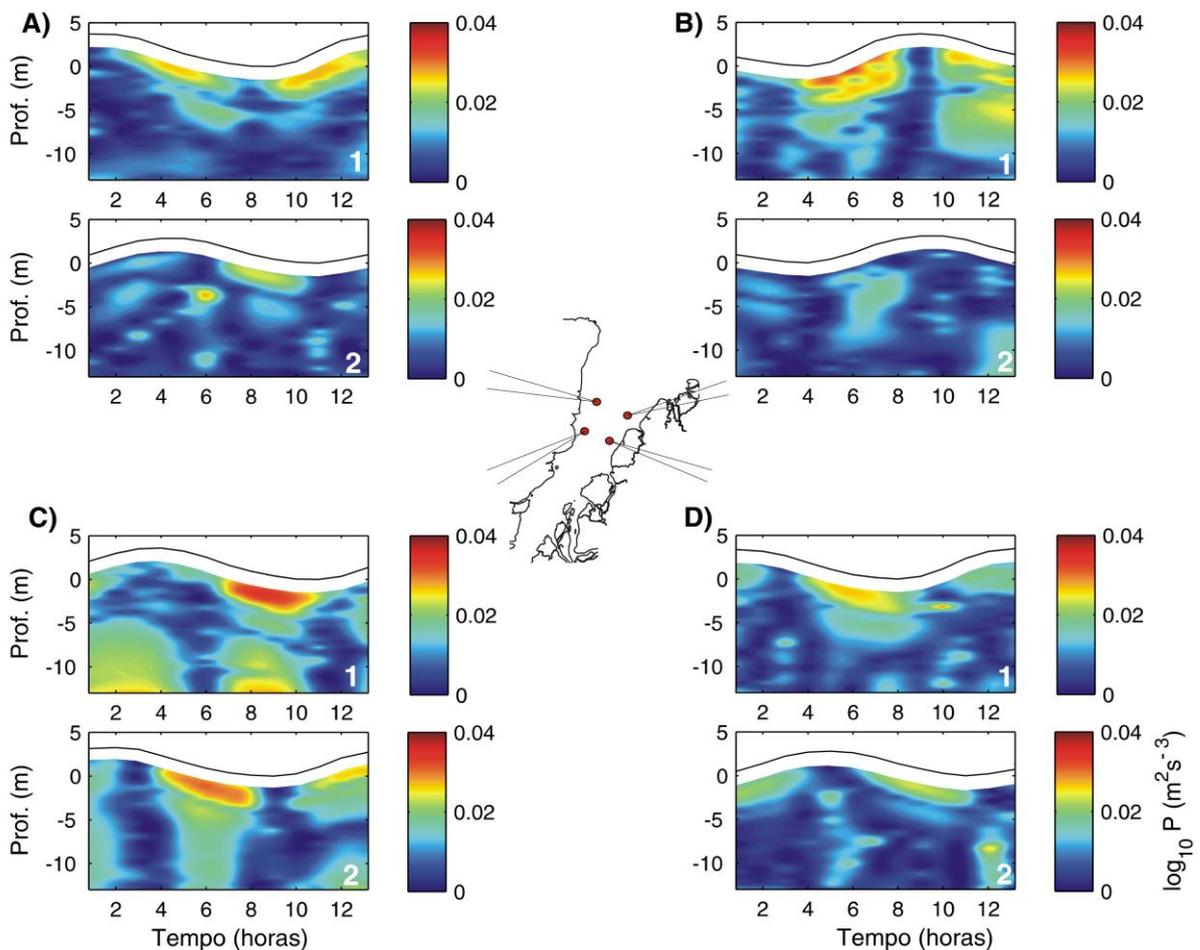
A produção vertical de TKE foi mais intensa no período de baixa descarga, principalmente nos pontos RM2 (Figura 6.6B) e LM1 (Figura 6.6C). De acordo com os resultados exibidos nas Figuras 6.2B, Figura 6.2C, Figura 6.3B e Figura 6.3C, esses pontos apresentaram as velocidades mais intensas para os estágios de vazante, igual a $1,93 \text{ ms}^{-1}$ no ponto RM2; na enchente, o valor máximo foi igual a $1,72 \text{ ms}^{-1}$ (no ponto LM1). Os perfis verticais residuais (Figura 6.4B e Figura 6.4C) destes pontos foi diferenciado, pois o ponto RM2 exibiu estratificação e o ponto LM1 intensa mistura vertical. Contudo, a principal diferença é que a produção de TKE no ponto RM2 diminui com a profundidade; no ponto LM1, o valor de P aumenta com a profundidade até valores máximos $\log_{10} P = 0,002 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$. Isto ocorre em virtude dos fluxos baroclínicos em RM2 (devido ao gradiente de densidade vertical) e dos fluxos barotrópicos em LM1 (densidade vertical constante).

De um modo geral, a produção de TKE se dá em subsuperfície (até cerca 3 m de profundidade) e próximo ao fundo (a partir de 10 m de profundidade), como pode ser observado na Fig. 6. Os maiores valores de P ocorreram no período de menor descarga (seco) em que a força da maré gerou maior turbulência vertical, ou seja, a produção de TKE no estuário está diretamente relacionada com intensidade que a força da maré exerce sobre o sistema, principalmente na condição de baixo aporte continental.

Os tensores turbulentos de Reynolds e a produção de TKE estão intimamente relacionados com a força da maré ao se propagar no estuário, de modo que os fluxos barotrópicos de enchente e vazante são responsáveis por promover mistura vertical no

estuário do Rio Pará. Dessa forma, com o intuito de analisar a estrutura vertical de P ao longo do ciclo de maré, a Figura 6.7 exibe a variação da produção de TKE nos períodos de baixa e alta descarga para os quatro pontos da área de estudo.

Figura 6.7 Estrutura vertical e temporal da Taxa de Produção de TKE (P), em m^2s^{-3} , para o período seco (gráficos superiores - A1, B1, C1 e D1) e chuvoso (gráficos inferiores - A2, B2, C2 e D2). Também é apresentado uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.



Assim como foi verificado na Figura 6.6, a produção de TKE apresentou valores máximos no ponto LM1 (ambos os períodos) e RM2 (somente no período seco), iguais a $\log_{10} P = 0,04 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ em subsuperfície. Estes pontos também apresentaram produção de TKE ao longo de toda a coluna d'água e turbulência no fundo do canal, com valores

superiores a $\log_{10} P = 0,02 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$. Nos demais pontos, os valores de P somente ultrapassam o valor de $\log_{10} P = 0,02 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ durante o período de baixa descarga, ao ponto da produção de TKE reduzir em mais de 60% durante o período de alta descarga.

A Figura 6.7 exhibe claramente que: 1) a produção de TKE está relacionada aos fluxos barotrópicos dos estágios de enchente e vazante, com maior intensidade no período de baixa descarga (maior força da maré); 2) P apresenta valores mais intensos na superfície devido maior tensão turbulenta de Reynolds até os primeiros 6 – 8 m de coluna d'água (ver Figura 6.6 - gráficos da direita) e; 3) os pontos LM1 e RM2 apresentaram as maiores produções de TKE, porém, os resultados apresentados nas Figura 6.2B e 6.2C, Figura 6.3B e 6.3C, sugerem que a turbulência nesses pontos são geradas por processos de mistura diferenciadas entre si, sendo advectiva no ponto LM1 e difusiva em RM2.

6.4.2.3 Número de Reynolds (Re)

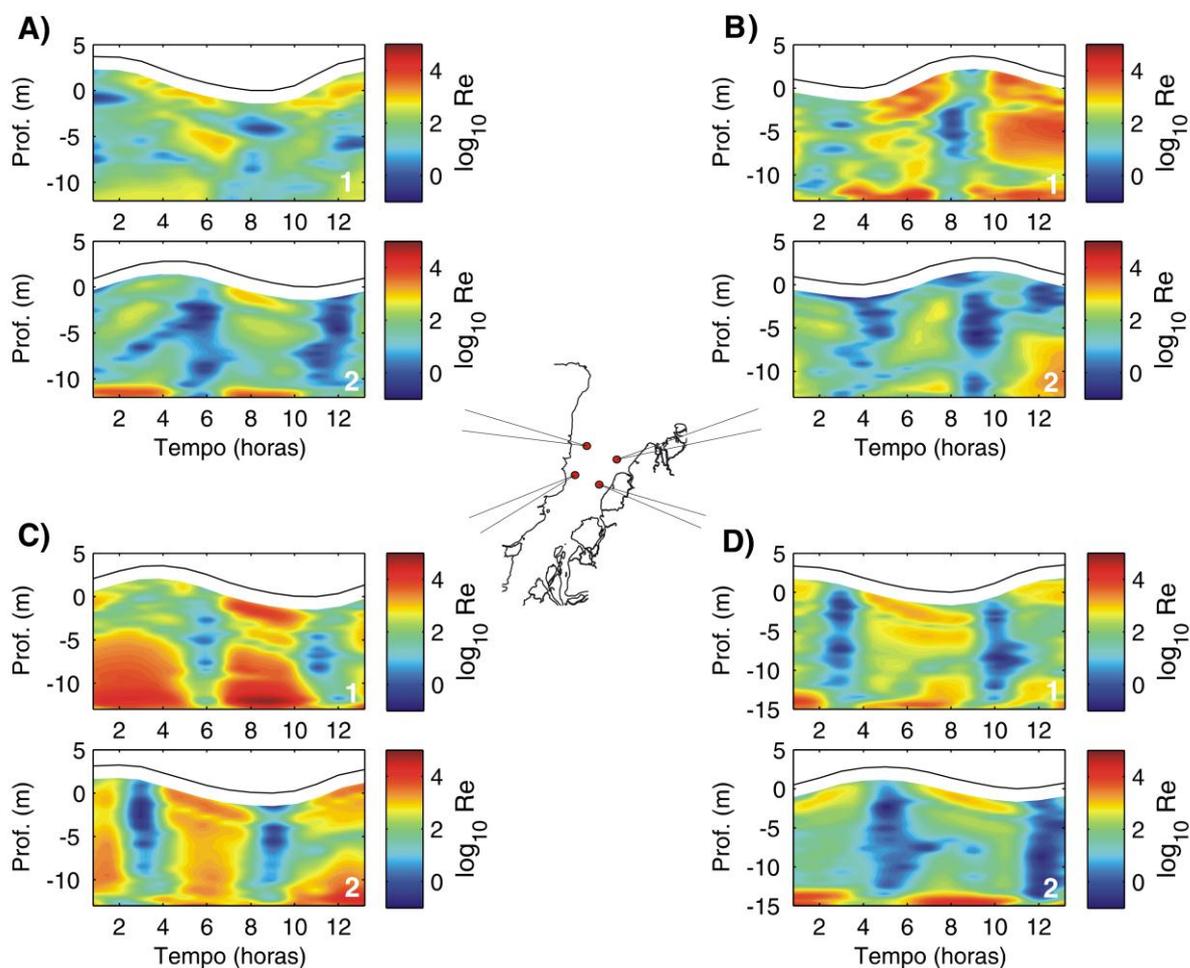
Com as análises de Ri , produção de TKE (P) e tensor de Reynolds (τ_x), foi possível observar variações transversais e longitudinais em relação aos processos de mistura turbulenta. O cálculo do Número de Reynolds (Re) permite abranger a análise sobre a turbulência, no entendimento de em qual margem do estuário ocorrem os processos advectivos gerados pelo termo não-linear com forte mistura turbulenta (força da maré) e; os processos difusivos, produzidos pelo termo da viscosidade inercial e estratificação (força de empuxo – descarga fluvial) (STEWART, 2008). Em uma proporção entre os termos $\frac{UL}{vt}$, se $Re > 1$ ($UL > vt$), há dominância de processos advectivos; para $0 < Re < 1$ (ou seja, $UL < vt$), processos difusivos. Em outra análise, temos que $Re < 2 \times 10^3$ o regime de movimento é laminar; acima disso, valores da ordem de $Re > 10^5$ o movimento é altamente turbulento (DYER, 1997; MIRANDA *et al.*, 2002).

A Figura 6.8 exhibe os resultados para Re nos períodos de baixa e alta descarga. Valores abaixo de $\log_{10} Re = 0$, temos que $Re < 1$, ou seja, dominância dos termos inerciais viscosos na estrutural vertical. Para valores acima de $\log_{10} Re = 3,3$, temos que $Re > 2.000$, isto é, a transição do fluxo laminar para o regime turbulento. Em comparação aos processos de mistura, na Figura 6.8, temos que a advecção é

representada por cores “quentes” (amarelo-laranja-vermelho), enquanto que a difusão por cores “frias” (verde-azul).

Os processos de mistura por difusão ocorrem principalmente na margem direita (Figura 6.7B e Figura 6.7D; RM1 e RM2) e nas estofas de preamar e baixamar (de um modo geral em todos os pontos). Como a estratificação vertical é maior no período de alta descarga, os termos viscosos geram valores de $\log_{10} Re < 0$ mais evidentes no período chuvoso (Figura 6.7A2, B2, C2 e D2), com presença de fluxo laminar ($\log_{10} Re < 2$, cores verde e azul), mais evidente na margem direita. Contudo, no período seco, a força da maré quebra a estratificação vertical e os termos não-lineares aumentam o valor de Re para máximos de $\log_{10} Re > 5$ (ou $Re > 10^5$), gerando intensa mistura turbulenta.

Figura 6.8 Estrutura vertical e temporal do Número de Reynolds (Re), para o período seco (gráficos superiores - A1, B1, C1 e D1) e chuvoso (gráficos inferiores - A2, B2, C2 e D2). Também é apresentada uma ilustração da posição geográfica dos pontos (ao centro). A) e B) são os pontos externos LM2 e RM2, respectivamente; C) e D) são os pontos internos LM1 e RM1.



Os processos de mistura por advecção são dominantes na margem esquerda do estuário, principalmente no ponto LM1 (Figura 6.7A e 6.7C), com fluxos turbulentos ao longo da estrutura vertical durante as enchentes e as vazantes. Mesmo com a baixa descarga, no ponto RM1 ocorrem valores de $\log_{10} Re < 0$, ou seja, fluxos laminares temporários durante as estofas de preamar e baixar. A forte advecção verificada em LM1 (margem esquerda) nos dois períodos, associado aos fluxos laminares que ocorrem em RM1 (margem direita) na diminuição do cisalhamento de velocidade (período seco e nos estágios de preamar e baixamar), é outro indicativo da complexa variabilidade lateral que o estuário apresenta em mais de 25 km de distância entre as margens. Estudos na plataforma continental no norte do Brasil verificaram que este ambiente é dominado por um regime de marés semidiurno (BEARDSLEY *et al.*, 1995; GEYER *et al.*, 1996; GABIOUX *et al.*, 2002), de modo que o presente estudo demonstrou que o estuário do Rio Pará também é dominado por marés semidiurnas com intensa mistura turbulenta.

Também é possível observar aumento de Re próximo ao fundo em RM1, RM2 e LM2. A fricção com o fundo aumenta com a oscilação da maré, gerando uma estrutura vertical bem misturada próximo ao fundo (TURNER, 1979; STACEY *et al.*, 1999). A natureza de fundo está intimamente relacionada a esses padrões. Corrêa (2005) realizou levantamentos a respeito dos tipos de sedimento no Rio Pará, de modo que, apesar de ter apresentado valores espaciais muito interpolados, é a única fonte publicada a respeito da sedimentologia da região. Foi verificado por este autor que a margem esquerda apresentam maior granulometria em relação à margem esquerda, com 10 – 50% de areia em suas amostras.

A margem direita tende a apresentar maior quantidade de silte e argila, enquanto a margem esquerda principalmente é composta principalmente por areia (CORREA, 2005). A diferença verificada entre os processos de mistura difusiva (margem direita; grão menor) e advectiva (margem esquerda; grãos menores) pode ser associada a este resultado da natureza de fundo, o que pode ser futuramente estudado de forma aprofundada. O conhecimento da sedimentologia do Rio Pará é um importante indicador da hidrodinâmica e dos processos de turbulência local verificados no presente trabalho.

O modelo TKE – ϵ utilizado para determinar a viscosidade turbulenta no estuário possui suas limitações e não fornece e uma generalidade satisfatória. Os erros do

modelo estão associados às relações entre as tensões turbulentas e o escoamento médio, semelhante ao que é aplicado em regime laminares; também apresenta falha em prever escoamentos afastados da condição de equilíbrio produção – dissipação, o que provavelmente ocorre no estuário do Rio Pará devido à força de maré produzindo cisalhamento de velocidade, mesmo com a presença de estratificação parcial em alguns momentos. A dominância da força de maré nos processos turbulentos no sistema gera escoamentos instáveis e afastados da condição de equilíbrio.

6.5 CONCLUSÃO

A compreensão dos processos de mistura turbulenta na presença de estratificações de densidade ou cisalhamento vertical é um estudo complexo no âmbito das pesquisas estuarinas. Pela primeira vez uma análise dessa natureza é realizada no estuário do Rio Pará. O sistema foi estudado de acordo com sua estrutura vertical de velocidade de corrente e salinidade, bem como a quantificação de turbulência com a análise do número de Richardson, tensor de Reynolds, produção de TKE e número de Reynolds.

Sobre a circulação residual e prevalência dos componentes da força gradiente de pressão, concluímos que, em relação a estrutura espacial longitudinal do estuário: 1) a componente baroclínica da força gradiente de pressão é maior nos pontos próximos à foz (LM2 e RM2), com a presença de estratificação e fluxo vertical bidirecional; 2) a componente barotrópica (fluxos em densidade constante) se intensifica somente a partir dos 50 – 60 km de distância da foz, como verificado nos pontos internos LM1 e RM1.

A análise da estrutura vertical do Ri indicou que, durante o período chuvoso (alta descarga): 1) há tendência da margem direita do estuário do Rio Pará (pontos RM1 e RM2) apresentar estratificação, com importância de processos de mistura por difusão, principalmente no ponto RM2 ($Ri > 3$, ou $\log_{10} Ri > 0.47$); 2) por outro lado, a margem esquerda tende a apresentar mistura turbulenta somente a partir dos 50 – 60 km de distância da foz (ponto LM1), com processos de mistura advectivos forçados pela maré. No ponto LM2 (45 km da foz), a força de empuxo é capaz de manter a estabilidade vertical e a estratificação ocorre nos períodos de alta e baixa descarga. Em RM1 e LM1 foi observado intenso cisalhamento vertical e mistura turbulenta verificada durante o

período de baixa descarga (Figura 6.5D), com mínimo de $\log_{10} Ri < -2.5$ (ou $Ri \leq 5,0 \times 10^{-3}$) e Ri vertical predominantemente abaixo do valor subcrítico.

A quantificação turbulenta baseada nas medições de ADCP, com uso do “Método da Variância”, demonstrou que há grande variabilidade lateral e longitudinal dos processos de mistura ao longo do estuário do Rio Pará. A produção de TKE está relacionada aos fluxos barotrópicos dos estágios de enchente e vazante, com maior intensidade no período de baixa descarga (maior força da maré). A maior intensidade da produção de TKE ($P \approx 0,04 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$) e do tensor longitudinal de Reynolds ($\tau_x = 0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para vazante e $\tau_x = -0,3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para enchente) são produtos do aumento da força da maré (durante a baixa descarga no período seco e nos estágios de enchente e vazante).

A mistura por difusão tende a ocorrer principalmente na margem direita e por advecção na margem esquerda. Os termos viscosos foram prevalentes durante o período de maior descarga, produzindo o aumento da força de empuxo e da estratificação ($Re < 1$), com de fluxo laminar para regiões de $Re < 2 \times 10^3$ mais evidentes em RM1 e RM2 (Figura 6.7B e 6.7C). No período de baixa descarga, os termos não-lineares aumentam o valor de Re para máximos de $Re > 10^5$ devido a maior força da maré, quebrando a estratificação vertical e gerando um fluxo altamente turbulento durante as enchentes e as vazantes, como verificado no ponto LM1 (Figura 6.7C).

Os processos de turbulência foram investigados com algumas limitações matemáticas, principalmente pelo uso do modelo de duas equações (TKE – ϵ). Outros parâmetros devem ser analisados em futuros estudos com o intuito de aprofundar este conhecimento sobre mistura turbulenta, como a morfologia e sedimentologia no canal, pista (área) disponível para propagação de ondas aliada a presença da Zona de Convergência Intertropical próximo ao equador, além de séries temporais longas que sejam melhor representativas.

REFERÊNCIAS

BALTAZAR, L. R. S.; MENEZES, M. O. B.; ROLLNIC, M. Contributions to the understanding of physical oceanographic processes of the Marajó Bay - PA, North Brazil. **J. Coastal Res.**, SI 64 *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium - Szczecin, Poland*, p. 1448-1452, 2011.

BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W. R., LENTZ, S. J., CASTRO, B. M., CACCHIONE, D., CARNEIRO, N. The M2 tide on the Amazon shelf. **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. C2, p. 2283–2319, 1995.

BEZERRA, M. O.; MEDEIROS, C.; KRELLING, A. P. M.; ROSÁRIO R. P; ROLLNIC, M. Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon coast (Brazil). **J. Coastal Res.**, SI 64 *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium - Szczecin, Poland*, p. 1448-1452, 2011.

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

CORRÊA, I. C. S. Aplicação do diagrama de Perjup na interpretação da sedimentação e da dinâmica do estuário da baía de Marajó-PA. **Pesquisa em Geociências**, n. 32, v. 2, p. 109 – 118, 2005.

DYER, K. R. *Estuaries: A physical introduction, second ed.* Wiley, New York, 1997. 195 p.

FISCHER, H. B.; JOHN LIST, R. E.; KOH, C. Y.; IMBERGER, J.; BROOKS, N. H. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic, San Diego, 1979. 483 p.

GABIOUX, M.; VINZON, S.; PAIVA, A. M. Tidal propagation over fluid mud layers on Amazon shelf. **Cont. Shelf Res.**, v. 25, p. 113–125, 2005. doi:10.1016/j.csr.2004.09.00.

GARGETT, A. E. A “large-eddy” approach to acoustic remote sensing of turbulence kinetic energy dissipation rate. **Atmos. Ocean**, n. 26, p. 483–508, 1988.

GASTEL, P. V. A. N.; PELEGRÍ, J. L. Estimates of gradient Richardson numbers from vertically smoothed data in the Gulf Stream region. **Sci. Mar.**, n. 68, p. 459–482, 2004. doi:10.3989/scimar.2004.68n4459

GEYER, R. W.; BEARDSLEY, R. C. R.; LENTZ, S. J.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; JOHNS, W. E.; CASTRO, B. M.; DIAS SOARES, I. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Cont. Shelf Res.**, n. 16, p. 575–616, 1996. doi:10.1016/0278-4343(95)00051-8.

GEYER, W. R.; TROWBRIDGE, J. H.; BOWEN, M. M. The dynamics of a partially mixed estuary. **J. Phys. Oceanog.**, n. 30, p. 2035-2048, 2000.

HANSEN, D.V.; RATTRAY, M. JR. New dimensions in estuary classification. **Limnol. Oceanogr.**, n. 11, p. 319–326, 1966.

KJERFVE, B. Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. Paris, UNESCO/UNDP, 1990. 79 p.

KOLMOGOROV, A. N. Equations of turbulent motion in an incompressible fluid. **SSSR, Ser. Fiz.**, n. 6, p. 56-58, 1942.

LU, Y.; LUECK, R. G. Using a broadband ADCP in a tidal channel. part i: mean flow and shear. **J. Atmos. Oceanic Tech.**, v.16, p.1556-1567, 1999.

MONISMITH, S. G. Mixing in estuaries. In: *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press, New York, 2010. 315 p.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. *Princípios de Oceanografia Física em Estuários*. 2ª ed. Edusp, São Paulo, 2002. 426 p.

PRANDTL, L. Über ein neues Formelsystem für die ausgebildete Turbulenz. **Nachr. Akd. Wiss, Göttingen**, 1945.

PRESTES, Y. O.; ROLLNIC, M.; SILVA, M. S.; ROSÁRIO, R. P. 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, 2014.

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

PRITCHARD, D. W. The dynamic structure of a coastal plain estuary. **J. Mar. Res.**, n. 15, p. 33–42, 1956.

RIPPETH, T. P.; WILLIAMS, E.; SIMPSON, J. H. Reynolds stress and turbulent kinetic energy production in a tidal channel. **J.Phys. Oceanog.**, n. 32, p. 1.242 – 1.251, 2001.

ROHR, J.; ITSWEIRE, E.; HELLAND, K.; ATTA, C. V. Growth and decay of turbulence in a stably stratified shear flow, **J. Fluid Mech.**, n. 195, p. 77–111, 1988.

ROSÁRIO, R. P.; ROLLNIC, M.; SANTOS, A. S. Contribution to understanding the surface seawater intrusion in the Pará River estuary during low discharge. *Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas conference*, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 2014.

SIMPSON, J. H.; FISCHER, N. R.; WILES, P. Reynolds stress and TKE production in an estuary with a tidal bore. **Estuar. Coastal Shelf Sci.**, v. 60, p. 619 - 627, 2004.

STACEY, M. T.; MONISMITH, S. G.; BURAU, J. R.; Measurements of Reynolds stress profiles in unstratified tidal flow. **J. Geophys. Res.**, n. 104, p. 10.933 - 10.949, 1999.

STEWART, R. H. *Introduction to physical oceanography*. Texas A & M University, 2008. 345 p.

TURNER, J. S. Buoyancy Effects in Fluids. Cambridge, 1973. 367 pp.

CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

Este capítulo abordará uma discussão generalizada baseada nos resultados apresentados nos três artigos científicos que compõem o Capítulo 4, 5 e 6. São realizadas análises comparativas entre os ambientes de plataforma (PCA) e estuarino (Rio Pará), com foco na compreensão da interação física entre estes sistemas adjacentes. Em resumo, a influência das lentes de águas amazônicas oriundas da descarga fluvial do Rio Pará sobre a PCA e propagação da onda de maré sobre a plataforma e estuário acima. As variações da força gradiente de pressão e os fluxos baroclínicos e barotrópicos são regidas por estas forçantes físicas.

7.1 AS MARÉS ASTRONÔMICAS

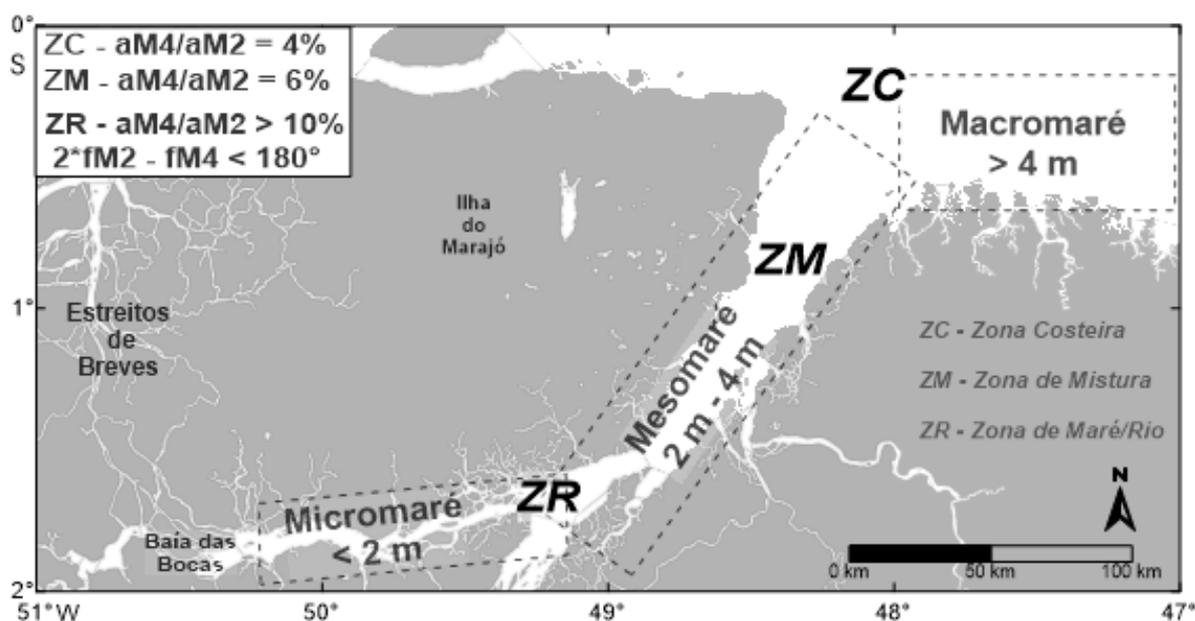
Como foi apresentado no Capítulo 1, o estuário do Rio Pará não possui uma região de fluxo unidirecional gerado pelo escoamento superficial da descarga fluvial, devido ao fato desse sistema ser formado a partir do aporte hídrico de outros corpos d'água. O estuário do Rio Pará possui apenas a Zona Costeira (regime de macromarés no litoral paraense, e.g., ASP *et al.*, 2012; CAVALCANTE, 2007), Zona de Mistura (regime de mesomarés, abrangendo a área de estudo do terceiro artigo; Capítulo 6) e a Zona de Maré (regime de micromarés), que se inicia nas regiões próximas a foz do Rio Tocantins, até o local da formação do Rio Pará, na Baía das Bocas, à sudoeste da Ilha do Marajó (Figura 7.1). Não há região do Rio Pará com fluxo unidirecional forçado por energia potencial. Os fluxos bidirecionais causados pela maré em um padrão semidiurno ocorre ao longo de todo o estuário do Rio Pará (PRESTES *et al.*, 2016), com uma excursão de maré > 300 km de distância da foz.

A magnitude das correntes de maré, médias horárias do ADCP, apresentou um máximo de $1,93 \text{ ms}^{-1}$ (Capítulo 6, sessão 6.3) na margem direita do canal. Valores instantâneos ao longo da medição (não apresentado) atingiram a magnitude máxima de $2,9 \text{ ms}^{-1}$, destacando padrões hidrodinâmicos intensos e introdução de energia cinética no sistema. A força da maré é responsável por gerar mistura turbulenta por duas razões principais no estuário: a fricção com o fundo ao interagir com a morfologia e por meio de fluxos advectivos, com predominância do componente barotrópico da força gradiente

de pressão, devido ao intenso cisalhamento vertical (SPEER e AUBREY, 1985; FRIDERICHS e AUBREY, 1988)

A onda de maré é fortemente distorcida conforme se propaga estuário acima, gerando predominantemente assimetrias positivas de maré ao longo de todo o sistema (Figura 7.1). A onda de maré semidiurna apresentou um padrão de micromaré no local em que se forma o estuário do Rio Pará. Devido ao fato dos efeitos da maré ocorrerem em toda extensão do sistema, não há estações de monitoramento que possam fornecer séries históricas de vazão (ou cotas) na região, devido à ausência de locais em que a energia potencial seja grande o suficiente para gerar um fluxo unidirecional no canal.

Figura 7.1 Mapa ilustrativo com um resumo dos regimes de maré que ocorrem no estuário do Rio Pará. São apresentadas as divisões estuarinas (KJERFVE, 1990): ZC – Zona Costeira; ZM – Zona de Mistura e ZR – Zona de Maré ou do Rio. Também é apresentado valores gerais de distorção e assimetria da onda de maré no estuário, de acordo com análise das amplitudes e fases das componentes M_2 e M_4 .



Também foi verificado que a propagação da maré induz variações laterais no estuário do Rio Pará (Capítulo 5, sessão 5.2 e 5.3). Os fluxos baroclínicos ocorrem principalmente na margem direita do estuário, até cerca de 40 km de distância da foz. A entrada do aporte marinho próximo ao fundo forçado pela maré e a força de empuxo

próximo à superfície geram fluxos laminares e as trocas entre as camadas de água se dá principalmente por processos difusivos. Entretanto, os fluxos barotrópicos são mais intensos na margem esquerda, em que a força de empuxo reduzida não gera estratificação e a entrada da maré gera mistura vertical com intensos processos advectivos.

7.2 MAGNITUDE DA DESCARGA FLUVIAL DO RIO PARÁ

Foram obtidas séries históricas de Descarga Fluvial (Q) da Agência Nacional das Águas (ANA, 2013) para os rios Amazonas, Tocantins, Guamá e Capim. Estes dois últimos sistemas desaguam nas mediações de Belém. Eles serão interpretados como um único sistema (Guamá-Capim) que será denominado “*other tributaries rivers*” (outros tributários) (Figura 7.2). O valor médio de cada série histórica irá compor os *inputs* (valores de entrada) hídricos do *box model* que será apresentado. Os valores de erro associado às medições de Q com uso de um ADCP é de aproximadamente 10% (SASSI *et al.*, 2011).

Uma outra forma de estimar a descarga fluvial de um sistema estuarino relaciona a área da bacia de drenagem, uma taxa de escoamento superficial, evapotranspiração e precipitação, em que se pode determinar a descarga fluvial de um sistema (MEDEIROS e KJERFVE, 1993; MIRANDA *et al.*, 2002; SCHETTINI, 1994). Contudo, este método de estimativa de Q para o estuário do Rio Pará é inviável devido a sua extensão espacial e pelos inúmeros sistemas que compõem a complexa rede de drenagem amazônica. Seriam necessários os valores das variáveis citadas acima em inúmeras áreas, exigindo maior esforço para esta análise. Dessa forma, foi adotado um *box model* (modelo em caixa) de descarga para o Rio Pará (Figura 7.3), baseado em seus principais contribuintes hídricos de acordo com a hidrologia da região. A Tabela 7.1 exibe um resumo das médias representativas de cada contribuinte hídrico.

Figura 7.2 Séries históricas anuais (gráficos superiores, em linhas) e médias mensais (gráficos inferiores, em barra) para as estações de monitoramento da ANA nos rios Amazonas (em Óbidos), Tocantins (Tucuruí), Guamá (município de Ourém) e Capim (São Domingos do Capim). As linhas pretas dos gráficos superiores representam a média anual de Q . As barras de erro nos gráficos inferiores são iguais a 10%, referentes aos métodos de amostragem de descarga fluvial.

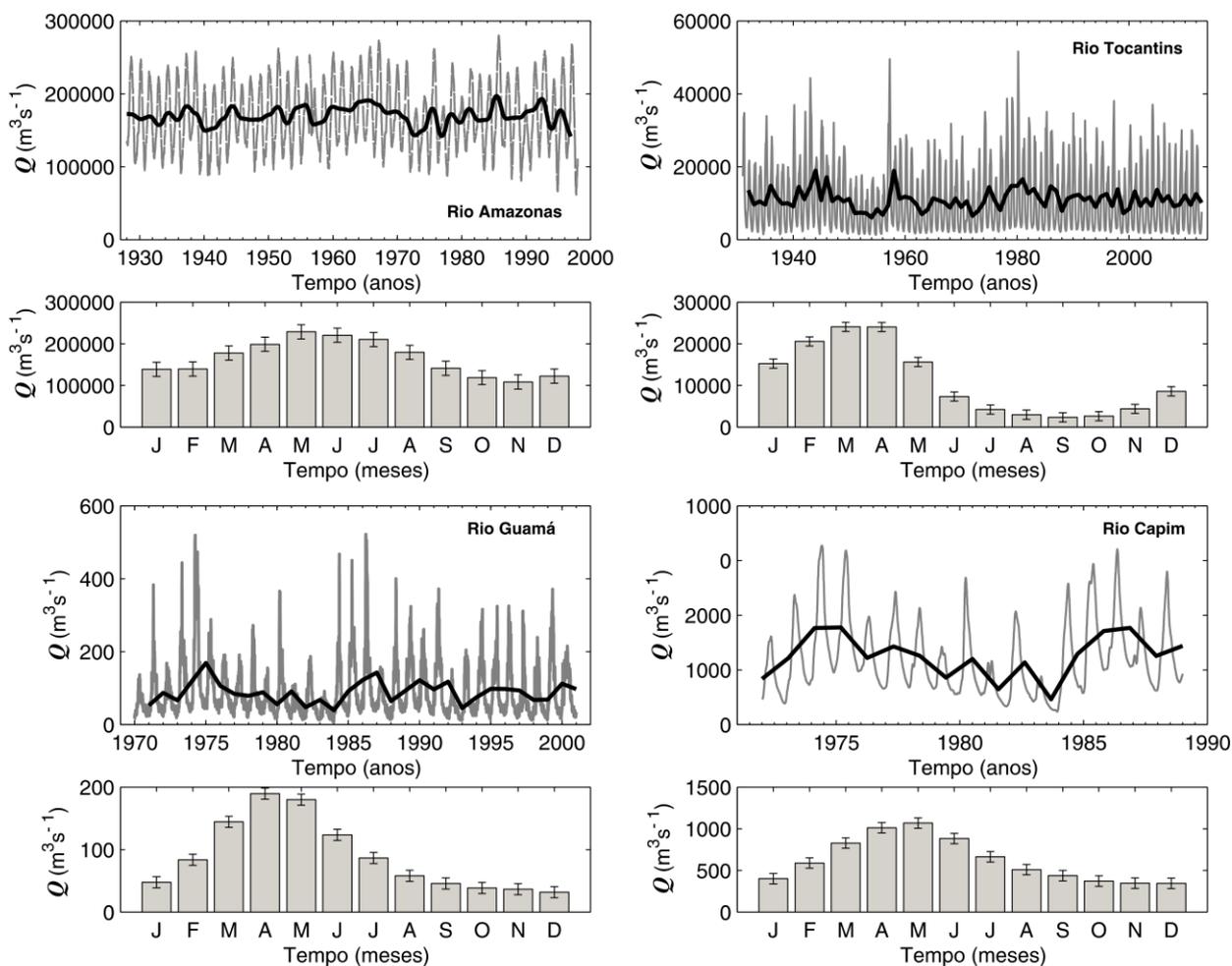


Figura 7.3 Box model elaborado para a descarga fluvial do Rio Pará em direção ao Oceano Atlântico. O valor de $Q_{\text{theoretical}}$ é igual ao somatório das descargas de cada contribuinte hídrico: 5% do total da média histórica do Rio Amazonas (Q_{amazon}) que flui em direção ao Rio Pará pelos Estreitos de Breves (*Breves Strait*); a descarga total do Rio Tocantins ($Q_{\text{tocantins}}$) e de outros tributários ($Q_{\text{other tributaries rivers}}$). O box model também apresenta algumas fisiografias da ZCA. “E” representa o erro de 10%.

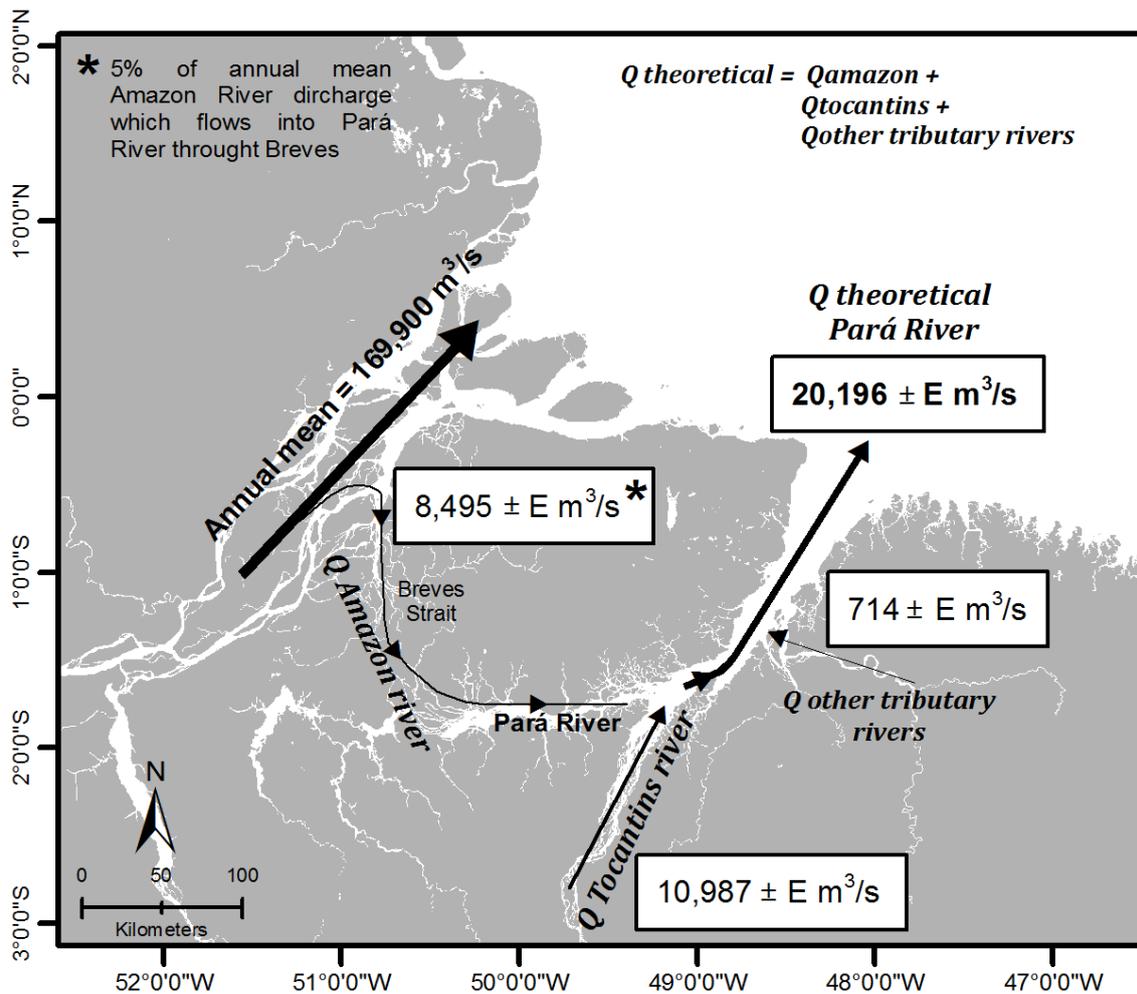


Tabela 7.1 Descarga fluvial estimada (Q) para o Rio Pará, baseado no somatório das descargas parciais dos rios Tocantins, Amazonas (5% do total da média histórica) e o sistema Guamá-Capim. São apresentados máximos e mínimos de Q para as séries históricas e os valores de erro = 10% para cada valor.

Q parcial	Q max (m^3s^{-1})	Q min (m^3s^{-1})	Q médio (m^3s^{-1})
Tocantins	51.539 ± 5.153	1.269 ± 126	10.987 ± 1.098
Amazonas (5% do total)	14.000 ± 1.400	3.075 ± 307	8.495,80 ± 849
Guamá e Capim	2.158,17 ± 215	124,37 ± 12	714,65 ± 71
Q - Rio Pará	67.697 ± 6.769	4.468 ± 446	20.197,45 ± 2.019

A imagem do *box model* (Figura 7.3) está em inglês por compor um outro estudo ainda não publicado em paralelo ao presente trabalho. As séries históricas que foram calculadas a partir das estações da ANA estão de acordo com os valores médios ao longo do tempo encontrados na literatura, e.g., a média de aproximadamente 170.000 m^3s^{-1} para o Rio Amazonas (GEYER *et al.*, 1996; MASSON; DELECLUSE, 2001; OLTMAN, 1968), 11.000 m^3s^{-1} para o Rio Tocantins (COSTA *et al.*, 2003; DAI; TRENBERTH, 2002) e de 800 m^3s^{-1} para o sistema Guamá-Capim (FREITAS *et al.*, 2012).

Callède *et al.* (2010) realizou um estudo sobre a hidrologia e aporte fluvial do Rio Amazonas e concluiu que aproximadamente 5% da descarga média deste rio é descarregada no Rio Pará por meio dos Estreitos de Breves. Duas dissertações de mestrado, uma do Programa de Engenharia Oceânica (COPPE), Universidade Federal do Rio de Janeiro (SILVA, 2009) e outra do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, da Universidade Federal do Pará (COSTA, 2014), contemplam os padrões hidrodinâmicos de canais principais que compõem os Estreitos de Breves (e.g., o Rio Jacaré Grande). Entretanto, a interação entre estes rios por meio dos canais de Breves ainda é uma questão pouco estudada. Portanto, da média histórica calculada para Rio Amazonas de 169.900 m^3s^{-1} por meio da estação da ANA, 5%, i.e., 8.495 m^3s^{-1} , é o *input* hídrico em direção ao Rio Pará (Q_{amazon}). É importante lembrar que o *box model*

elaborado admite uma condição estacionária, em que os *inputs* dos contribuintes hídricos alimentam o sistema de forma constante ao longo do tempo.

A contribuição hídrica do Rio Amazonas para o *box model* é dez vezes maior que o sistema Guamá-Capim (com $714 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Contudo, a descarga total do Rio Tocantins é o principal *input* para o modelo em caixa, com valor de $10.987 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, o que representa aproximadamente 55% do resultado de Q estimado para o Rio Pará, igual a $20.197 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Descartando o fato do Rio Pará ser um sistema dominado por maré, sem a presença de fluxo fluvial unidirecional, se compararmos Q do Rio Pará com outros grandes sistemas fluviais do mundo, é possível verificar o quão intensa é a descarga fluvial do Rio Pará na PCA (Tabela 7.2). Esta tabela se baseou nos resultados do trabalho de Dai e Trenberth (2002), que utilizou os valores de $Q_{\text{média}}$ em $\text{km}^3\text{ano}^{-1}$. Portanto, realizando a conversão de unidades, temos no Rio Pará o valor de $Q_{\text{média}} \approx 636 \text{ km}^3\text{ano}^{-1}$. Esta análise insere o Rio Pará no contexto global dos grandes rios, com elevada magnitude de descarga em comparação a outros sistemas do planeta.

Tabela 7.2 Descargas médias ($Q_{\text{média}}$) em diferentes rios do mundo. A tabela apresenta a ordem crescente de descarga fluvial de cima para baixo, assim como o nome dado ao rio e o seu país de origem. Os resultados dos rios do mundo são referentes ao estudo de Dai e Trenberth (2002).

Nome do Rio	Localização (País)	Q ($\text{km}^3\text{ano}^{-1}$)
Amazonas	Brasil	5330
Congo	Congo	1271
Orinoco	Venezuela	984
Changjiang	China	910
Rio Pará	Brasil	636
Brahmaputra	Bangladesh	613
Mississippi	EUA	610
Yenisey	Russia	577
Paraná	Argentina	476
Ganges	India	382
St Lawrence	Canada	226
Columbia	EUA	172
Niger	Niger	33

É importante destacar o resultado encontrado para condições de Q máximos ao longo das séries históricas (Tabela 7.2). Estes cenários ocorrem durante o período chuvoso, mais precisamente nos meses de Abril e Maio, como pode ser verificado na Figura 7.2, nos gráficos inferiores (em barras). O valor do Rio Pará foi de $Q = 67.697 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ao longo desses dois meses. No Capítulo 4, foi apresentado o artigo científico referente aos resultados da PCA, em que nesses meses o alcance da descarga fluvial dos rios Amazonas e Pará atingiram mais de 250 km de distância da foz do estuário do Rio Pará, exibindo valores de salinidade igual a 33 em uma profundidade de 25 m, indicando presença das lentes amazônicas em subsuperfície em regiões além da quebra da plataforma.

As variabilidades sazonais da descarga fluvial são sensíveis a qualquer variação que altera o padrão pluviômetro da região, podendo apresentar magnitudes interanuais consecutivas discrepantes. Por exemplo, no ano de 2015 foi registrado a ocorrência do fenômeno ENSO (El-Niño), de forma intensa em relação à eventos anteriores. O El-Niño conduziu a um cenário diferenciado de seca extrema em diversas regiões do Brasil com o passar dos meses. Estima-se que os sistemas fluviais amazônicos apresentaram a menor descarga em três décadas durante o período seco da região. Este fato, e.g., no mês de menor descarga durante uma maré de sizígia de grande altura de onda, tenderia a causar um evento extremo relacionado a uma intrusão salina máxima dentro do estuário do Rio Pará, deslocando os limites das Zona de Mistura e Zona de Maré/Rio ao longo de sua extensão longitudinal.

Apenas o aporte continental já é responsável por uma grande quantidade de energia introduzida na PCA (Figura 7.3; Tabela 7.2; Tabela 7.3), como foi destacado acima e no Capítulo 4. Ao acrescentar o domínio das marés semidiurnas no sistema, são geradas intensas correntes de maré que ultrapassam $2,0 \text{ ms}^{-1}$ e descargas instantâneas dentro do estuário do Rio Pará iguais a $4 \times 10^5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ devido aos fluxos barotrópicos forçados pela onda de maré (PRESTES *et al.*, 2014). A descarga fluvial da ordem de $10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ exerce forte influência na PCA; em contrapartida, o processo marinho dominante na PCA, a força gerada pela propagação da maré, é a forçante física prevalente dentro do sistema estuarino do Rio Pará, gerando fluxos bidirecionais em regiões de micromaré a mais de 300 km de distância do Oceano Atlântico tropical (Figura 7.1; Capítulo 5).

7.3 DINÂMICA DA PCA

Os resultados referentes à PCA e a quebra de plataforma foram analisados em uma posição geográfica que ainda não foi investigada (1° N / 47° W). A análise espectral das séries temporais de velocidade de corrente na PCA confirmou a prevalência da propagação da onda de maré sobre a plataforma (Capítulo 4, sessão 4.4), como outros estudos já haviam demonstrado (e.g., BEARDSLEY *et al.* 1995). Contudo, a dinâmica da PCA conta ainda com agente físicos de grande magnitude como a descarga fluvial, os ventos alísios e a CNB ao longo da quebra da plataforma e talude, principalmente.

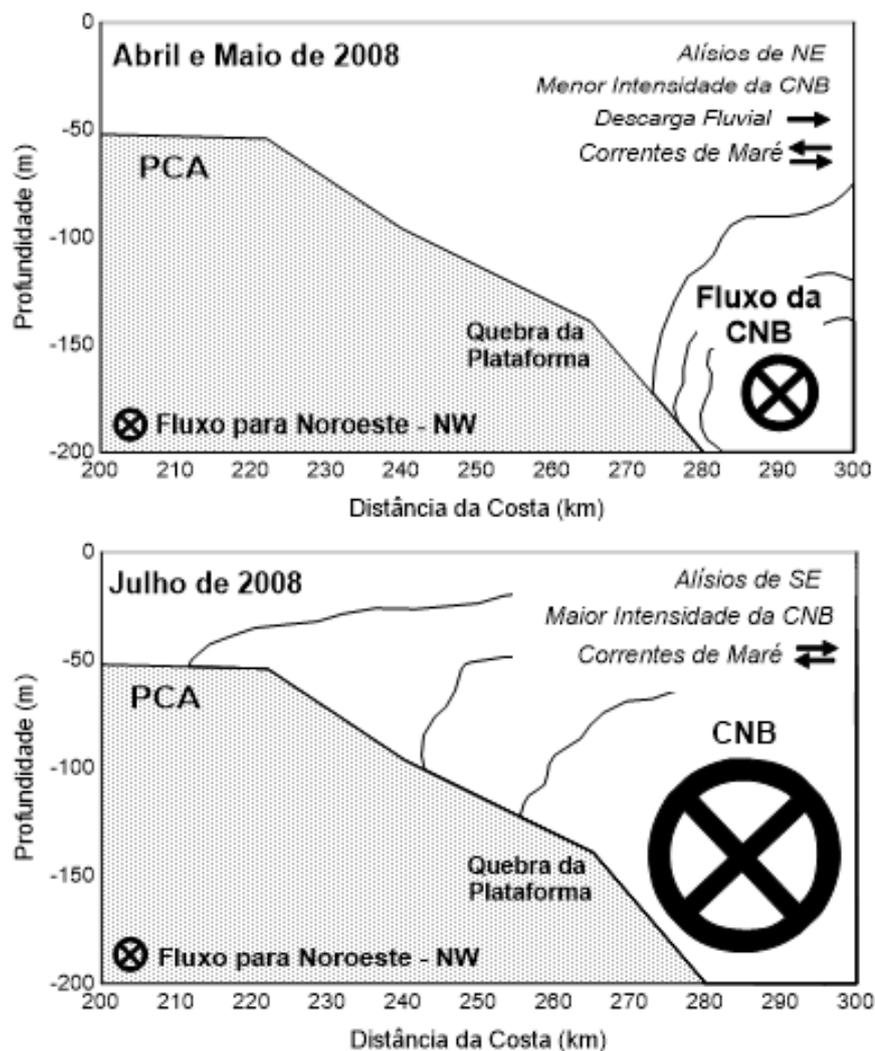
A Figura 7.4 exibe um esquema das medições realizadas na PCA. Ao longo dos meses de Abril – Julho de 2008. Durante este período, foi possível verificar dois cenários distintos ao longo do levantamento de dados na plataforma. Primeiramente, em Abril e Maio, há influência dos alísios de nordeste, com forte presença das lentes de água amazônicas oriundas da descarga fluvial, correntes de maré semidiurnas, com fluxo da CNB estreito e de menor intensidade ao longo do talude, influenciando principalmente regiões além da quebra da plataforma (Figura 7.4; gráfico superior). Posteriormente, a partir de Julho, ação dos alísios de sudeste, sem influência da descarga fluvial ou presença das lentes de água amazônicas (devido ao transporte para noroeste da pluma), ação constante das correntes de maré semidiurnas e o fluxo da CNB atingindo sua máxima intensidade ao longo do talude (velocidades de $1,3 \text{ ms}^{-1}$; Capítulo 6), quebra da plataforma e a PCA propriamente dita, com o alargamento das suas bordas de corrente (Figura 7.4; gráfico inferior).

As variabilidades temporais e espaciais da CNB são importantes nos processos de troca entre a plataforma amazônica e o talude continental, uma vez que, como foi concluído artigo do Capítulo 4, sessão 4.5, que esta corrente oceânica não somente flui para noroeste paralelo às isóbatas da PCA, como também, ao se intensificar, influencia também regiões rasas (profundidades $< 100 \text{ m}$) da plataforma devido à expansão de suas bordas de corrente.

As análises realizadas sobre a PCA demonstraram que ocorrem fluxos advetivos da pluma estuarina em superfície, com grande dispersão horizontal, influenciando em toda a plataforma. O fluxo gerado pela descarga fluvial na PCA interage com as correntes de maré e suas variações semidiurnas e sinodiais. A CNB, como inúmeros autores destacam, de fato flui preferencialmente em regiões próximas ao talude, porém

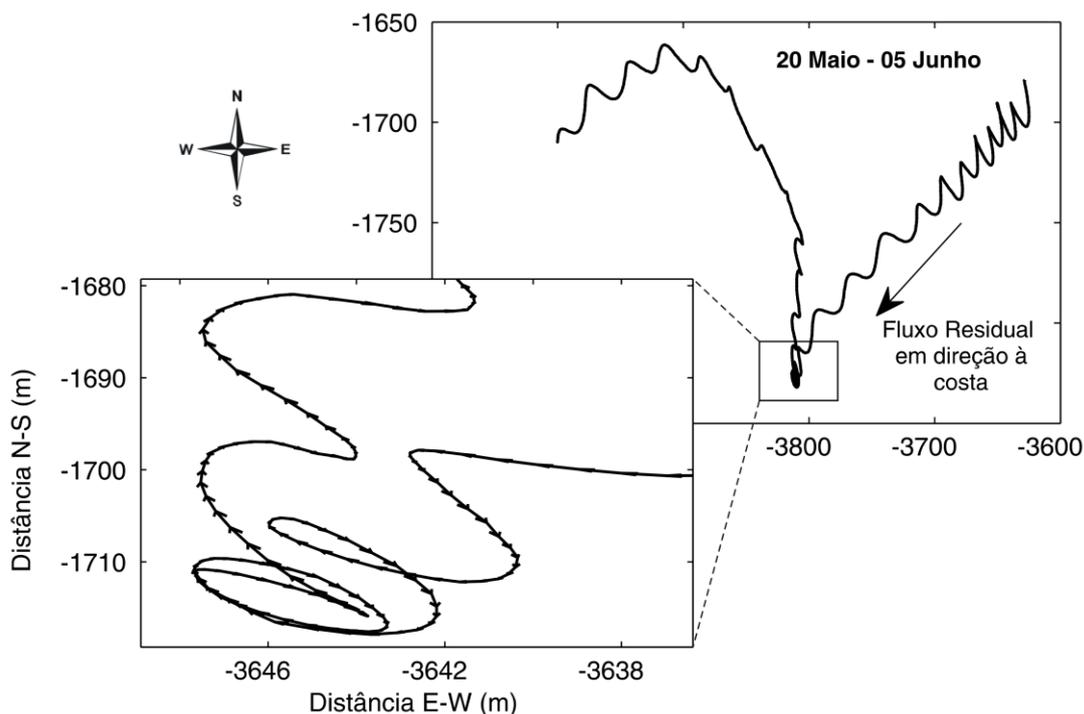
variações em sua posição e intensidade resultam no alargamento de suas bordas de corrente, fazendo com que a CNB influencie também sobre PCA. Contudo, a Figura 7.5 exibe que apesar dos fluxos da descarga fluvial (em Abril e Maio) e da intensificação da CNB ao longo do talude, alcançando a plataforma rasa, o fluxo residual se dá em direção à costa e perpendicular à plataforma, i.e., o sentido do componente de velocidade que cruza (perpendicular) a PCA - *across-shelf* (ver Figura 4.1 – área de estudo; Capítulo 4).

Figura 7.4 Esquema da variabilidade da CNB na PCA e na quebra da plataforma, ao longo dos meses de levantamento de dados (Abril – Julho de 2008) para dois fundeios do Projeto AMANDES. São exibidos o fluxo da CNB e sua posição relativa com a PCA e quebra da plataforma, de acordo com o período medido.



O fluxo residual na PCA em direção ao continente é causado pela predominância da componente de velocidade *across-shelf* forçada pela maré, gerando fortes correntes barotrópicas em virtude da diferença de pressão entre regiões marinha profundas e regiões rasas da ZCA e na foz do estuário do Rio Pará. Entre os dias 20 de Maio e 05 de Junho (Figura 7.5), foi observado um intenso fluxo da descarga fluvial, que ao interagir com as oscilações das elipses de maré (principalmente da M_2 ; BEADSLEY *et al.* 2002) produziram um padrão helicoidal da curva gerada pelos vetores, um produto da interação entre estas forçantes sobre a PCA.

Figura 7.5 Diagramas de vetores progressivos baseados nas séries temporais de velocidade sobre a PCA, referente ao período de 20 maio a 05 junho de 2008. São apresentados o vetor residual e o deslocamento espacial dos vetores. O gráfico inferior destaca uma progressão de microescala e a interação entre as correntes de maré e o fluxo da descarga fluvial.



7.4 AS FORÇANTES FÍSICAS E A PRODUÇÃO DE PETRÓLEO E GÁS

Os resultados para os levantamentos oceanográficos realizados no sistema Rio Pará-PCA demonstraram a forte influência da descarga fluvial do Rio Pará sobre a PCA, com magnitude da ordem de $2 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com máximos de até $6 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

durante os meses de Abril e Maio. Por outro lado, das forçantes físicas que atuam sobre a plataforma, foi verificado que a oscilação da maré é prevalente no ambiente costeiro.

Os acidentes relacionados à produção de petróleo normalmente estão associados às atividades de carga e descarga nos campos de desenvolvimento da reserva produtora, comumente liberando grandes quantidades de óleo no ambiente marinho. No Capítulo 2 foi apresentada a distribuição espacial das áreas de conservação do Pará, regiões com atividade pesqueira e portuária, bem como os locais no litoral paraense que apresentam manguezais. Obviamente que um provável cenário de um grave acidente industrial na região amazônica gera preocupações ambientais e econômicas.

Como foi exposto no Capítulo 6, no artigo sobre os processos de turbulência no estuário do Rio Pará, o sistema possui grandes tendências às misturas verticais geradas por processos advectivos. Também foram verificados regimes turbulentos próximos ao fundo devido a fricção da onda de maré com o leito do canal. Os altos valores para Re e baixos valores de Ri , ao longo do período seco (maior força da maré, menor força de empuxo da descarga), sugerem que a dispersão longitudinal e a mistura turbulenta vertical dentro do estuário poderiam dificultar ações reparadoras de algum derramamento ou acidente industrial.

Algumas questões interessantes poderiam ser futuramente investigadas e aprofundadas como, e.g., o tempo de residência da água dentro do estuário, o tempo de deslocamento de uma partícula sobre a PCA até atingir o Rio Pará e o uso de um modelo lagrangeano integrado estuário-plataforma; o modelo poderia estudar possíveis trajetórias que manchas de óleo fariam no estuário e na PCA, com base na definição de traçadores de massas d'água (marinhas e estuarinas). Portanto, apesar de muitos estudos ainda estarem sendo realizados na região, é necessário um esforço maior e em conjunto com várias vertentes, como foi comentado no Capítulo 1, sessão 1.2 (Justificativa), em que o gerenciamento costeiro na ZCA, em especial na região paraense, ocorra de forma integrada entre a participação ativa de Ministérios, comunidade científica e iniciativa privada, entre outros agentes sociais e políticos que compõem a sociedade em geral. A implantação da atividade petrolífera na região deve ser realizada de forma preventiva.

No âmbito da ciência do Direito, no que diz respeito ao licenciamento ambiental pertinente à atividade petrolífera, este é um dos instrumentos legais essenciais para execução da Política Nacional do Meio Ambiente (Art. 9º. IV da Lei Federal nº

6.938/81.). Trata-se de uma das mais importantes ferramentas do Direito Ambiental para prevenir e fiscalizar as atividades que possam causar danos ao meio (ANTUNES, 2008). O chamado “Princípio da Prevenção” (atrelado ao da ‘Precaução’) é a base do Direito Ambiental, que possui como prioridade prever e evitar danos ambientais (MILARÉ, 2014). Além da característica preventiva, o licenciamento ambiental é interpretado como o meio pelo qual é possível alcançar o desenvolvimento sustentável, em que seja possível uma dada atividade potencialmente danosa proporcionar crescimento econômico atrelado à proteção do meio ambiente.

CAPÍTULO 8 – CONCLUSÃO

O presente trabalho abordou a interação física entre dois ambientes amazônicos tropicais, localizados no norte do Brasil: o estuário do Rio Pará e a plataforma continental. Levantamentos oceanográficos ao longo do sistema Rio Pará-PCA foram realizados e permitiram a análise do campo hidrodinâmico e hidrográfico, assim como de suas variabilidades temporais e espaciais. Investigações da turbulência no estuário e na quebra da PCA em direção à foz do Rio Pará, indicaram a dominância de marés semidiurnas no padrão hidrodinâmico e na distribuição espacial de propriedades dentro do sistema Rio Pará-PCA, com intensas correntes barotrópicas que se estendem ao longo da componente de velocidade *across-shelf* na PCA e no sentido longitudinal às margens do estuário (aproximadamente de nordeste).

O estuário do Rio Pará exerce influência na PCA com uma descarga fluvial que está entre as maiores do mundo. O valor da descarga fluvial estimada para o Rio Pará, com base no *box model* desenvolvido, foi da ordem de $2 \times 10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Em períodos de elevada descarga, o alcance das lentes de águas amazônicas atinge mais de 250 km de distância da costa. A elevada descarga fluvial é responsável por gerar estabilidade vertical no sistema Rio Pará-PCA, principalmente nos meses de Maio e Abril, onde a força de empuxo produz fluxos laminares e estratificação vertical. Na PCA, a estratificação pode ser verificada até profundidades $> 20 \text{ m}$, com a presença de lentes de água amazônicas em superfície e subsuperfície. No estuário, os fluxos laminares gerados pelo empuxo são mais evidentes na margem direita, induzindo a fluxos baroclínicos e intensos gradientes verticais de salinidade durante o estágio de enchente, com movimento bidirecional ao longo da coluna d'água.

Apesar da intensa descarga fluvial, são as variações semidiurnas e sinodiais das marés que governam a hidrodinâmica da PCA e do estuário do Rio Pará, como foi apresentado nos Capítulos 4, 5 e 6. A oscilação da maré na plataforma é responsável por fluxos residuais em direção ao continente, pelo menos em análises iniciais e ainda prematuras. Quando a onda de maré alcança a foz do Rio Pará, ela interage com a morfologia e gera turbulência devido a fricção com o fundo; a partir de então maré passa a cooscilar no canal, apresentando fluxos baroclínicos até $\approx 40 \text{ km}$ estuário acima, onde à montante dessa região prevalecem as correntes barotrópicas ao longo de toda a

extensão do estuário do Rio Pará, em mais de 300 km de distância do ambiente marinho.

O trabalho abordou ainda as perspectivas animadoras no cenário da exploração de petróleo e gás natural no território paraense, inclusive na PCA. Há extrema necessidade de realizar levantamento de dados continuamente, de modo a viabilizar resultados significativos, em um monitoramento integral com longas séries temporais, principalmente dentro do estuário do Rio Pará, que dispõe de poucas informações científicas concretas e robustas. O cenário da exploração nacional está passando por transformações em sua estrutura produtiva, podendo ocasionar futuramente a centralização dos esforços nacionais para a produção ao longo da Província Equatorial.

Devido ao alto nível de preservação da floresta tropical na região amazônica, em destaque para os mais de 6.000 km² de manguezais, a ZCA apresenta inúmeras unidades de conservação, pontos de atividade pesqueira, portos de diversas dimensões e finalidades, metrópoles e centenas de municípios, todos interligados em uma complexa rede social, econômica e ambiental. Dessa forma, como enfatiza a base do Direito Ambiental (o 'Princípio da Prevenção'), as atividades potencialmente danosas devem ser desenvolvidas juntamente com medidas de prevenção para evitar danos ao meio ambiente, como o conhecimento da biodiversidade de fauna e flora, conhecimento dos ecossistemas locais, planejamento ambiental e econômico integrado, bem como Estudo de Impacto Ambiental.

O estudo das forçantes físicas da PCA e do estuário do Rio Pará são importantes no sentido de garantir, por meio das informações científicas geradas no presente trabalho, uma base sólida de conhecimento da região. Portanto, se o cenário futuro da exploração de petróleo e gás na PCA é uma possibilidade nas próximas décadas, o subsídio científico é crucial para o desenvolvimento produtivo. Este trabalho visa também ser uma das contribuições referentes às interações físicas entre o estuário do Rio Pará e a PCA no ambiente tropical amazônico.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS – ANA. 2013. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp>. Acessado em: 23/10/2014.
- AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS – ANP. 2015. Disponível em: <file:///C:/Users/Admin/Downloads/77416.pdf>. Acessado em: 28/11/2015.
- ANTUNES, P. B. *Direito Ambiental: Amplamente Reformulado*. Rio de Janeiro: Lumen Juris. 2008. 960 p.
- ASP, N. E.; SCHETTINI, C. A. F.; SIEGLE, E.; SILVA, M. S.; BRITO, R. N. R. The dynamics of a frictionally-dominated amazonian estuary. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 60, n. 3, p. 391 – 403, 2012.
- BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W. R., LENTZ, S. J., CASTRO, B. M., CACCHIONE, D., CARNEIRO, N. The M2 tide on the Amazon shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 100(C2), p. 2283–2319, 1995.
- BOURLES, B.; MOLINARI, R. L.; JOHNS, E.; WILSON, W. D.; LEAMAN, K. D. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 1361–1375, 1999.
- CALLEDE, 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, Lavoisier (Hermes Science Publications), v. 23, n. 2, p. 247-273, 2010.
- CAVALCANTE, G. H. Processos oceanográficos na região costeira e estuarina do Rio Caeté, Pará, Brasil. Tese (Doutorado em Geoquímica Ambiental). Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2007.
- COSTA, M. S. **Aporte hídrico e do material particulado em suspensão para a baía do Marajó: influência dos rios Amazonas e Tocantins**. Dissertação (Mestrado em Geologia) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará, Belém. 2014.
- COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. A. Effects of large-scale in land cover on the discharge of the Tocantins river, southeastern Amazônia. **Journal of Hydrology**, n. 283, p. 206 – 217, 2003. doi:10.1016/S0022-1694(03)00267-1.
- DAI, A.; TRENBERTH, K.E. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 660 – 687. 2002. doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDFO>2.0.CO;2.

EL-ROBRINI, M.; SILVA, M. A. M. A.; SOUZA FILHO, P. W. M.; EL-ROBRINI, M. H. S.; SILVA Jr.; O. G. S.; FRANÇA, C. F. **Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro**. Belém: Ministério do Meio Ambiente, 2006.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 15 – 28, 2005.

FRATANTONI, D. M.; GLICKSON, D. A. North Brazil Current Ring generation and evolution observed with SeaWiFS*. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 1058–1074, 2002. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<1058:NBCRGA>2.0.CO;2.

FREITAS P. T. A.; SILVEIRA, O. F.; ASP, N. E. Tide distortion and attenuation in an amazonian tidal river. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 60, n. 4, p. 429 – 446, 2012.

FRIEDRICHS, C. T.; AUBREY, D. G. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 27, p. 521 – 545, 1988.

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. doi:10.1016/j.csr.2004.09.00.

GARDNER L. R.; KJERFVE, B. Tidal fluxes of nutrients and suspended sediments at the North Inlet - Winyah Bay National Estuarine Research Reserve. **Estuarine Coastal Shelf Science**, n. 70, p. 682 – 692, 2006.

GAREL, E.; FERREIRA, O. Fortnightly Changes in Water Transport Direction Across the Mouth of a Narrow Estuary. **Estuaries and Coasts**, 2012. doi:10.1007/s12237-012-9566-z.

GEYER, W. R.; MACCREADY, P. The estuarine circulation. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 46, p. 175 – 197, 2014

HERZ, R. *Manguezais do Brasil*. São Paulo, IOUSP/CIRM/, 1991, 302 p.

JOHNS, W. E.; LEE, T. N.; BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; CASTRO, B. Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, p. 1–26, 1998. doi:10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2.

KJERFVE, B. Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. Paris, UNESCO/UNDP, 1990. 79 p.

LE BARS, Y. L.; LYARD, F.; JEANDEL, C.; DARDENGO, L. The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf. **Ocean Modelling**, v. 31, p. 132-149, 2010.

LENTZ, S. J.; LIMEBURNER, R.; The Amazon River Plume during AMASSEDS: Subtidal current variability and the importance of wind forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 100(C2), p. 2.377 – 2.390, 1995b. doi:10.1029/94JC01411

LUCZYNSKI, E. Painel situacional da indústria de petróleo e gás natural no Estado do Pará. **Revista do Conselho Regional de Engenharia e Agronomia do Pará**. Artigo Técnico, n. 16, p. 8 – 9, 2015

MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlântic. **Physical and Chemical Earth**, v. 26, n. 2, p. 137–142, 2001.

MEADE R. H.; DUNNE, T.; RICHLI, J. E.; SANTOS, U. DE M.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science**, v. 228, p. 488-490, 1985.

MEDEIROS, C.; KJERFVE, B. Hydrology of tropical estuarine system: Itamaracá, Brazil. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 46, p. 495 – 515, 1993.

MENEZES, M. P. M.; BERGER, U.; MEHLIG, U. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão States, north Brazil. **Acta Amazônica**, v. 38, n. 3, p. 403 – 420, 2008.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE – MMA. 2005. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2004-2006/2005/Decreto/D5377.htm. Acessado em: 17/12/2015.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE – MMA. 2015. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/informma/item/7324-recursos-do-mar-terao-planos-setoriais-para-20122015>. Acessado em: 19/12/2015.

MILARÉ, E. *Direito do Ambiente*. São Paulo: Revista dos Tribunais. 2014. 1680 p.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. *Princípios de Oceanografia Física em Estuários*. 2ª ed. Edusp, São Paulo, 2002. 426 p.

MOLINAS, E. **Dinâmica da frente salina e residuais de velocidade na plataforma continental interna amazônica**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica). Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica (COPPE). Universidade Federal do Rio De Janeiro, Rio de Janeiro. 2014.

NITTROUER, C. A. E.; DEMASTER D. J. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river. **Continental Shelf Research**, v. 16, n. 5 – 6, p. 553 – 573, 1996.

OLTMAN, R.E. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. **U. S. Geol. Surv.**, Circ. 552, 1968. 16 p.

PRESTES, Y. O.; ROLLNIC, M.; SILVA, M. S.; ROSÁRIO, R. P. 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, 2014.

PRESTES, Y. O.; SILVA, A. C.; ROLLNIC, M.; ROSÁRIO, R. P. The M2 and M4 tides in the Pará River estuary. *Tropical Oceanography*, 2016 (No Prelo).

RICHARDSON, P. L.; HUFFORD, G. E.; LIMEBURNER, R.; BROWN, W. S.; North Brazil Current retroflection eddies. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 5081 – 5093, 1994.

RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study. **J. Phys. Oceanog.**, v. 37. 2007. doi: 0.1175/JPO2983.1.

SASSI, M. G.; HOITINK, A. J. F.; VERMEULEN, B.; HIDAYAT. Discharge estimation from H-ADCP measurements in a tidal river subject to sidewall effects and a mobile bed. **Water Resources Res.**, v. 47. 2011. doi: 10.1029/2010WR009972

SERVAIN, J.; WAINER, I.; AYINA, H. L.; ROQUET, H. The relationship between the simulated climatic variability modes of the tropical Atlantic, International. **Journal Of Climatology**, v. 20, p. 939 – 953, 2000.

RICHEY, J. E.; NOBRE, C.; DESSER, C. Amazon River discharge and climate variability: 1903-1985. **Science**, v. 246, p. 101-103, 1989.

SACHS, I. *Desenvolvimento includente, sustentável, sustentado*. Garamond, Rio de Janeiro, 2004.

SILVA, I. O. **Distribuição da Vazão Fluvial no Estuário do Rio Amazonas**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica). Programa de Engenharia Oceânica (COPPE). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2009.

SOUZA-FILHO, P.W. 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.

SCHETTINI, C.A.F. **Determinantes Hidrológicos na Manutenção da Condição Hipersalina da Lagoa de Araruama, RJ**. Dissertação (Mestrado em Geoquímica Ambiental). Programa de Geoquímica Ambiental. Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro. 1994.

SCHOTT, F.; FISHER, J.; STRAMMA, L. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. **J. Phys. Oceanog.** v. 28, p. 1904 – 1928. 1998.

SCHOTT, F. A.; BRANDT, P.; HAMMANN, M.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. On the boundary flow of Brazil at 5 – 10° S and its connection to the interior tropical Atlantic. **Geophys. Res. Letters**, v. 29, n. 17. 2002. doi: 10.1029/2002GL014786.

SPEER, P. E.; AUBREY, D. G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems, II: Theory. **Estuar. Coastal Shelf Sci.**, v. 21, p. 207–224. 1985.

VELEDA, D.; ARAUJO, M.; ZANTOPP, R.; MONTAGNE, R. Intraseasonal variability of the North Brazil Undercurrent forced by remote winds. **J. Geophys. Res.**, v. 117. 2012. doi: 10.1029/2012JC008392.