



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE OCEANOGRAFIA

MAURÍCIO REBOUÇAS ROCHA

**ANÁLISE DO CAMPO DE CORRENTES E SUAS FORÇANTES NO
CANAL PRINCIPAL DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA**

Salvador
2015

MAURÍCIO REBOUÇAS ROCHA

**ANÁLISE DO CAMPO DE CORRENTES E SUAS FORÇANTES NO
CANAL PRINCIPAL DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA**

Monografia apresentada ao curso de graduação em Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa

Salvador
2015

TERMO DE APROVAÇÃO

MAURÍCIO REBOUÇAS ROCHA

ANÁLISE DO CAMPO DE CORRENTES E SUAS FORÇANTES NO CANAL PRINCIPAL DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA

Monografia aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

Guilherme Camargo Lessa – Orientador
Ph.D em Ciências Marinhas - Universidade de Sidney, Austrália.
Universidade Federal da Bahia (UFBA), Brasil.

Clemente Augusto Souza Tanajura
Ph.D. em Meteorologia - Departamento de Meteorologia da Universidade de Maryland, EUA.
Universidade Federal da Bahia (UFBA), Brasil.

Janini Pereira
Doutora em Oceanografia (Oceanografia física) - Universidade de São Paulo, Brasil
Universidade Federal da Bahia (UFBA), Brasil.

Salvador, 07 de Julho de 2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço a tudo, a todos e a todas que contribuíram para realização deste trabalho e de certa forma, para minha formação pessoal e profissional.

Agradeço ao universo, a positividade e ao axé pela produtividade, oportunidade, força e leveza.

Agradeço aos bons ventos que me colocaram neste caminho.

Agradeço a minha família, em toda sua extensão, pelo incentivo material e imaterial. Por mais distante que as coisas pareciam estar sempre fui apoiado a continuar. E continuei, resiliente. Jamais esquecerei a confiança.

Agradeço aos amigos, amigas e colegas pelo cuidado, convivência, paciência, abraços e torcida. Sou afortunado de tê-los e tê-las comigo.

Agradeço aos professores que compõem a banca examinadora pelas contribuições dedicadas a este trabalho.

Agradeço ao grupo de pesquisa GOAT, em especial ao meu orientador Guilherme Lessa, pelo conhecimento compartilhado e pela competente orientação, indispensável para conclusão deste trabalho. Agradeço pelos ensinamentos, compromisso e responsabilidade. Foi muito bom e enriquecedor trabalhar com vocês.

O meu singelo e verdadeiro muito obrigado.

RESUMO

A circulação de água em estuários é controlada basicamente pelos campos baroclínicos e barotrópicos de pressão. O campo baroclínico está associado ao gradiente longitudinal de densidade enquanto que o barotrópico, a alterações da superfície livre da coluna d'água capazes de gerar um gradiente de pressão. Efetivamente, o transporte de escalares e a renovação de massa d'água entre o estuário e a plataforma continental são dirigidos pela componente não-mareal da circulação. Desse modo, estudar a circulação é importante para gestão costeira e calibração de modelos de fluxo e transporte de material na coluna d'água. Assim, o objetivo geral do presente estudo é analisar o campo de correntes e suas correlações com as principais forçantes baroclínica (gradiente longitudinal de densidade) e barotrópicas (maré e vento) no canal principal da Baía de Todos os Santos (BTS), a partir de uma longa série de dados observacionais. Para isso, foi feito um monitoramento de correntometria ao longo de 10 meses aproximadamente na região central da BTS (estação A3), e 43 dias na embocadura da baía (estação A2). Os resultados indicaram grande importância da maré no estabelecimento do fluxo de água, e importância decrescente da superfície para o fundo do canal e da estação A2 para a estação A3. Foi verificada a presença de fluxo secundário principalmente na estação A2, devido efeitos da curvatura/geomorfologia do canal. As assimetrias das correntes mostraram dominância de correntes de vazante sobre as de enchente, sobretudo em situações de sizígia na estação A3 e para a superfície. A predominância das assimetrias de enchente esteve associada às marés de quadratura e no fundo do canal, para a estação A2. O fluxo não-mareal estratificado verticalmente (fluxo gravitacional) foi bem estabelecido na estação A2 e permanente, sendo que na estação A3 este fluxo não foi bem estabelecido, não sendo contínuo por mais de 15 dias devido efeitos da batimetria do canal. Contudo, especialmente para a estação A3, o estabelecimento do fluxo gravitacional esteve associado à maré de sizígia, fugindo aos padrões convencionais em estuários. O perfil vertical do fluxo baroclínico foi mais correspondente ao coeficiente de difusão turbulenta e a profundidade média do canal, variando de modo proporcional a variabilidade temporal do gradiente longitudinal de densidade. Este fluxo foi importante para formação do fluxo não-mareal estratificado, especialmente em períodos de maior intensidade, onde ambos apresentaram a mesma ordem de magnitude. Não foi verificada importância sazonal na variabilidade do fluxo não-mareal. Este esteve correlacionado ao vento subinercial numa situação de compensação barotrópica. Pôde-se concluir que os padrões de circulação se diferenciam ao longo do canal principal da BTS onde, na entrada da baía, por ter uma circulação gravitacional bem estabelecida, tem-se a tendência de importação de sedimentos pelo fundo e exportação pela superfície e que a estratificação do fluxo não-mareal na região central da baía esteve relacionada à maré de sizígia, sendo a batimetria um importante controlador desse fluxo.

Palavras-chave: Dados observacionais. Maré. Vento. Fluxo não-mareal. Fluxo baroclínico.

ABSTRACT

The circulating water in estuaries is basically controlled by baroclinics and barotropics fields pressure. The Baroclinic field is associated the longitudinal density gradient while the barotropic, the change of the free surface of the water column capable of generat a pressure gradient. In fact, the transport of scalar and mass renovation of water between the estuary and the continental shelf are driven by non-mareal component of circulation. Thus, study the circulation is important for coastal management and calibration flow models and materials transport in the water column. Thus, the general objective of this study is analyze the current field and their correlation with the main baroclinic forcings (longitudinal gradient density) and barotropics (tidal and wind) in the main channel of the Todos os Santos Bay (BTS) from a long series of observational data. For this, was made a correntometria monitoring over 10 months in the central region of the BTS (A3 station), and 43 days in the mouth bay (A2 station). The results showed the importance of the tide in the establishment of the water flow and decreasing the importance of the surface for the bottom of the channel and of the station A2 to A3. The presence of secondary flow was observed mainly in A2 station due effects of curvature/geomorphology of the channel. The asymmetry of current showed dominance ebb currents on the flood, especially in situations spring tide in station and A3 to the surface. The predominance of flood asymmetry was associated with the tides of quadrature and bottom of the channel, for A2 station. The flow non-mareal stratified vertically (gravitational flow) was well established in the A2 station and permanent, and in the A3 station this flow wasn't well established, not being continue for more than 15 days due effects of bathymetry channel. However, especially for the A3 station, the gravitational flow establishment was associated with the spring tide, fleeing to conventional patterns in estuaries. The vertical profile of the Baroclinic flow was more corresponding to the turbulent diffusion coefficient and the average depth of the channel, and varied in proportion to the temporal variability of the longitudinal density gradient. This flow was important in formation of non-tidal stratified flow, especially in periods of greater intensity, which both showed the same order of magnitude. There was no seasonal variability in the importance of non-tidal flow. This was correlated to the wind subinercial in the a barotropic compensation situation. It could be concluded that the circulation patterns differ along the main channel of the BTS where the mouth of the bay, having a well-established gravitational circulation, has a tendency to import sediments by bottom and export by surface and stratification non-tidal flow in the central bay was related to spring tide, bathymetry is an important driver of this flow.

Keywords: observational data. Tide. Wind. Non-tidal flow. Baroclinic flow.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	3
ÍNDICE DE TABELAS.....	6
1. INTRODUÇÃO.....	7
2. OBJETIVOS.....	10
3. ÁREA DE ESTUDO.....	11
4. METODOLOGIA.....	14
4.1 Correntômetros.....	15
4.2 Maregrafia.....	18
4.3 Anemômetros.....	19
4.4 Sensores de termo-salinidade.....	21
4.5 Cálculo do fluxo baroclínico.....	21
5. RESULTADOS.....	23
5.1 Ventos.....	23
5.2 Correntometria.....	25
5.2.1 Fluxo instantâneo (V).....	25
5.2.2 Fluxo mareal (V_M) e fluxo não-mareal (V_{NM}).....	28
5.2.3 Fluxo não-mareal (V_{NM}), residual da maré (V_{MR}) e fluxo forçado pela circulação baroclínica, ondas de longo período e ventos (V_{BOV}).....	33
5.2.4 Fluxo baroclínico (V_B).....	36
6. DISCUSSÃO.....	39
6.1 Correlação entre o vento subinercial e a circulação não-mareal.....	43

6.2 Correlação entre a oscilação subinercial do nível d'água e a circulação não-mareal.....	46
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	48
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	51
APÊNDICE A.....	54
APÊNDICE B.....	55
APÊNDICE C.....	56
APÊNDICE D.....	57

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1- Localização da Baía de Todos os Santos. Fonte: Cirano e Lessa (2007).....</i>	<i>11</i>
<i>Figura 2- Descarga fluvial média mensal afluyente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias costeiras, as quais incluem as bacias periféricas dos rios Tararipe, Subaé e Açú. Os rios Jaguaripe e Dona não foram incluídos. Fonte: Lessa et al. (2009).....</i>	<i>12</i>
<i>Figura 3- Precipitação (barras) e evaporação registradas pela estação meteorológica de Ondina-M4, para o período de 1961-1990 (INMET, 1992). Fonte: Adaptado de Lessa et al. (2009).....</i>	<i>13</i>
<i>Figura 4- Média do cisalhamento do vento (2007-2003) para janeiro (a) e junho (b). Fonte: Santana et al. (2015).....</i>	<i>14</i>
<i>Figura 5- Mapa batimétrico da BTS e localização das estações: marcador preto (Estações A2 e A3), marcador amarelo (Estações TS1, TS2 e TS3), marcador vermelho (Estações M4 e M5), marcador roxo (Barragem Pedra do Cavalo e Porto de Salvador – Porto SSA). Fonte: Adaptado de Santana et al. (2015).....</i>	<i>14</i>
<i>Figura 6- Esquema para ilustrar o acréscimo da célula 11 em A3 a partir do dia 02 de outubro de 2014.....</i>	<i>16</i>
<i>Figura 7- Recorte de um momento da série temporal de A2 (a) e A3 (b) para ilustrar a eliminação dos ruídos de V com frequências supra-mareais.....</i>	<i>17</i>
<i>Figura 8- Análise espectral do nível d'água do Porto de Salvador (Porto SSA) para o período de 07/05/2014 - 21/02/2015.....</i>	<i>19</i>
<i>Figura 9- Análise espectral de W_V (a) e W_U (b) da estação M4.....</i>	<i>20</i>
<i>Figura 10- Velocidade da componente este do vento instantâneo rotacionada em 180°, nas estações M5 (a) e M4 (b). Velocidades negativas indicam ventos para oeste.....</i>	<i>23</i>
<i>Figura 11- Velocidade da componente norte do vento instantâneo rotacionada em 180°, nas estações M5 (a) e M4 (b). Velocidades positivas indicam ventos para norte.....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 12- Velocidade de W_e (a) e W_n (b) nas estações M4 e M5.....</i>	<i>24</i>

<i>Figura 13- Velocidade da componente longitudinal (W_V) e transversal (W_U) do vento (subinercial) ao canal para as estações A3 (a) e A2 (b).....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 14- Variabilidade espacial e temporal do perfil vertical do fluxo instantâneo (V) nas estações A2 (a) e A3 (b).....</i>	<i>26</i>
<i>Figura 15- Velocidades máximas de enchente e vazante de V a cada ciclo de maré, para o fundo (a) e superfície (b), para A3.....</i>	<i>27</i>
<i>Figura 16- Velocidades máximas de enchente e vazante de V a cada ciclo de maré, para o fundo (a) e superfície (b), para A2.....</i>	<i>27</i>
<i>Figura 17- Assimetria das correntes de maré dada pelo logaritmo das velocidades máximas de enchente pelas velocidades máximas de vazante, para cada ciclo de maré, para o fundo (F) e superfície (S) em A3 (a) e A2 (b), entre 31/05/2014 – 01/10/2014. Cada círculo representa um ciclo de maré. As linhas tracejadas indicam velocidades de enchente duas vezes maiores que vazante (+0,69), e velocidades de vazante duas vezes maiores que enchente (-0,69).....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 18- Capacidade de explicação da variação das correntes instantâneas observadas em A2 e A3 pela maré astronômica.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 19- Elipses de V_M forçado por M2 para a estação A2 (a) e para a estação A3 (b). Observar escalas diferenciadas dos eixos em (a) e (b).....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 20- Variabilidade temporal do perfil vertical de V_M (a) e de V_{NM} (b), em A3.....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 21- Variabilidade temporal do V_{NM} de superfície (S - 20,7 m acima do fundo) e fundo (F - 2,5 m acima do fundo) (a), e o cisalhamento correspondente (b), para A3.....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 22- Variabilidade temporal do perfil vertical de V_M (a) e de V_{NM} (b), em A2.....</i>	<i>32</i>
<i>Figura 23- Variabilidade temporal do V_{NM} de superfície (S - 22,9 m acima do fundo) e fundo (F -1,9 m acima do fundo) (a), e o cisalhamento correspondente (b), para A2.....</i>	<i>32</i>
<i>Figura 24- Variabilidade temporal do perfil vertical de velocidades do V_{NM} (a), do V_{MR} (b) e do V_{BOV} (c), para A3.....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 25- Variabilidade temporal do perfil vertical de velocidades do V_{NM} (a), do V_{MR} (b) e do V_{BOV} (c), para A2.....</i>	<i>34</i>

<i>Figura 26- Perfil vertical médio das velocidades de V_{NM} e V_{BOV} em A3.....</i>	<i>34</i>
<i>Figura 27- Perfil vertical médio das velocidades de V_{NM} e V_{BOV} em A2.....</i>	<i>34</i>
<i>Figura 28- Perfil vertical médio (~28 dias) do fluxo para V_M (linha contínua) e V_{BOV} (linha pontilhada) na estação A3.....</i>	<i>35</i>
<i>Figura 29- Perfil vertical médio (~28 dias) do fluxo para V_M (linha contínua) e V_{BOV} (linha pontilhada) na estação A2, referente ao mês de novembro/2014.....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 30- Gradiente longitudinal de densidade para os trechos TS1-TS2, TS2-TS3 e TS1-TS3.....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 31- Velocidade média do fluxo baroclínico (V_B) para os trechos TS1-TS2 (a), TS2-TS3 (b) e TS1-TS3 (c).....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 32- Velocidade média (em ~28 dias) do fluxo baroclínico (V_B) para os trechos TS1-TS2 (a), TS2-TS3 (b) e TS1-TS3 (c). Observar os eixos não padronizados em (a), (b) e (c) 38</i>	
<i>Figura 33- Velocidades residuais no verão e inverno observadas por Cirano e Lessa (2007) e localização aproximada das estações A3 e A2. As linhas grossas (finas) representam a superfície (fundo). Fonte: adaptado de Cirano e Lessa (2007).....</i>	<i>43</i>
<i>Figura 34- Velocidades residuais forçadas por modelagem, para o mês de janeiro (não datado). Velocidades negativas (vermelho) correspondem a vazantes e positivas (azul) correspondem a enchentes, e localização aproximada (no perfil vertical) de A3 (a) e A2 (b). Fonte: adaptado de Santana et al. (2015).....</i>	<i>43</i>
<i>Figura 35- Vento subinercial (a), perfil vertical de V_{BOV} (b) e a correlação entre V_{BOV} e W_V (c) e entre V_{BOV} e W_U (d), para A3.....</i>	<i>45</i>
<i>Figura 36- Vento subinercial (a), perfil vertical de V_{BOV} (b) e correlação entre V_{BOV} e W_V (d) e entre V_{BOV} e W_U (d), para A2.....</i>	<i>46</i>
<i>Figura 37- Nível subinercial do Porto de Salvador (Porto SSA) (a), perfil vertical do V_{BOV} (b) e correlação existente entre a e b (c), para A3.....</i>	<i>47</i>
<i>Figura 38- Nível subinercial do Porto de Salvador (Porto SSA) (a), perfil vertical do V_{BOV} (b) e a correlação existente entre a e b (c), para A2.....</i>	<i>48</i>

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 1- Parâmetros de configuração utilizados para os correntômetros nas estações A2 e A3.....</i>	<i>15</i>
<i>Tabela 2- Células de registro dos correntômetros com as respectivas alturas acima do fundo.....</i>	<i>16</i>
<i>Tabela 3- Registro dos dados de maregrafia para cada estação.....</i>	<i>19</i>
<i>Tabela 4- Registro dos dados de ventos das estações M4 e M5.....</i>	<i>20</i>
<i>Tabela 5- Parâmetros utilizados no cálculo do fluxo baroclínico.....</i>	<i>22</i>
<i>Tabela 6- Velocidades máxima e média de V para as duas estações (A2 e A3).....</i>	<i>26</i>

1. INTRODUÇÃO

A Baía de Todos os Santos (BTS) é a segunda maior baía do Brasil (área aproximada de 1223 km²), tendo profundidade média de 9,8 metros e profundidade máxima de 70 metros no paleovale do rio Paraguaçu (CIRANO e LESSA, 2007).

A BTS compreende múltiplos sistemas estuarinos (LESSA et al., 2009) por causa de seu tamanho, complexidade geomorfológica e bacias de drenagens, enquadrando-se nos conceitos de estuários propostos por Pritchard (1952) e melhorados por Perillo (1995):

Estuário é um corpo de água costeiro semifechado que estende seu limite até a influência da maré, dentro do qual a água marinha que entra por uma ou mais conexões com o mar aberto, ou qualquer outro corpo de água salina, é significativamente diluída com água doce proveniente da drenagem do continente, e pode sustentar espécies biológicas eurihalinas em parte ou em todo o seu ciclo de vida (PERILLO, 1995).

Tradicionalmente um estuário pode ser classificado segundo a estratificação vertical da salinidade da água, como sendo do tipo de cunha salina, fjorde, parcialmente misturado ou bem misturado (PRITCHARD, 1955). Nesse sentido, a BTS é considerada um estuário bem misturado (CIRANO e LESSA, 2007) que, segundo Miranda et al. (2002), é caracterizado por uma pequena descarga fluvial frente o prisma de maré, com intensos processos de mistura vertical e gradientes verticais de densidade praticamente desprezíveis.

Independentemente do grau de mistura de um estuário, a circulação é influenciada pelos campos baroclínicos e barotrópicos de pressão (MIRANDA et al., 2002). O componente baroclínico está associado a gradientes longitudinais de densidade (RIBEIRO et al., 2004) que, por sua vez, é gerado pela diluição da água salgada quando esta adentra o estuário. Esses gradientes contribuem para a formação ou intensificação da circulação não-mareal (médias em intervalos de tempo superior ao período de maré), denominada por Pritchard (1952) como circulação gravitacional, quando a água mais densa entra no sistema pela camada inferior e a menos densa sai do sistema pela camada superior.

Contudo, outros fatores de natureza barotrópica podem também exercer papel significativo sobre o perfil de velocidade do fluxo não-mareal. O escoamento associado às inclinações da superfície livre causadas pelas marés, vento, descargas fluviais e ondas de plataforma, são impactados por variações espaciais da batimetria e rugosidade do leito, gerando resíduos de deslocamento que podem ser tão ou mais importantes que a circulação

baroclínica, conforme relatado por Hansen e Rattray (1965) ao analisarem perfis verticais do fluxo não-mareal no estuário do rio Colúmbia (Estados Unidos).

A maré constitui uma importante forçante na circulação de água em estuários, pois a alternância periódica entre enchente e vazante induz a formação de fortes correntes responsáveis pelos processos de mistura (DYER e TAYLOR, 1973). Os fluxos de maré são influenciados pela geomorfologia do fundo a qual é capaz de estabelecer assimetrias entre fluxos de enchente e vazante e, desta forma, gerar fluxos residuais de maré (MIRANDA e KJERFVE, 1998). Assim, a circulação não-mareal estratificada na coluna d'água pode ser substituída por uma circulação não-mareal unidirecional (KJERFVE et al., 1981).

O vento afeta o fluxo não-mareal do estuário através de combinações entre efeitos remotos e locais. No que tange os efeitos remotos, o vento na região costeira adjacente ao estuário pode influenciar nas flutuações do nível do mar na embocadura do estuário, e essas flutuações podem se propagar para seu interior (NEVES, 2010). Localmente os ventos causam transporte de água e elevação da superfície livre nas margens opostas a ação do vento, resultando em um fluxo de compensação barotrópica em sentido contrário (WIEGEL, 1964). Isto faz com que ocorra um aumento do gradiente horizontal de pressão e, em resposta a este aumento, surgem correntes que se superpõem à deriva inicial devida ao vento, causando uma inversão em profundidade. Assim, desenvolve-se um escoamento em duas camadas, uma superior que se movimenta na direção do vento e uma inferior na direção oposta, formando o escoamento compensatório (VILELA, 1992).

Ribeiro et al. (2004) relatou pulsos da circulação gravitacional associados à circulação induzida pelo vento, especialmente quando este vento foi longitudinal ao canal do estuário. O vento também é capaz de gerar ondas de superfície dentro do estuário, tendo repercussão na estrutura vertical de salinidade da coluna d'água (NEVES, 2010). Cavalcanti (2010) indicou que passagens de frentes frias (ventos intensos de sul) durante o inverno, intensificaram substancialmente a maré meteorológica promovendo um incremento significativo da circulação residual nas entradas das baías de Ilha Grande e Sepetiba (RJ).

As forçantes da circulação baroclínica e barotrópica variam em frequências horárias devido às oscilações da maré e 'tidal straining' (STACEY, 2001), diárias devido ao efeito da brisa no escoamento eólico, semanais devido à modulação do escoamento de maré entre sizíguas e quadraturas e sazonais, associadas às variações da precipitação e direção e magnitude dos ventos (SANTANA et al., 2015; VERSPECHT et al., 2009). Desta forma, a investigação da circulação não-mareal requer longos períodos de monitoramento para que o impacto de suas diferentes forçantes possa ser identificado.

A capacidade de renovação da massa d'água estuarina e a dinâmica das trocas de escalares entre o estuário e a plataforma continental são estreitamente relacionadas à

circulação não-mareal (DYER, 1973), a qual favorece transportes advectivos. Dada sua natureza de baixa frequência quando comparada aos fluxos mareais, Kjerfve et al. (1981) indica que séries temporais longas são importantes para a análise da descarga de água e transporte de escalares em estuários. Desta forma, determinar a variabilidade espaço-temporal da circulação não-mareal é importante para políticas públicas de gestão da zona costeira, planejamento de intervenções que envolvam alteração nas concentrações de escalares na coluna d'água e para calibração de modelos de circulação de água e transporte de materiais em suspensão e solução.

Assim, é importante a obtenção de séries temporais extensas e/ou que representem diferentes períodos do ano hidrológico a partir de dados observacionais, a fim de que forçantes com diferentes frequências possam ser identificadas e o seu papel no estabelecimento da circulação não-mareal do estuário possa ser determinado.

A investigação da circulação não-mareal através de dados observacionais é rara nos estuários brasileiros devido à inexistência de monitoramentos prolongados. Nesse sentido, destacam-se os trabalhos realizados por Pereira e Lessa (2009), no Canal de Cotegipe (BTS) com séries de 30 dias; Benevides et al. (2008) também com séries de 30 dias para o estuário do rio Itajaí-Açú (SC) e Noemberg et al. (2007) com séries de 2 meses para Baía de Paranaguá (PR).

Na BTS, a circulação não-mareal foi investigada por Pereira e Lessa (2009) e Santana et al. (2015), o primeiro com dados observacionais e o segundo com dados modelados. Ambos constataram a presença de fluxo não-mareal cisalhado, com fluxo de enchente próximo ao fundo dos canais e fluxo de vazante nas camadas superiores. Entretanto, os estudos feitos por Pereira e Lessa (2009) foram restringidos ao Canal de Cotegipe (que liga a Baía de Aratu à BTS), enquanto que Santana et al. (2015) obteve resultados de um forçamento climatológico com um modelo não datado.

Podem ser citados ainda o estudo de Xavier (2002) e Cirano e Lessa (2007) que investigaram a circulação residual através de modelos e dados observacionais, respectivamente. Cirano e Lessa (2007) identificaram a presença de correntes residuais com sentidos opostos no fundo e superfície, no centro da BTS e no Canal de Salvador, tanto no período de verão quanto no de inverno. Xavier (2002) simulou o fluxo residual para o domínio da BTS e região adjacente, constatando forte influência da maré e secundariamente, dos ventos e da oscilação subinercial do nível d'água.

Monitoramentos de vazão realizados por Genz (2006) no canal de São Roque (BTS) indicaram a existência de uma circulação gravitacional no período de quadratura, e registros de correntes apontaram também para a existência de fluxos estacionários estratificados nas regiões mais profundas do canal.

Assim, este trabalho torna-se pioneiro em estudar a circulação não-mareal com séries extensas (aproximadamente 10 meses) a partir de dados observacionais, num estuário brasileiro e, pela extensão da série, torna-se possível conhecer se a estratificação do fluxo não-mareal acontece de forma ininterrupta no canal principal da BTS ou se essa circulação varia ao longo do ano hidrológico.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal do presente trabalho é analisar o campo de correntes e suas correlações com as principais forçantes baroclínica (gradiente longitudinal de densidade) e barotrópicas (maré e vento) no canal principal da Baía de Todos os Santos (BTS), a partir de dados observacionais. Como objetivos específicos, tem-se:

- i) Determinar a variação espacial e temporal da circulação instantânea;
- ii) Determinar a variação espacial e temporal da circulação mareal;
- iii) Determinar a estrutura vertical do fluxo não-mareal, sua variação sazonal e magnitude;
- iv) Investigar a correlação entre a circulação eólica subinercial e as oscilações infra-mareais do nível d'água com o fluxo não-mareal.

3. ÁREA DE ESTUDO

O estuário da BTS (12°50' S e 38°38' W) (Figura 1) tem sido antropizado desde a época do Brasil Colonial, iniciando o processo de ocupação e povoamento na primeira metade do século XVI (HATJE et al., 2009). Desde então, a cidade de Salvador cresceu e contribuiu para a formação da terceira mais populosa região metropolitana do país com cerca de 4 milhões de habitantes.

A BTS concentra dez terminais portuários de grande porte, um estaleiro para a construção de navios e plataformas de petróleo, uma base da Marinha do Brasil, inúmeras indústrias do setor petrolífero, comunidades de pescadores e pescadoras tradicionais e artesanais, fazendas agrícolas e aquícolas, e concentrações urbanas, dentre outras formas de ocupação e utilização do espaço (HATJE et al., 2009; SANTANA et al., 2015).

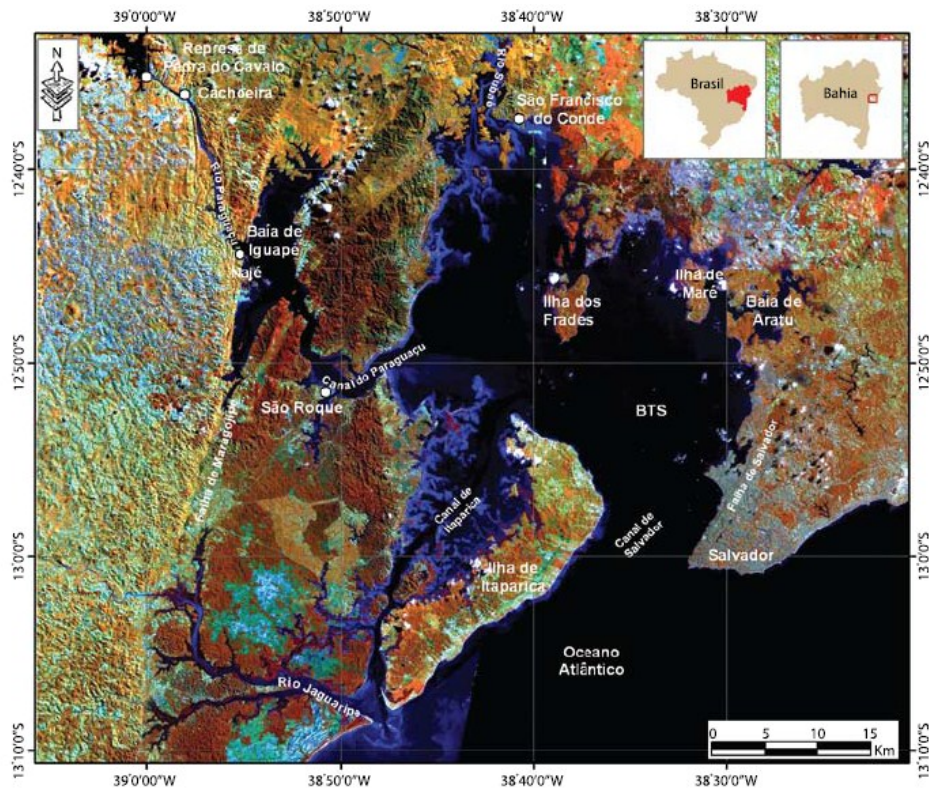


Figura 1- Localização da Baía de Todos os Santos. Fonte: Cirano e Lessa (2007).

A partir de movimentos tectônicos (LESSA et al., 2000) e/ou erosão diferenciada das fácies sedimentares pelo rio Paraguaçu (DOMINGUEZ et al., 2009), houve a formação de uma complexa ramificação de canais dando uma feição irregular para o assoalho e os contornos da BTS. O Canal de Salvador é o principal meio de conexão da BTS com a plataforma continental e foi escavado provavelmente pelo rio Paraguaçu no Último Máximo

Glacial (LGM – *Last Glacial Maximum*), a cerca de 20 mil anos atrás (DOMINGUEZ et al., 2009).

O fundo desses canais é composto basicamente por quatro tipos de fácies sedimentares: areia quartzosa, muito presente nos canais de Salvador e Itaparica; lama, mais frequente na metade norte da baía; areia ou cascalho biodetrítico, mais expressiva nos entornos das ilhas; e mista que é a junção dos outros três tipos de fácies em proporções relativas, é mais frequente no Canal do Paraguaçu e na porção central da BTS (LESSA e DIAS, 2009; DOMINGUEZ et al., 2009).

O clima na entrada da BTS é caracterizado como tropical úmido, tendo temperatura média anual, precipitação acumulada e evaporação de 25,2 °C, 2100 mm 1002 mm, respectivamente (INMET, 1992).

As principais bacias hidrográficas que desaguam na BTS apresentam diferentes sazonalidades em relação à descarga mensal (Figura 2). Destaca-se a bacia do rio Paraguaçu que cobre cerca de 10% (55.317 km²) da área do estado da Bahia, e tem nascente na região da Chapada Diamantina (GENZ, 2006).

Aproximadamente 92,5 m³/s de água doce (de 1947 a 2003) são lançados em média na BTS pelo rio Paraguaçu (LESSA et al., 2009). Boa parte da bacia deste rio está na região central da Bahia que tem chuvas mais concentradas nos meses de verão (dezembro a fevereiro), apresentando pico de descargas na BTS durante esse período (Figura 2). A descarga do rio Paraguaçu está diretamente ligada ao regime hidrológico do semi-árido baiano, contudo também é controlada pela represa de Pedra do Cavalo (Figura 1), localizada nos municípios de Cachoeira e São Félix, Bahia, a 16 km a montante da foz do Paraguaçu, na Baía de Iguape (GENZ, 2006). As outras bacias hidrográficas têm deflúvios médios inferiores à bacia do rio Paraguaçu e apresentam maiores descargas nos meses de abril, maio e junho (Figura 2).

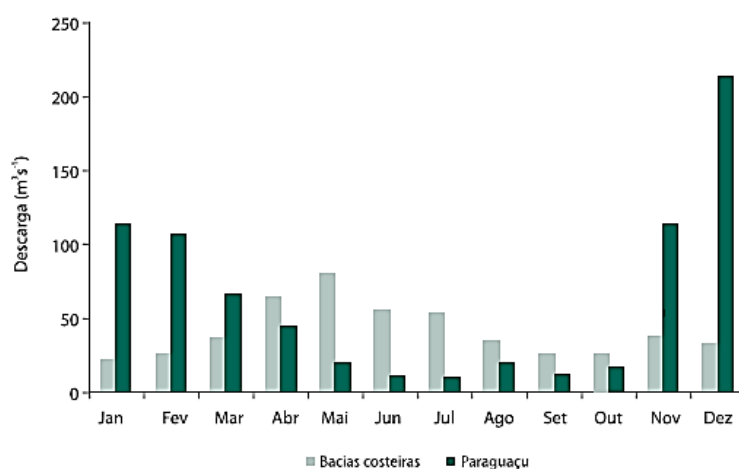


Figura 2- Descarga fluvial média mensal afluyente à BTS, proveniente do rio Paraguaçu e das bacias costeiras, as quais incluem as bacias periféricas dos rios Tararipe, Subaé e Açú. Os rios Jaguaripe e Dona não foram incluídos. Fonte: Lessa et al. (2009).

O ano hidrológico da BTS começa em abril e termina em março do ano seguinte (GENZ, 2006). As maiores precipitações acumuladas mensais (>300 mm) são registradas nos meses de abril, maio e junho, enquanto que os meses de janeiro e setembro são os que apresentam as menores precipitações acumuladas (<150 mm) (Figura 3). A maior evaporação média é verificada no mês de janeiro enquanto que a menor evaporação é registrada para o mês de abril (Figura 3) (LESSA et al., 2009). O balanço hídrico (precipitação menos evaporação) para a BTS é basicamente positivo durante todo o ano segundo as médias climatológicas apontadas pelo INMET (1992).

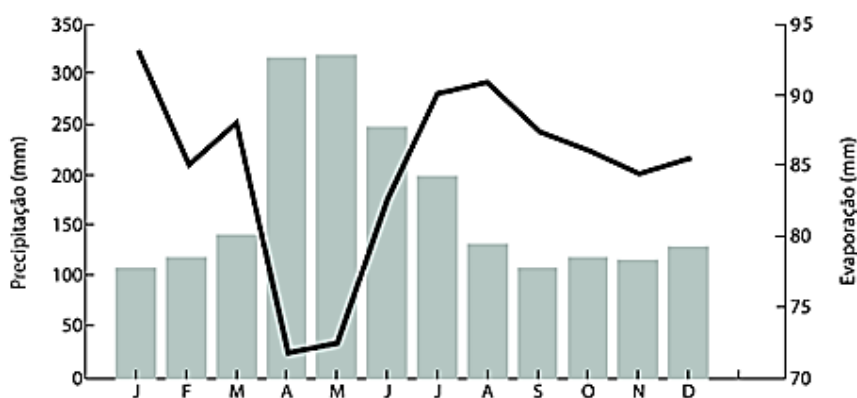


Figura 3- Precipitação (barras) e evaporação registradas pela estação meteorológica de Ondina-M4, para o período de 1961-1990 (INMET, 1992). Fonte: Adaptado de Lessa et al. (2009).

A maré na BTS é classificada como semi-diurna com número de forma menor ou igual a 0,6 (CIRANO e LESSA, 2007). A onda de maré é amplificada e distorcida ao entrar na baía, gerando períodos de maré de enchente mais longos e de maré de vazante mais curtos. Segundo Xavier (2002), as marés de vazante estão associadas às maiores velocidades de fluxo, registradas principalmente nos canais Salvador e Itaparica e próximo à superfície, existindo uma clara diferença entre a velocidade do fluxo em sizígia e quadratura.

A maré astronômica explica em média 86% da variabilidade do fluxo instantâneo de água na baía (CIRANO e LESSA, 2007), sendo que o restante da variabilidade pode ser explicado por forçantes baroclínicas e pelo vento, principalmente nas camadas mais superficiais da coluna d'água (XAVIER, 2002).

Os ventos na BTS oscilam sazonalmente (Figura 4): no verão os ventos são preferencialmente de leste e nordeste, enquanto que no inverno os ventos são preferencialmente de sul e sudeste (SANTANA et al., 2015).

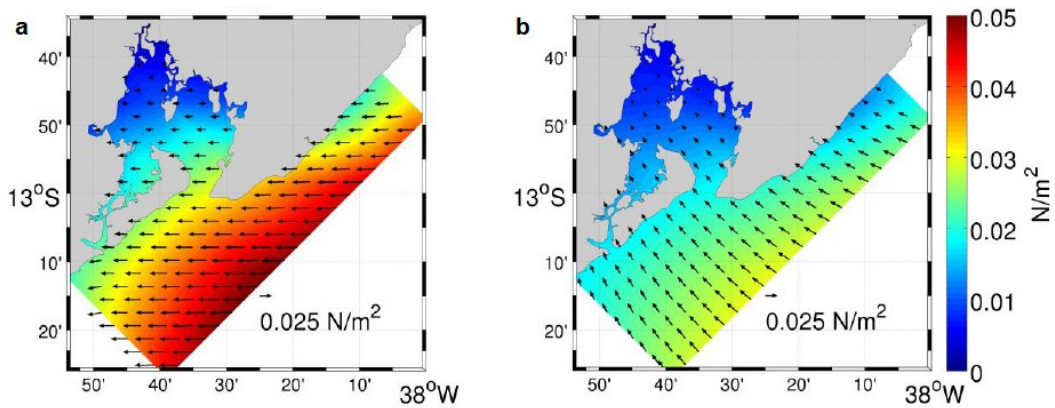


Figura 4- Média do cisalhamento do vento (2007-2003) para janeiro (a) e junho (b). Fonte: Santana et al. (2015).

4. METODOLOGIA

O presente estudo utilizou duas estações (A2 e A3) de monitoramento para obtenção dos dados de fluxo de água e de maregrafia, sendo esta última também complementada com dados do marégrafo do porto de Salvador (Porto SSA) (Figura 5). Duas estações meteorológicas (M4 e M5) forneceram dados de magnitude e direção dos ventos, e três estações de monitoramento hidrográfico (TS1, TS2 e TS3) forneceram dados de temperatura e salinidade para cálculo da densidade e da magnitude do fluxo baroclínico (Figura 5).

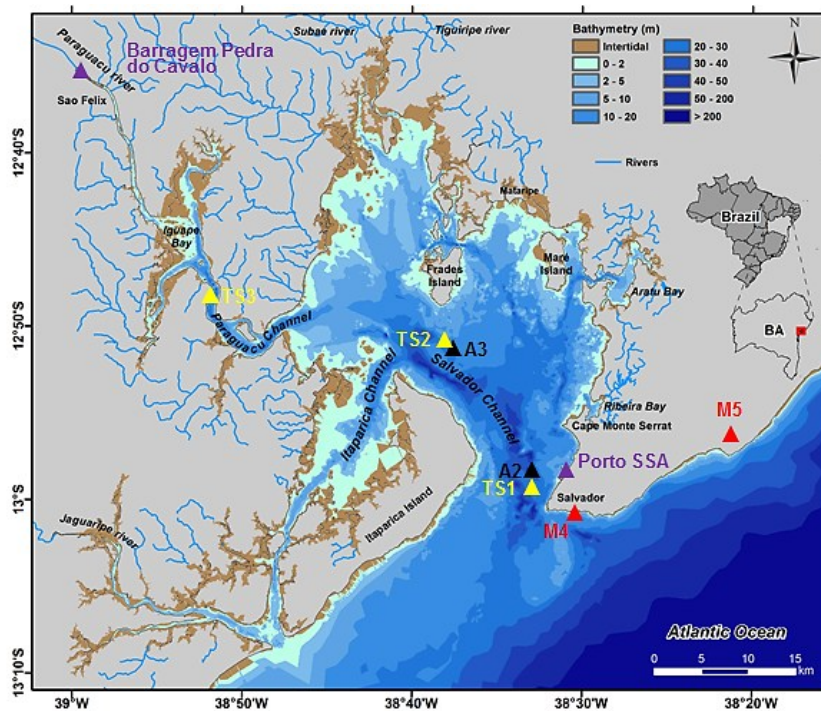


Figura 5- Mapa batimétrico da BTS e localização das estações: marcador preto (Estações A2 e A3), marcador amarelo (Estações TS1, TS2 e TS3), marcador vermelho (Estações M4 e M5), marcador roxo (Barragem Pedra do Cavalo e Porto de Salvador – Porto SSA). Fonte: Adaptado de Santana et al. (2015).

4.1 Correntômetros

As estações A2 e A3 são internas à BTS, sendo a estação A2 localizada no Canal de Salvador e a estação A3 localizada na região central, entre a Ilha dos Frades e a Ilha de Itaparica (Figura 5). Estas estações foram colocadas no eixo dos canais mais profundos da BTS, onde as componentes zonal e meridional do fluxo de água foram monitoradas por correntômetros *Doppler* em intervalos regulares de 30 min (Estação A3) e 10 min (Estação A2). Além destas informações básicas, os aparelhos também forneceram medidas de erros associados e de variação da profundidade (maré). Os equipamentos foram resgatados com mergulho autônomo em intervalos quase mensais, quando foi feito o descarregamento dos dados.

O aparelho fundeado em A2 foi um ADCP *Teledyne-RDI* de 600 MHz e em A3 um ADSV *Sontek Argonauta XR*. As configurações dos aparelhos estão relacionadas na Tabela 1, e apresentam diferenças porque estes aparelhos foram administrados por instituições diferentes: o ADCP em A2 foi configurado pela COPPE-UFRJ (Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro) enquanto que o ADSV em A3 foi configurado pela GOAT-UFBA (Grupo de Oceanografia Tropical da Universidade Federal da Bahia).

Tabela 1- Parâmetros de configuração utilizados para os correntômetros nas estações A2 e A3.

Parâmetros	Estação A2	Estação A3
Intervalo de aquisição	600 s	1800 s
Promediação	1 min	2 min
Numero de células	40	10
Tamanho de célula	1 m	2,6 m
Distância de não-sonorização	0,8 m	0,8 m
Frequência de operação	2 Hz	1 Hz
Profundidade do fundeio	28,8 m	29,4 m
Altura do centro da 1° célula acima do fundo	1,9 m	2,5 m
Início de aquisição	01/11/2014 11:40	07/05/2014 12:00
Término de aquisição	13/12/2014 07:50	24/04/2015 08:30

Os dados de fluxo foram descarregados dos correntômetros através de *softwares* dos fabricantes e posteriormente exportados para tratamento em ambiente *Matlab*. Foram inicialmente eliminados os registros correspondentes às células que excediam a espessura máxima da lâmina d'água (acima da superfície). Na Tabela 2 estão representadas as células analisadas.

Tabela 2- Células de registro dos correntômetros com as respectivas alturas acima do fundo.

Células		Altura acima do fundo (m)	
Estação A2	Estação A3	Estação A2	Estação A3
1	1	0	0
2	2	1,9	0,6
3	3	2,9	2,5
4	4	3,9	5,1
5	5	4,9	7,7
6	6	5,9	10,3
7	7	6,9	12,9
8	8	7,9	15,5
9	9	8,9	18,1
10	10	9,9	20,7
11	11	10,9	23,3
12	-	11,9	-
13	-	12,9	-
14	-	13,9	-
15	-	14,9	-
16	-	15,9	-
17	-	16,9	-
18	-	17,9	-
19	-	18,9	-
20	-	19,9	-
21	-	20,9	-
22	-	21,9	-
23	-	22,9	-

As células restantes (Tabela 2) submersas em toda extensão temporal foram submetidas a um tratamento estatístico prévio para eliminar os dados que sofreram o efeito da reflexão do sinal acústico. Esse tipo de erro foi mais comum nas células superficiais e foi evidenciado a partir da célula 11 num primeiro momento, e da célula 12 num segundo momento, para A3 e a partir da célula 24 para A2. Assim os dados referentes às alturas acima destas células de profundidade não foram considerados neste trabalho.

Houve acréscimo da célula 11 em A3 a partir do dia 02 de outubro de 2014 (Figura 6) devido a ajustes na configuração original dos dados, com redução da espessura das células (de 3 m para 2,6 m), o que possibilitou recuperar uma célula a mais no perfil. A espessura média da coluna d'água em A3 foi de 29,4 m, tendo ocorrido perda dos primeiros 9 m superficiais de coluna d'água, aproximadamente.

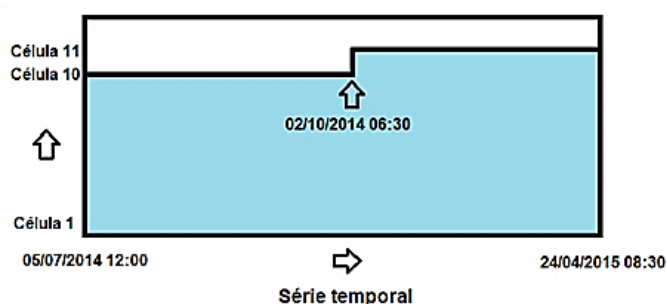


Figura 6- Esquema para ilustrar o acréscimo da célula 11 em A3 a partir do dia 02 de outubro de 2014.

Um processo de bio-incrustação demasiado na estrutura de fundeio forçou a retirada do correntômetro de A3 em 14 de dezembro de 2014, o qual só foi possível ser repostado no dia 27 de março de 2015.

Na análise de consistência dos dados das células de profundidade consideradas foram eliminados dados espúrios, identificados por excederem um intervalo de 3 desvios padrões em relação à média associada a uma janela de 3 horas deslocada a cada intervalo de dados. Os dados foram interpolados ao longo do tempo por camadas de profundidade utilizando uma função cúbica.

No presente estudo, foi analisado o fluxo longitudinal ao canal correspondente, sendo este fluxo denominado como V positivo (negativo) indicando fluxo de escoamento para dentro (fora) da baía. Este padrão de direção foi seguido para todas as variáveis físicas de correntometria analisadas neste trabalho.

Para A3, a componente V foi obtida após a rotação no sentido anti-horário do vetor de corrente em $+60^\circ$ para que fosse alinhado à orientação do canal de escoamento. Em A2 não houve rotação visto o canal estar alinhado com o norte verdadeiro.

A componente V foi filtrada em 4 horas (Figura 7) para eliminar oscilações com frequências supra-mareais que geram bastante ruído nos dados e não são objetivos deste estudo.

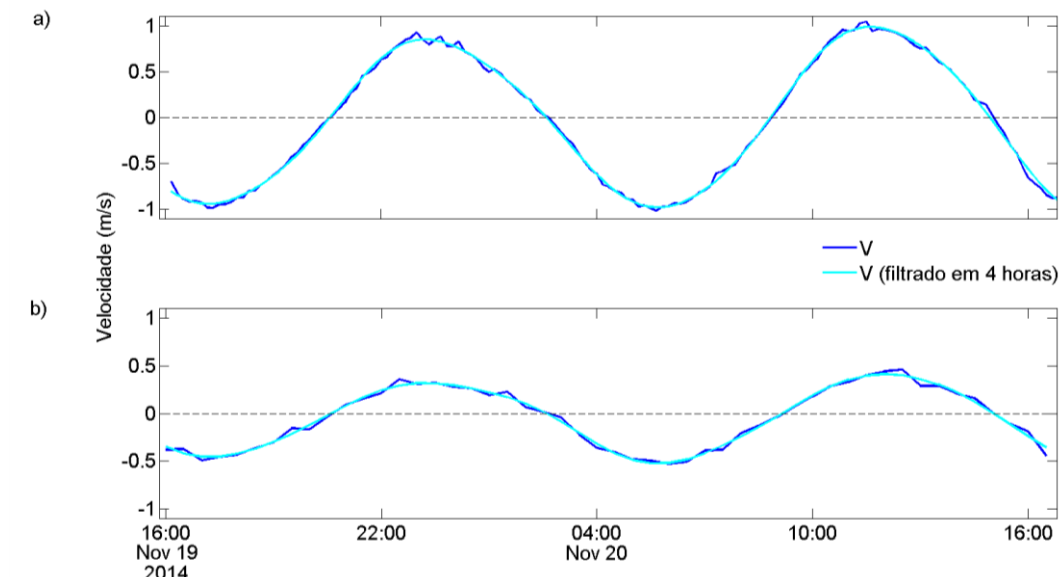


Figura 7- Recorte de um momento da série temporal de A2 (a) e A3 (b) para ilustrar a eliminação dos ruídos de V com frequências supra-mareais.

Para o período com maior série ininterrupta em A3 (31/05/2014 – 01/10/2014) e para toda a série de A2, foram extraídas as máximas velocidades de enchente e de vazante de V da superfície (20,7 m acima do fundo pra A3 e 22, 9 m para A2) e do fundo (2,5 m

acima do fundo para A3 e 1,9 m para A2), a cada ciclo de maré. Posteriormente foi calculado o logaritmo neperiano da razão entre as velocidades máximas de enchente pelas velocidades máxima de vazante para obter a assimetria correspondente.

A filtragem dos dados de corrente com um filtro *spectral* passa-baixa, com uma frequência de corte de 50 horas (DUCHON, 1979), extraiu o sinal não-mareal da componente V , obtendo V_{NM} (fluxo não-mareal longitudinal ao canal).

O fluxo mareal (V_M) foi obtido a partir da reconstituição do sinal das correntes de maré com as constantes harmônicas (ver APÊNDICES A-D) extraídas com o pacote *t-tide* para *Matlab* do mais longo segmento contínuo de dados sem lacunas (25 em 25 horas). O vetor de correntes previsto foi novamente alinhado com o eixo do canal e a componente V_M (fluxo mareal longitudinal ao canal) foi calculada. Esta componente foi então filtrada com o filtro *spectral* passa-baixa de frequência de corte de 50 horas para se obter o residual da maré (V_{MR}) (RIBEIRO et al., 2004). Através das análises harmônicas foi também possível calcular as elipses de maré e a importância relativa do fluxo de maré no estabelecimento do campo de correntes para cada profundidade.

A subtração dos resíduos das correntes de maré (V_{MR}) do sinal não-mareal das correntes (V_{NM}) gerou uma nova série de correntes não-mareias (V_{BOV}), que inclui o sinal da circulação baroclínica e o sinal de baixa frequência da circulação barotrópica (ventos e oscilações do nível d'água).

O cisalhamento vertical do fluxo V_{NM} foi calculado pela subtração das velocidades da célula mais superficial analisada pela célula mais profunda. Foram ainda calculados residuais mensais (~28 dias – mês lunar) para V_{BOV} e V_M através de uma média simples das velocidades do fluxo para cada célula de profundidade.

Foram feitas correlações entre o V_{BOV} e o vento, e o nível d'água, explicados adiante. Para isso, foi utilizada uma janela móvel de comprimento igual àquele com maior concentração de energia nos campos de ventos e nível d'água, ambos em baixas frequências, identificados através de análise espectral.

4.2 Maregrafia

Foram utilizados dados de oscilação do nível fornecidos pelos sensores de pressão dos correntômetros (em A2 e A3) e pelo marógrafo do porto de Salvador (Porto SSA) (Tabela 3).

Nas análises da variabilidade temporal do fluxo foram utilizados os dados da oscilação do nível mensurados pelos respectivos correntômetros, com promediações de 1 e 2 minutos para as estações A2 e A3, respectivamente. Contudo, nas análises de correlação

do nível com o V_{BOV} foram utilizados os dados de nível do marégrafo do Porto SSA, visto a maior extensão temporal e uma série ininterrupta.

Os dados originais do Porto SSA foram registrados a cada 1 minuto. Oscilações infra-mareais do nível d'água foram obtidas com a aplicação de um filtro *spectral* com frequência de corte de 73 horas. Índices de correlação entre as oscilações infra-mareais do nível d'água e V_{BOV} foram obtidos para uma janela de 16 dias deslizada a cada intervalo de dados. A extensão da janela foi determinada pela frequência infra-mareal com maior concentração de energia (Figura 8).

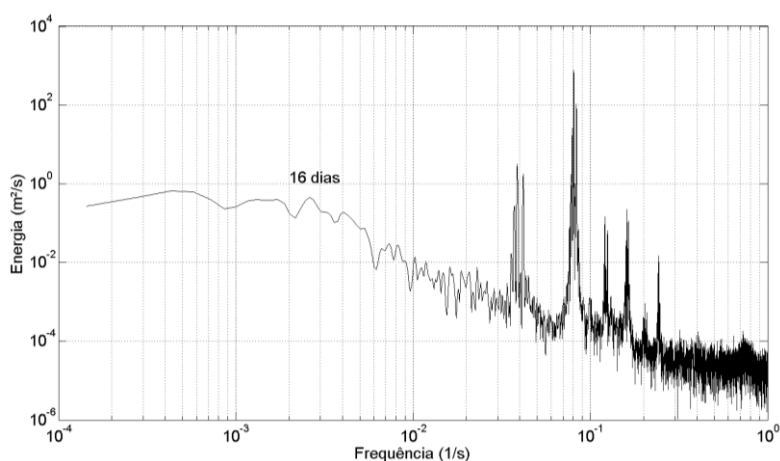


Figura 8- Análise espectral do nível d'água do Porto de Salvador (Porto SSA) para o período de 07/05/2014 - 21/02/2015.

Tabela 3- Registro dos dados de maregrafia para cada estação.

Parâmetros	A2	A3	Porto SSA
Intervalo de aquisição	10 min	30 min	1 min
Início de aquisição	01/11/2014 11:40	07/05/2014 12:00	07/05/2014 12:00
Término de aquisição	13/12/2014 07:50	24/04/2015 08:30	20/02/2015 08:50

4.3 Anemômetros

A estação meteorológica M4, do INMET (*Salvador A401*, código OMM: 86678), está localizada no bairro de Ondina, Salvador, a uma altitude de 48 metros em relação ao nível do mar.

A estação M5 (código ICAO: SBSV; código OMM: 83248) está localizada no Aeroporto Internacional Luíz Eduardo Magalhães, Salvador, sendo administrada pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) e está a uma altitude de 6 metros em relação ao nível do mar.

Os dados referentes às estações M4 e M5 são públicos e podem ser encontrados no endereço eletrônico das respectivas instituições de gerência. Informações adicionais sobre os dados de ventos das duas estações estão relacionadas na Tabela 4.

Tabela 4- Registro dos dados de ventos das estações M4 e M5.

Parâmetros	Estação M4	Estação M5
Intervalo de aquisição	60 min	180 min
Início de aquisição	14/07/2014 01:00	07/05/2014 12:00
Término de aquisição	24/04/2015 08:30	24/04/2015 08:30

Os ventos, para as duas estações, foram interpolados para intervalos de meia hora e 10 minutos (correspondente a A3 e A2, respectivamente), em toda a série. As componentes norte (W_n) e leste (W_e) do vento instantâneo foram rotacionadas no sentido anti-horário em $+60^\circ$ para se alinharem ao canal de escoamento em A3, gerando W_V e W_U . Em A2, W_V e W_U correspondem a W_n e W_e devido ao alinhamento do canal de escoamento com o norte verdadeiro. A componente subinercial de W_V e W_U foram extraídas com a aplicação de filtro passa-baixa com frequência de corte de 53 horas.

Índices de correlação entre as oscilações subinerciais do vento e V_{BOV} foram obtidos para uma janela de 26 e 32 dias, para W_V e W_U respectivamente, deslizada a cada intervalo de dados. A extensão da janela foi determinada pela frequência subinercial com maior concentração de energia (Figura 9).

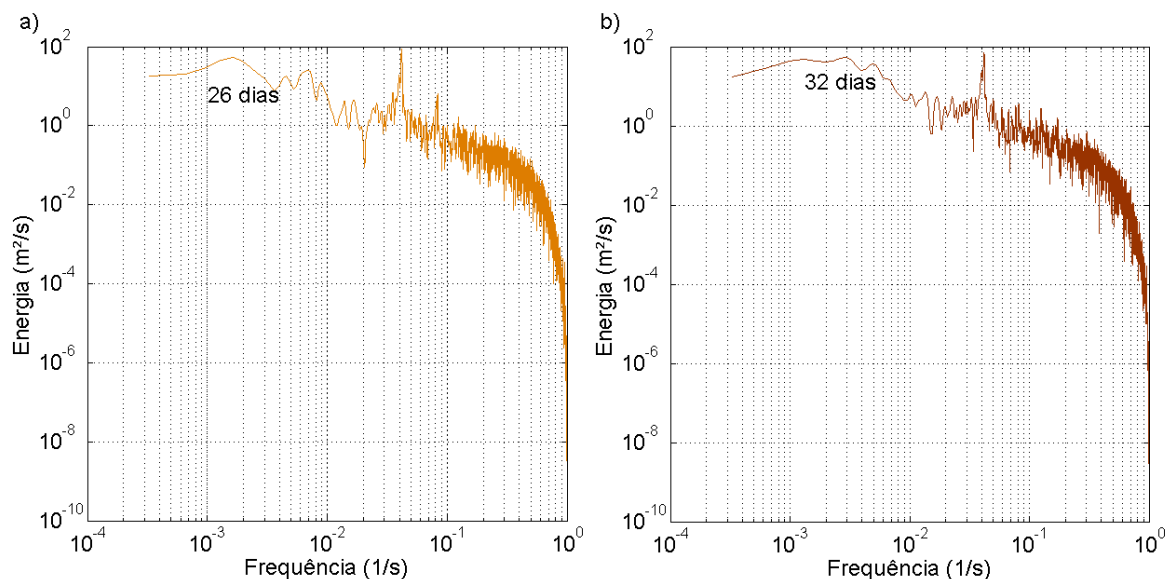


Figura 9- Análise espectral de W_V (a) e W_U (b) da estação M4.

Análises de correlação entre V_{BOV} e as oscilações subinerciais do campo de ventos e infra-mareais do nível d'água foram utilizadas para verificar a correspondência na variabilidade dos processos e sugerir a existência de causalidades.

4.4 Sensores de termo-salinidade

As estações de monitoramento hidrográfico TS1, TS2 e TS3 forneceram valores instantâneos de temperatura e condutividade em intervalos de 1 hora a partir do registro de sensores *HOBO* entre 7 de maio de 2014 e 24 de abril de 2015. A densidade da água foi calculada utilizando o método de Fofonoff e Millard (1983), e Millero et al. (1980). O cálculo (em ambiente *matlab*) foi feito através da equação:

$$Dens = sw_dens(S, T, P)$$

Onde:

$Dens$ = densidade média da coluna d'água em kg/m^3 ;

S = Salinidade da água em PSU;

T = Temperatura da água em $^{\circ}C$;

P = Pressão da coluna d'água em dB .

A estação TS2 é uma média de dois sensores fundeados a 30 e 5 metros e distantes 5000 metros um do outro. Já na estação TS1 e TS3 um único sensor foi fundeado a 33 e 2 metros de profundidade respectivamente.

Os sensores em todas as três estações apresentaram problemas técnicos que impossibilitaram a obtenção de uma série contínua de dados. Desse modo, existem lacunas na série de dados de densidade.

4.5 Cálculo do fluxo baroclínico

A velocidade média do fluxo baroclínico foi calculada com auxílio das densidades médias em TS1, TS2 e TS3, através da equação de Geyer e Signell (1992):

$$V_B = \frac{1}{48} * \frac{g * \frac{\delta\rho}{\delta x} * H^3}{e * Az} * [8 * \left(\frac{z}{H}\right)^3 - 15 * \left(\frac{z}{H}\right)^2 + 6 * \left(\frac{z}{H}\right)]$$

Onde:

V_B : velocidade do fluxo baroclínico médio entre duas localidades (m/s);

e : densidade média de duas localidades (Kg/m^3);
 H : profundidade média entre duas localidades (m);
 g : aceleração da gravidade (m/s^2);
 δx : distância entre duas localidades (m);
 $\delta \rho$: diferença entre a densidade de duas localidades (kg/m^3);
 z : células de profundidade (m);
 Az : coeficiente de difusão turbulenta entre duas localidades (m^2/s).

O cálculo de Az foi feito através da equação (HOLLOWAY et al., 1992):

$$Az = 0,06 * u_* * H$$

$$u_* = \frac{V_{Z1} - V_{Z2}}{5,75 * [\log(z2) - \log(z1)]}$$

Onde:

u_* = Velocidade de cisalhamento (m/s);
 V_{Z1} = Velocidade próxima ao fundo (m/s);
 V_{Z2} = Velocidade da camada superior (m/s);
 $z1$ = Profundidade correspondente a V_{Z1} (m);
 $z2$ = Profundidade correspondente a V_{Z2} (m).

Os valores utilizados para as diferentes variáveis encontram-se listados na Tabela 5. A equação assume estabilidade entre o gradiente horizontal de pressão, imposto pelo gradiente de densidade e a fricção vertical, presumindo que o caminho entre as duas localidades é um estreito e longo canal (HALLOWAY et al., 1992).

O fluxo baroclínico médio para os trechos TS1-TS2, TS2-TS3, TS1-TS3 foi chamado de F_{B1} , F_{B2} e F_{B3} respectivamente, com velocidades positivas (para dentro da BTS) e negativas (para fora da BTS). O gradiente de densidade para cada trecho foi calculado por

$$\frac{\delta \rho}{\delta x} \text{ (kg.m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}\text{)}.$$

Tabela 5- Parâmetros utilizados no cálculo do fluxo baroclínico.

Parâmetros	Trecho TS1-TS2	Trecho TS2-TS3	Trecho TS1-TS3
V_B	V_{B1}	V_{B2}	V_{B3}
Az	0,0183 m/s^2	0,0206 m/s^2	0,019 m/s^2
g	9,8 m/s^2	9,8 m/s^2	9,8 m/s^2
e	[1023,9 1023,4]	[1023,4 1021,1]	[1023,9 1021,1]
H	33 m	15 m	24 m
δx	17390 m	28530 m	45920 m
z	[0:3:33]	[0:3:15]	[0:3:24]
Início de aquisição	07/05/2014 12:00	07/05/2014 12:00	07/05/2014 12:00
Término de aquisição	24/04/2015 14:00	24/04/2015 14:00	24/04/2015 14:00

5. RESULTADOS

5.1 Ventos

A velocidade de W_e foi preferencialmente negativa nas duas estações (Figura 10), indicando ventos para oeste. O residual (média) da velocidade de W_e foi $-3,5$ m/s para M5, enquanto que para M4 foi $-1,3$ m/s. A velocidade positiva máxima, para toda série de dados, foi $4,3$ m/s (03/10/2014) em M5, e $2,7$ m/s (17/11/2014) em M4. A velocidade máxima negativa foi $-9,3$ m/s (15/11/2014) em M5, e $-3,7$ m/s (14/12/2014) em M4. Assim, as velocidades máximas e o residual de W_e foram maiores (em termos de magnitude) em M5.

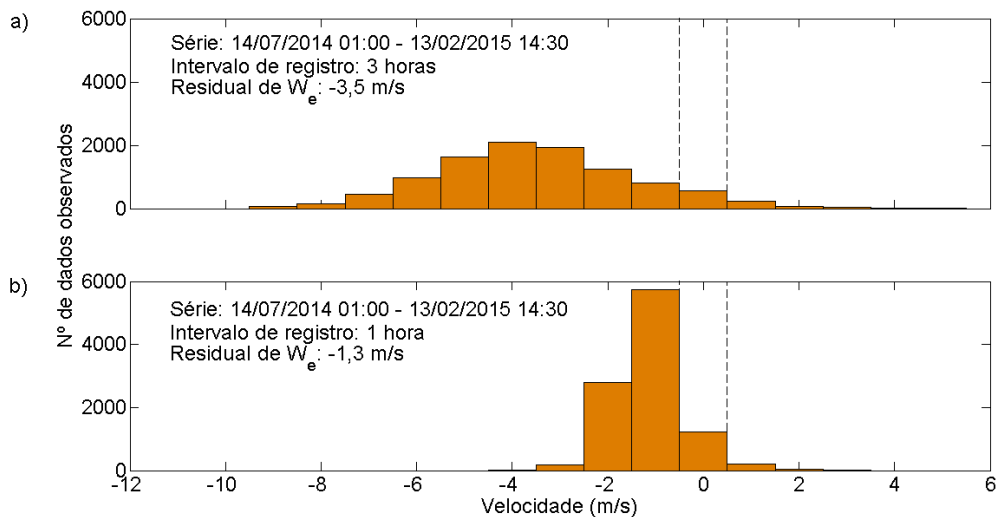


Figura 10- Velocidade da componente este do vento instantâneo rotacionada em 180° , nas estações M5 (a) e M4 (b). Velocidades negativas indicam ventos para oeste.

W_n foi preferencialmente positivo nas duas estações (Figura 11), indicando ventos preferencialmente para norte. O residual de W_n foi $0,9$ m/s para M5, e $0,3$ m/s para M4. A velocidade máxima positiva foi $11,1$ m/s (04/10/2014) em M5, e $7,5$ m/s (04/10/2014) em M4. A velocidade máxima negativa foi $-9,5$ m/s (29/05/2014) em M5, e $-3,7$ m/s (17/12/2014) em M4. Assim, as velocidades máximas e o residual de W_n foram também superiores em M5.

Para toda a série de dados houve correspondência na direção de W_e e W_n em M4 e M5. Tomando como exemplo o mês de novembro de 2014 (Figura 12), o índice de correlação entre as duas séries foi de $+0,8$ para W_e e $+0,87$ para W_n , indicando considerável conformidade na direção dos ventos entre as duas estações, inclusive nos momentos quando a direção do vento inverte.

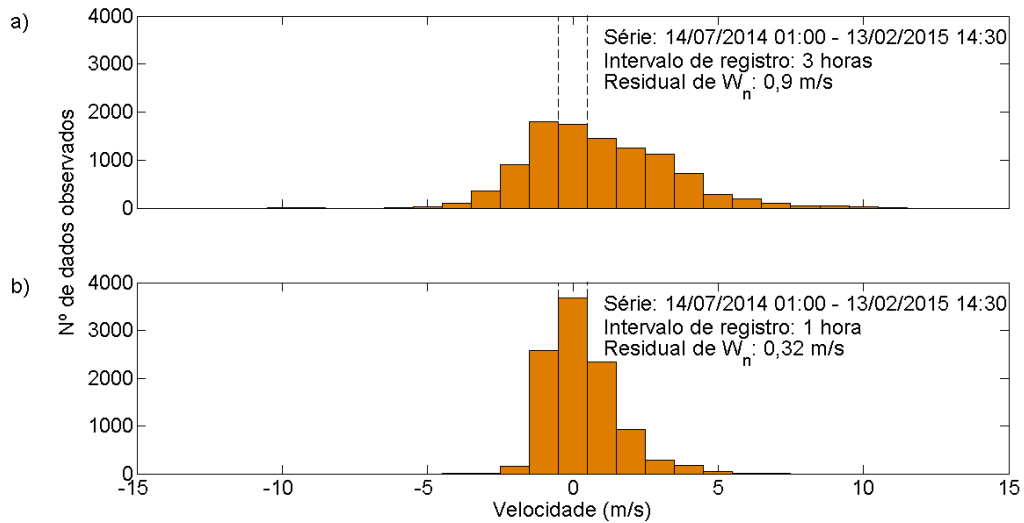


Figura 11- Velocidade da componente norte do vento instantâneo rotacionada em 180°, nas estações M5 (a) e M4 (b). Velocidades positivas indicam ventos para norte.

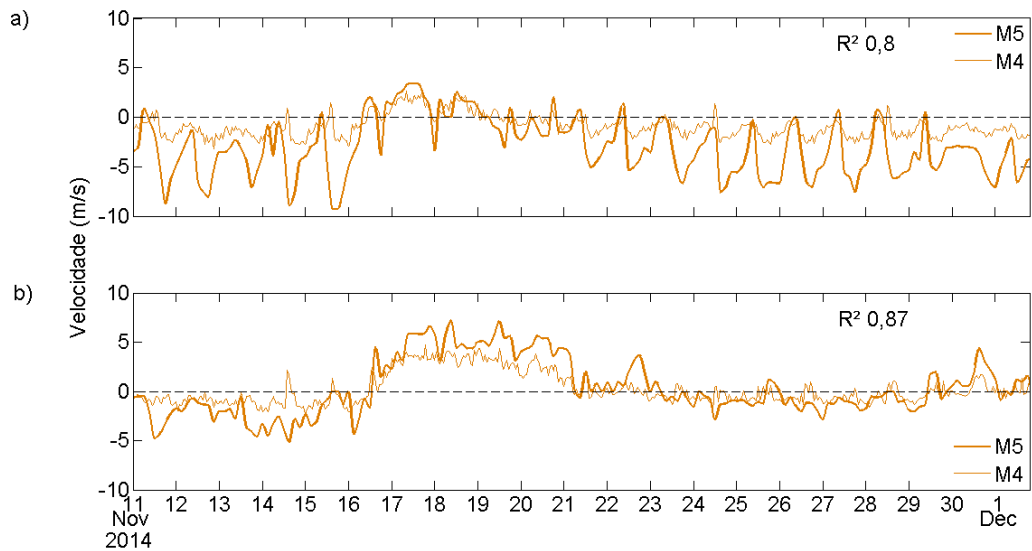


Figura 12- Velocidade de W_e (a) e W_n (b) nas estações M4 e M5.

Apesar da obtenção e tratamento dos dados de magnitude do vento para cada estação, o objetivo deste trabalho também foi para investigar a correlação entre o campo subinercial do vento com o do fluxo. Assim, dada à existência de uma série mais longa em M4, para as análises de correlação foram utilizados os dados desta estação.

A Figura 13 mostra a variação das componentes W_V e W_U para as orientações das estações A2 e A3.

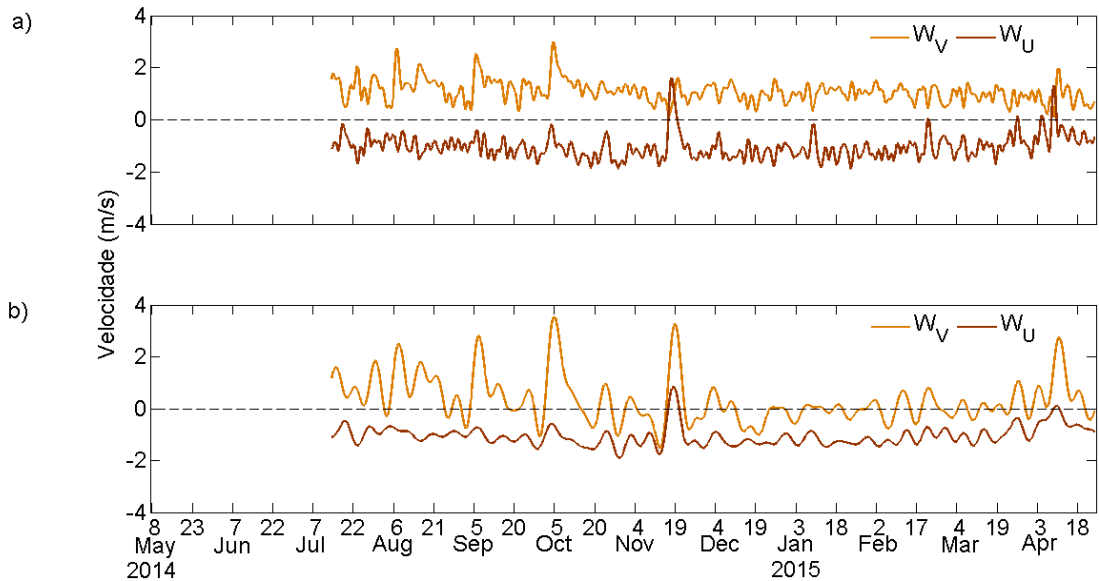


Figura 13- Velocidade da componente longitudinal (W_V) e transversal (W_U) do vento (subinercial) ao canal para as estações A3 (a) e A2 (b).

W_{VA3} (velocidade da banda subinercial do vento longitudinal ao canal de A3), foi positivo durante toda a série temporal, com máximo de velocidade de 3 m/s (04/10/2014). A velocidade mínima foi 0,1 m/s (16/11/2014). Já o W_{UA3} (velocidade da banda subinercial do vento transversal ao canal de A3) foi quase que totalmente negativo para toda a série, apresentando 5 momentos de inversão (Figura 13a), onde a velocidade se tornou positiva. A velocidade máxima positiva de W_{UA3} foi 1,6 m/s (17/11/2014) e a velocidade máxima negativa foi -1,9 m/s (23/01/2015).

O W_{VA2} apresentou similaridade de distribuição entre valores positivos e negativos, com máximo de velocidade positiva de 3,5 m/s (04/10/2014) e velocidade máxima negativa de -1,5 m/s (13/11/2014). Já o W_{UA2} foi quase que totalmente negativo para toda a série, apresentado 2 momentos de inversão (Figura 13b), onde a velocidade se tornou positiva. A velocidade máxima positiva de W_{UA2} foi 0,9 m/s (18/11/2014), e a velocidade máxima negativa foi -1,9 m/s (29/10/2014).

5.2 Correntometria

5.2.1 Fluxo instantâneo (V)

A variação da componente V do fluxo e o nível da coluna d'água nas estações A2 e A3 estão apresentados na Figura 14.

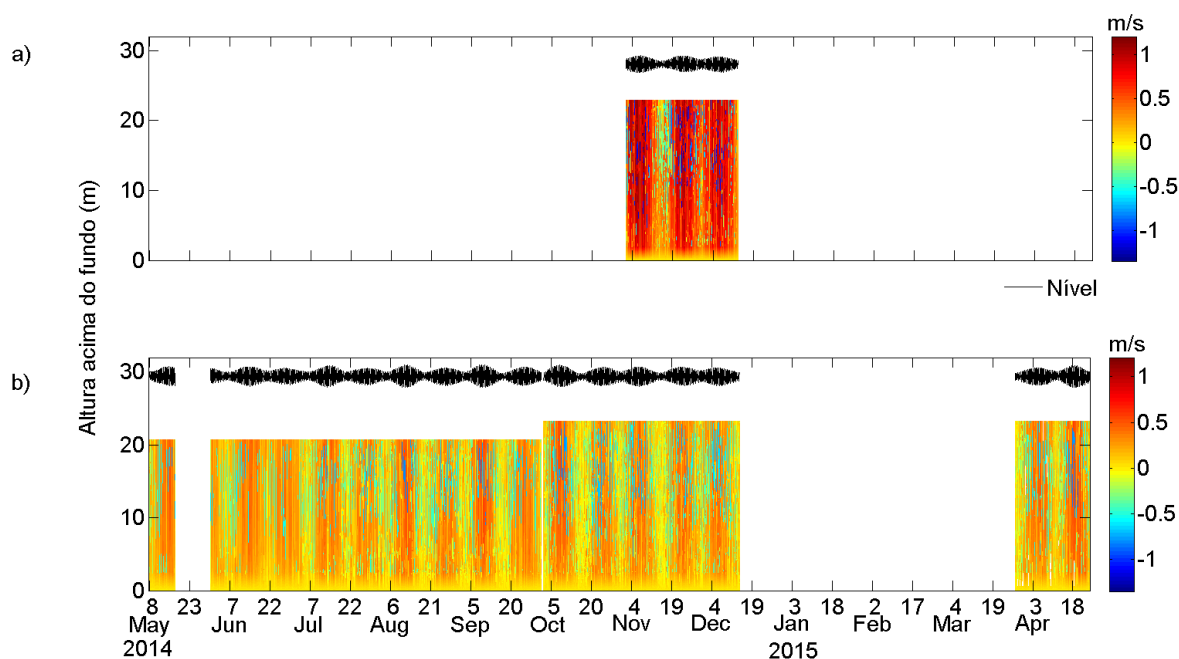


Figura 14- Variabilidade espacial e temporal do perfil vertical do fluxo instantâneo (V) nas estações A2 (a) e A3 (b).

O nível médio da coluna d'água foi 29,4 m para A3 e 28,4 m para A2. A série temporal em A2 englobou três marés de sizígia e duas de quadratura. Em A3 foram 16 marés de sizígia e 16 de quadratura. A magnitude de V em A2 foi superior a A3 (Tabela 6) tanto para valores máximos positivos (enchente) como para valores máximos negativos (vazante). Assim, de modo geral, as velocidades médias de V (positivas ou negativas) para A2, tanto no fundo como na superfície, foram superiores ao dobro das velocidades médias de A3.

Para ambas as estações, a velocidade média de V foi maior nos meses de maré equinocial (abril, março, agosto, setembro e outubro), não apresentando diferenças importantes entre os meses de inverno e verão (Figura 14).

Tabela 6- Velocidades máxima e média de V para as duas estações (A2 e A3).

Estação	Velocidade de enchente (m/s)				Velocidade de vazante (m/s)			
	Fundo		Superfície		Fundo		Superfície	
	Máx	Média	Máx	Média	Máx	Média	Máx	Média
A2	0,95	0,39	1,2	0,56	1,05	0,38	1,35	0,58
A3	0,53	0,17	0,63	0,19	0,62	0,17	0,83	0,29

Em A3, as assimetrias de correntes indicaram predomínio das correntes de vazante sobre as de enchente (Figura 15), com as máximas velocidades de vazante, em média, 14% (42%) maiores que as das correntes de enchente para o fundo (superfície). Já para A2 (Figura 16), na superfície houve um predomínio de vazante, maiores em 13% em relação às correntes de enchente. Contudo, no fundo houve um predomínio das correntes

de enchente que foram superiores em 4% às correntes de vazante. Tanto em A2 como A3, houve tendência de aumento da assimetria entre os fluxos de enchente e vazante na sizígia (Figura 15 e Figura 16).

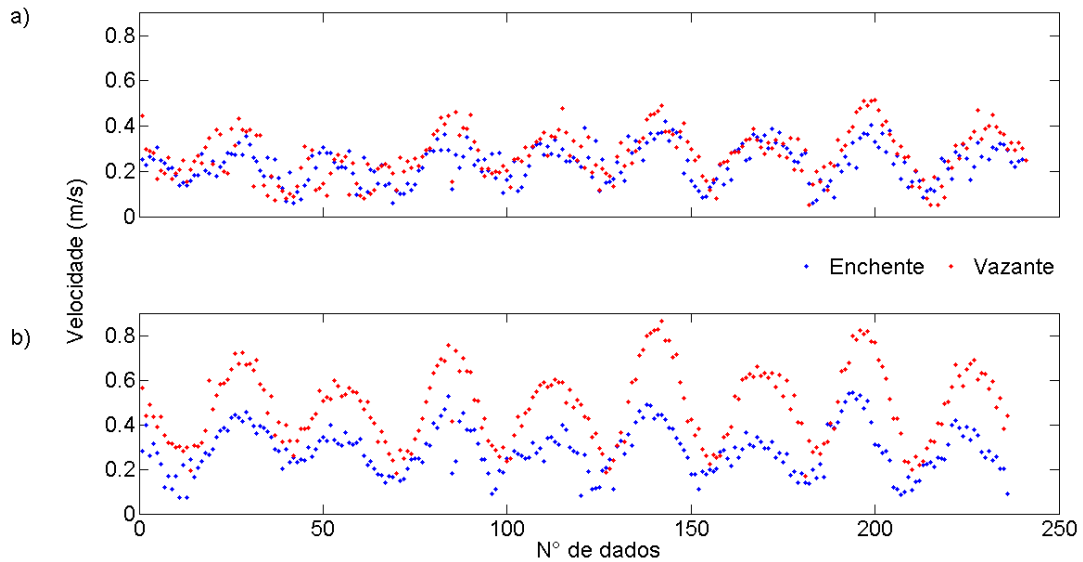


Figura 15- Velocidades máximas de enchente e vazante de V a cada ciclo de maré, para o fundo (a) e superfície (b), para A3, entre 31/05/2014 – 01/10/2014.

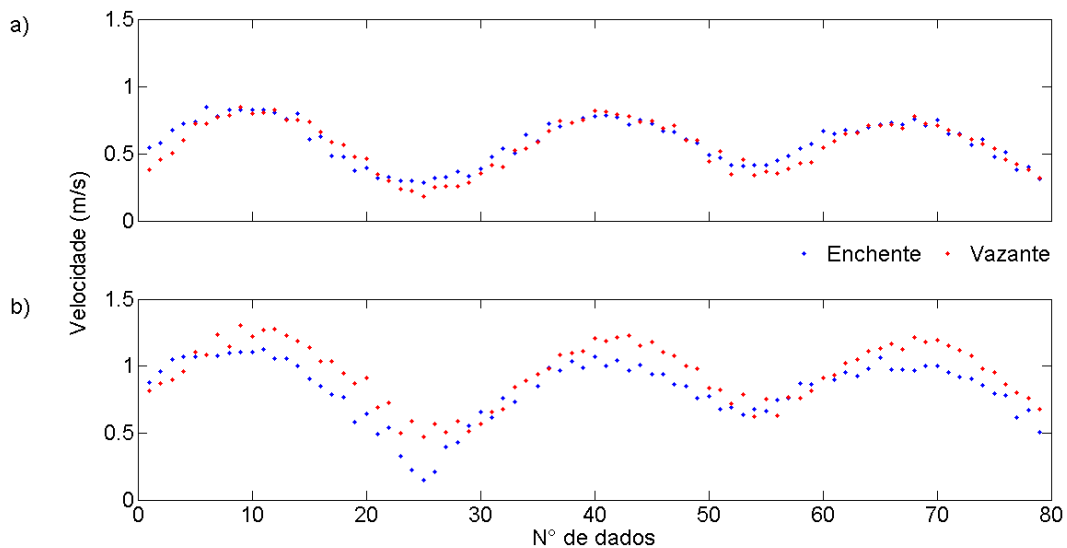


Figura 16- Velocidades máximas de enchente e vazante de V a cada ciclo de maré, para o fundo (a) e superfície (b), para A2, entre 31/05/2014 – 01/10/2014.

A tendência assimétrica das correntes de maré, para cada ciclo de maré, é apresentada na Figura 17. As assimetrias positivas indicam predomínios das velocidades máximas de enchente sobre as de vazante enquanto que, para as assimetrias negativas a relação é inversa. As assimetrias positivas foram mais observadas em marés de quadratura,

em maior frequência para A2 e menor para A3. Principalmente em sizígia houve predomínio das assimetrias negativas. Ciclos de maré com domínio de velocidades de enchente, em quadratura, foram mais numerosos, porém associados a menores valores de velocidade (Figura 17).

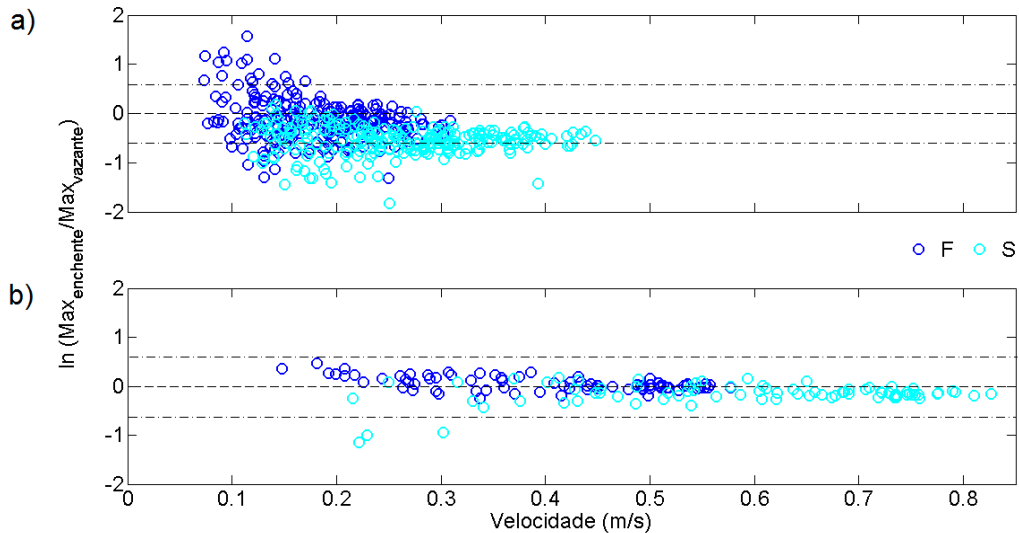


Figura 17- Assimetria das correntes de maré dada pelo logaritmo neperiano das velocidades máximas de enchente pelas velocidades máximas de vazante, para cada ciclo de maré, para o fundo (F) e superfície (S) em A3 (a) e A2 (b), entre 31/05/2014 – 01/10/2014. Cada círculo representa um ciclo de maré. As linhas tracejadas indicam velocidades de enchente duas vezes maiores que vazante (+0,69), e velocidades de vazante duas vezes maiores que enchente (-0,69).

5.2.2 Fluxo mareal (V_M) e fluxo não-mareal (V_{NM})

A maré teve grande importância na variabilidade das correntes nas duas estações, mas com diferenças ao longo da coluna d'água e maior significância em A2. A Figura 18 mostra que os fluxos de maré são mais importantes na superfície do que no fundo. Na estação A2 a maré explicou 99% da variabilidade do fluxo próximo à superfície e 97,6% a 2 m do fundo. Na estação A3 estas porcentagens caem para 96% e 88% respectivamente na superfície e no fundo.

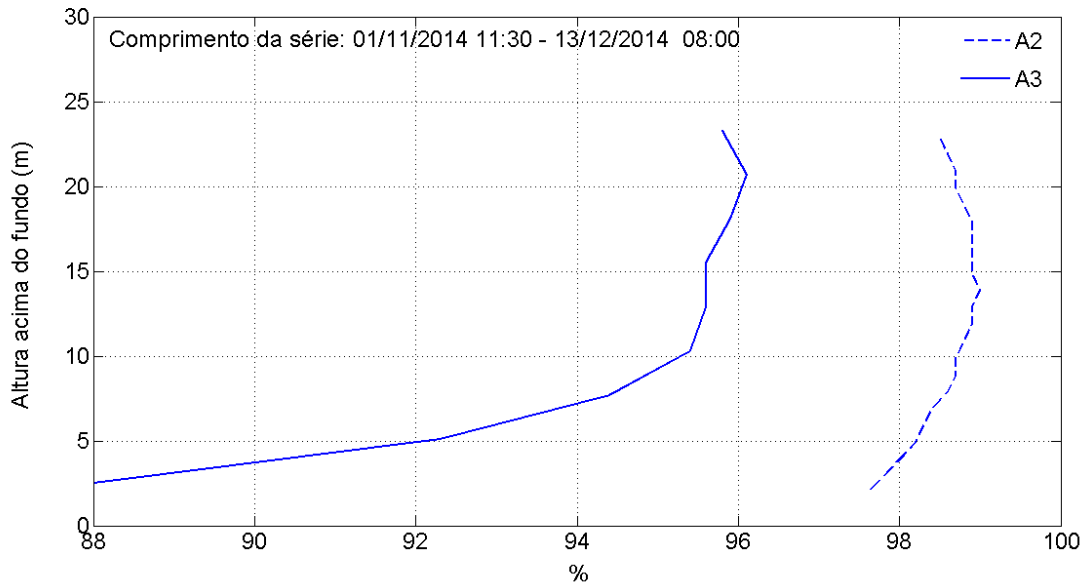


Figura 18- Capacidade de explicação da variação das correntes instantâneas observadas em A2 e A3 pela maré astronômica.

As elipses de maré da componente M2 para algumas profundidades estão expostas na Figura 19. Nas duas estações, as elipses de maré estiveram orientadas de acordo ao canal. Em A2, as maiores elipses ocorreram na superfície, com extensão máxima de 0,8 m/s. No fundo, a extensão máxima foi de 0,56 m/s. Em A3, as extensões máximas foram de 0,25 m/s e 0,18 m/s para a superfície e fundo, respectivamente. A orientação das elipses em A2 sofre uma pequena rotação horária e se torna mais fechada do fundo para superfície, sugerindo um controle topográfico do fluxo diferenciado verticalmente (Figura 19).

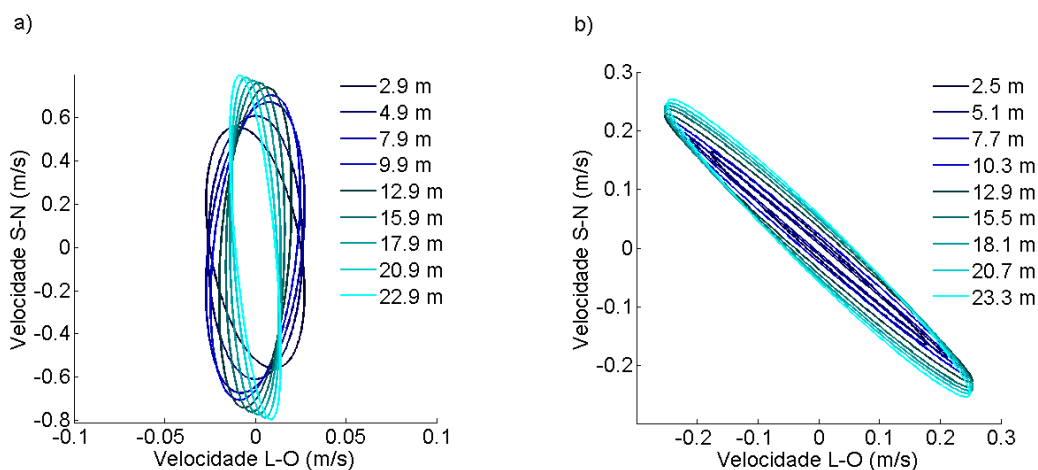


Figura 19- Elipses de V_M forçado por M2 para a estação A2 (a) e A3 (b). Observar escalas diferenciadas dos eixos em (a) e (b).

Em A3, as velocidades do fluxo não-mareal (V_{NM}) foram, de modo geral, uma ordem de magnitude inferior às correntes de maré (V_M), com máximas positivas de 0,06 m/s e 0,65 m/s, e negativas de -0,16 m/s e de -0,71 m/s, respectivamente (Figura 20). O fluxo não-mareal (V_{NM}) apresentou-se estratificado, com fluxos positivos (enchente) próximos ao fundo e negativos (vazante) próximo à superfície.

A estratificação em A3, no entanto, não foi contínua, perdurando por no máximo 15 dias e tendendo a se intensificar nos períodos de maré de sizígia. A região de estratificação localizou-se em torno dos primeiros 8 metros acima do fundo, mas chegou a se estender além dos 10 primeiros metros em abril de 2015, maio e outubro de 2014. Já fluxos unidirecionais orientados para fora da BTS, em toda coluna d'água, foram comuns nas marés de quadratura.

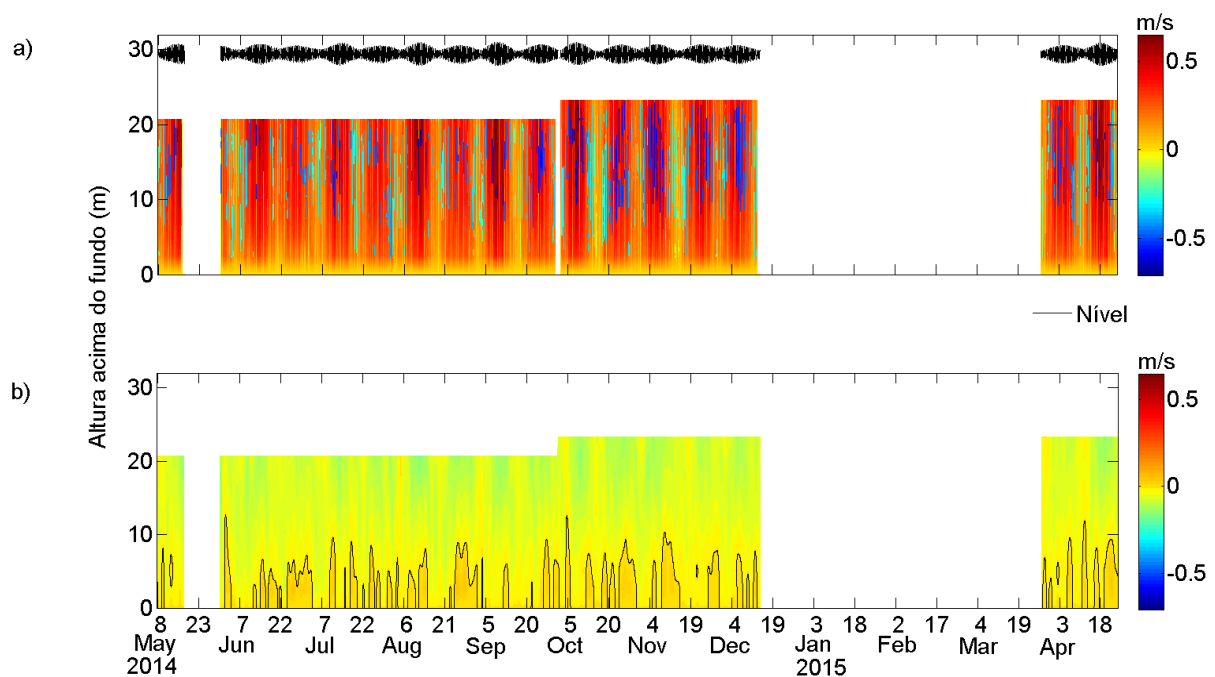


Figura 20- Variabilidade temporal do perfil vertical de V_M (a) e de V_{NM} (b), em A3.

A estratificação de V_{NM} também pôde ser demonstrada pelo cisalhamento existente entre os fluxos de superfície e de fundo (Figura 21). Fluxos mais cisalhados ocorreram em agosto de 2014, quando as diferenças de velocidade alcançaram 0,18 m/s.

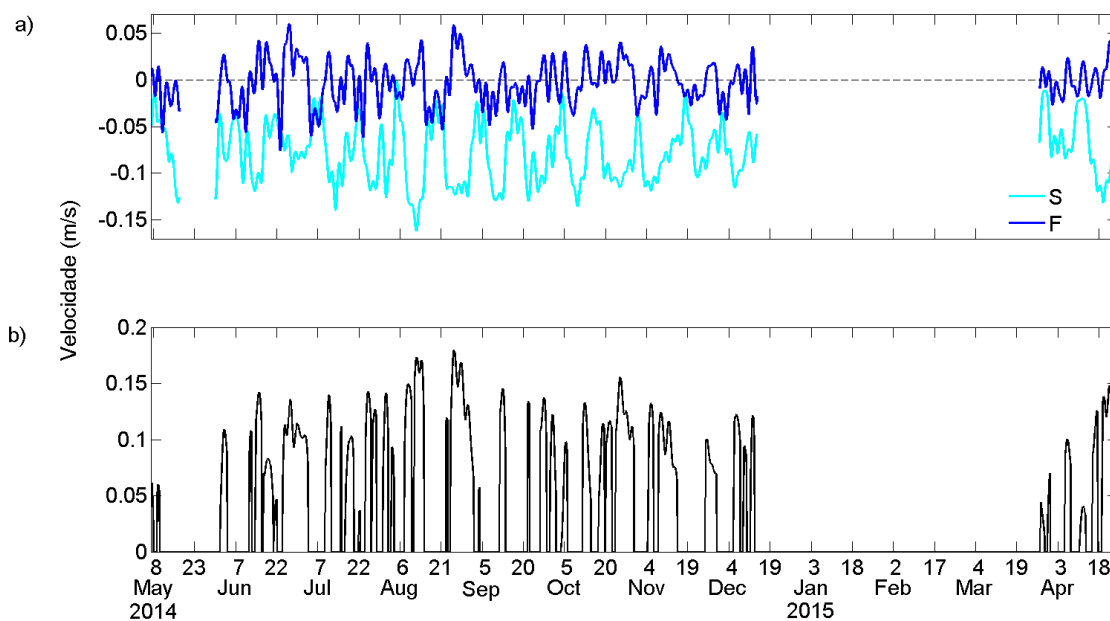


Figura 21- Variabilidade temporal do V_{NM} de superfície (S - 20,7 m acima do fundo) e fundo (F - 2,5 m acima do fundo) (a), e o cisalhamento correspondente (b), para A3.

Para A2, as velocidades do fluxo não-mareal (V_{NM}) foram, de modo geral, uma ordem de magnitude inferior às correntes de maré (V_M), com máximas positivas de 0,11 m/s e 1,17 m/s, e negativas de -0,18 m/s e -1,18 m/s, respectivamente (Figura 22). O fluxo não-mareal (V_{NM}) apresentou-se estratificado de forma quase que contínua (para os 43 dias de dados aproximadamente), com fluxos positivos (enchente) próximos ao fundo e negativos (vazante) próximos à superfície. A profundidade da região de estratificação variou largamente entre 2 m (17/11/2014) e até 22,9 m acima do fundo (27/11/2014) tendo sido mais elevada em marés de sizígia (Figura 22).

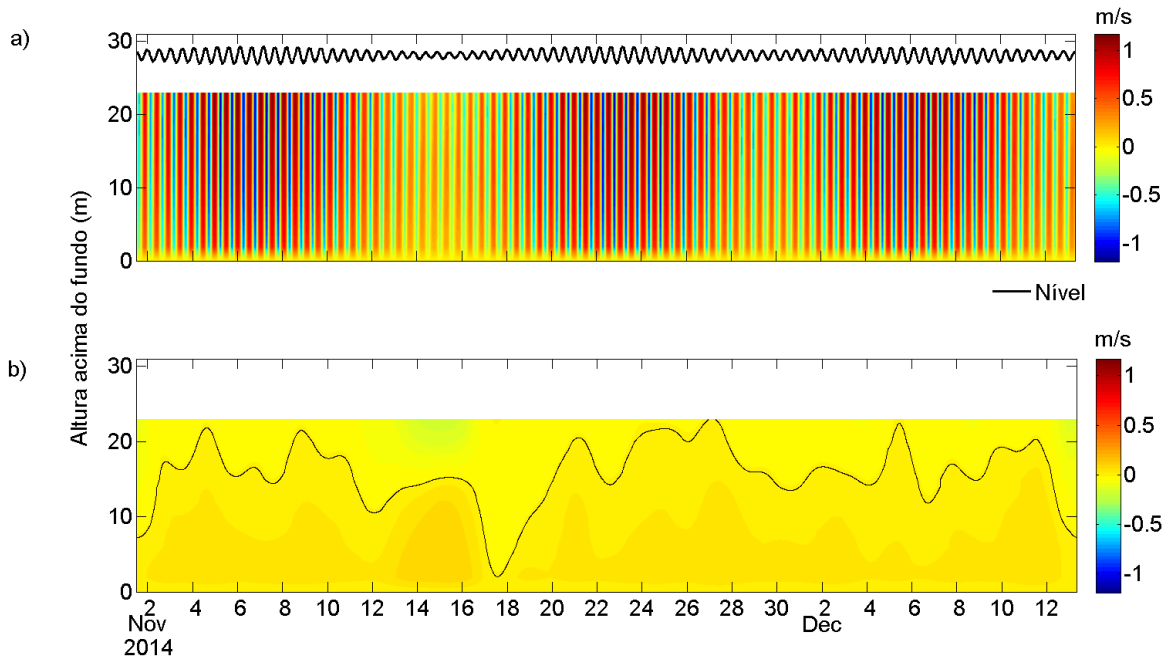


Figura 22- Variabilidade temporal do perfil vertical de V_M (a) e de V_{NM} (b), em A2.

O maior cisalhamento do fluxo de V_{NM} em A2 aconteceu no dia 15/11/2014, com a diferença das velocidades de 0,29 m/s e logo em seguida, este cisalhamento foi quase igual à zero, quando as velocidades de V_{NM} no fundo e na superfície se aproximaram de zero (Figura 23).

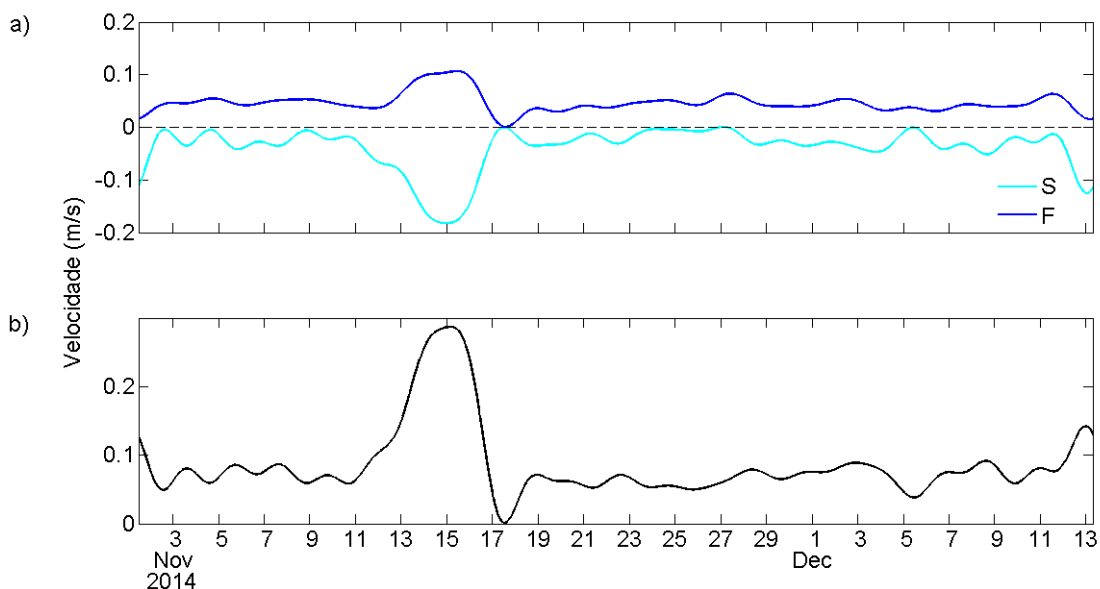


Figura 23- Variabilidade temporal do V_{NM} de superfície (S - 22,9 m acima do fundo) e fundo (F - 1,9 m acima do fundo) (a), e o cisalhamento correspondente (b), para A2.

5.2.3 Fluxo não-mareal (V_{NM}), residual da maré (V_{MR}) e fluxo forçado pela circulação baroclínica, ondas de longo período e ventos (V_{BOV})

As Figuras 24 e 25 mostram a variabilidade temporal do V_{NM} , do V_{MR} e do V_{BOV} para A3 e A2 respectivamente. Os valores médios de V_{MR} foram da ordem de 10^{-4} m/s nas duas estações, ou ordens de magnitude inferiores a V_{NM} . Os perfis verticais médios de V_{NM} e V_{BOV} para A3 (Figura 26) e A2 (Figura 27) são praticamente idênticos, diferenciando-se em escalas de mm/s para cada estação. Em A2, o V_{BOV} não foi estratificado ininterruptamente como o V_{NM} (Figura 25). O V_{BOV} positivo foi estabelecido com maior intensidade entre o dia 13 e 14 de novembro de 2014, aproximadamente, com valores máximos alcançando 0,1 m/s, onde se observou maior cisalhamento.

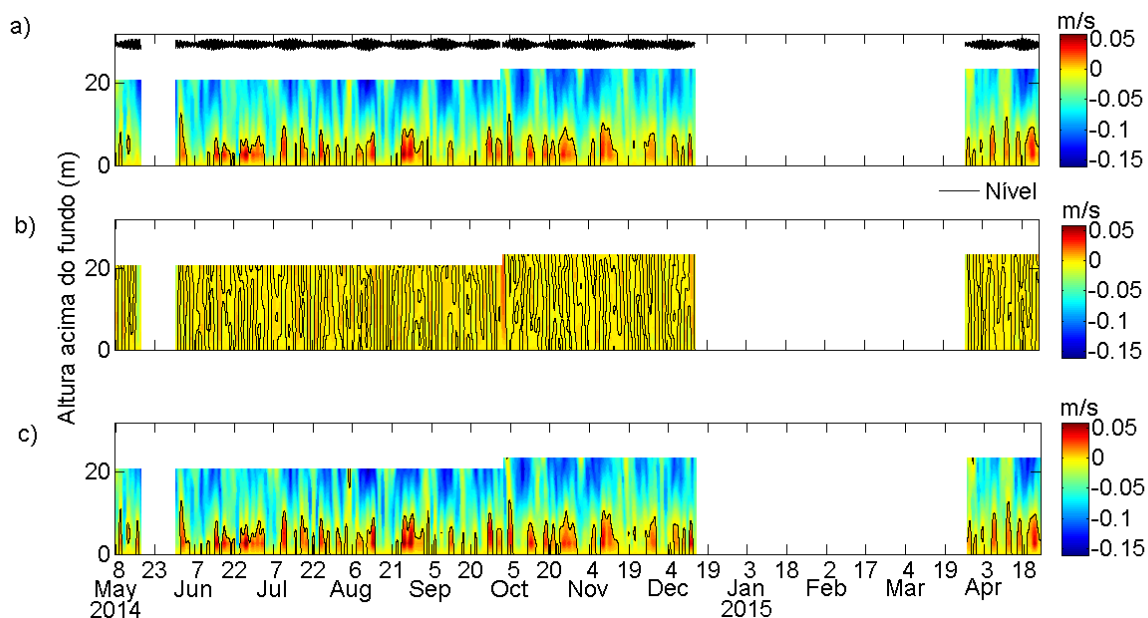


Figura 24- Variabilidade temporal do perfil vertical de velocidades do V_{NM} (a), do V_{MR} (b) e do V_{BOV} (c), para A3.

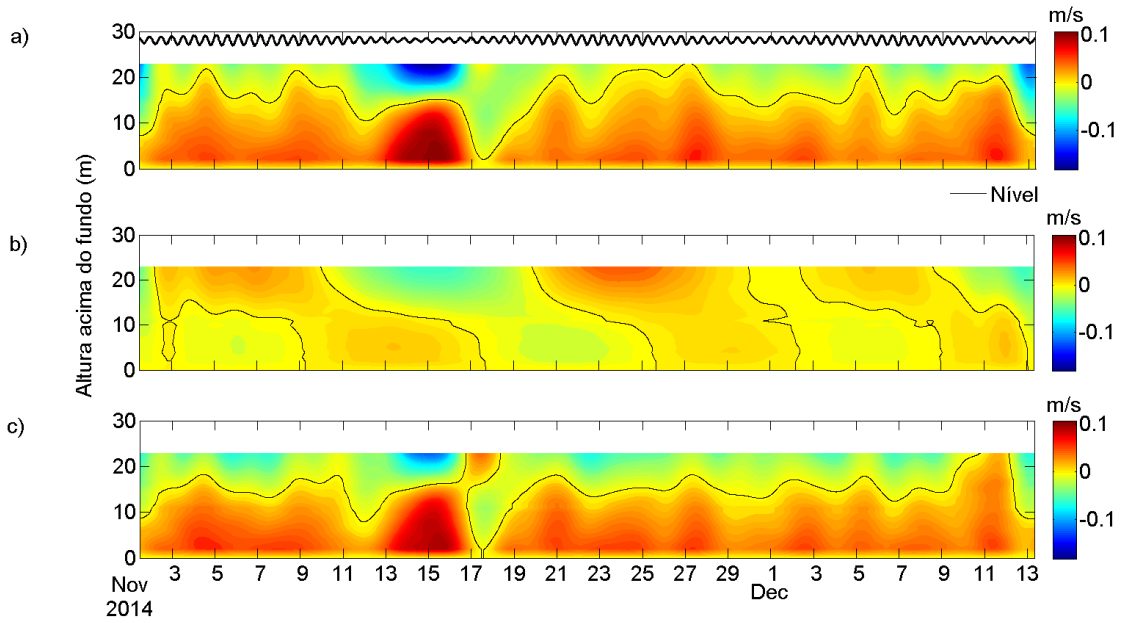


Figura 25- Variabilidade temporal do perfil vertical de velocidades do V_{NM} (a), do V_{MR} (b) e do V_{BOV} (c), para A2.

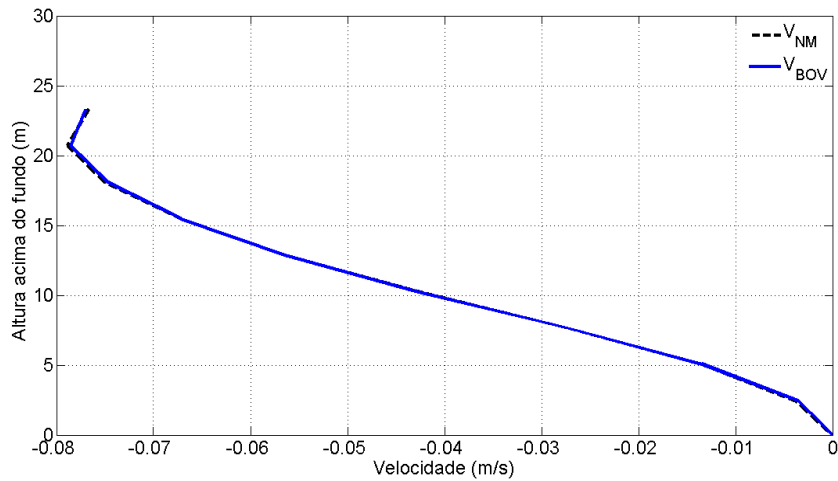


Figura 26- Perfil vertical médio das velocidades de V_{NM} e V_{BOV} em A3.

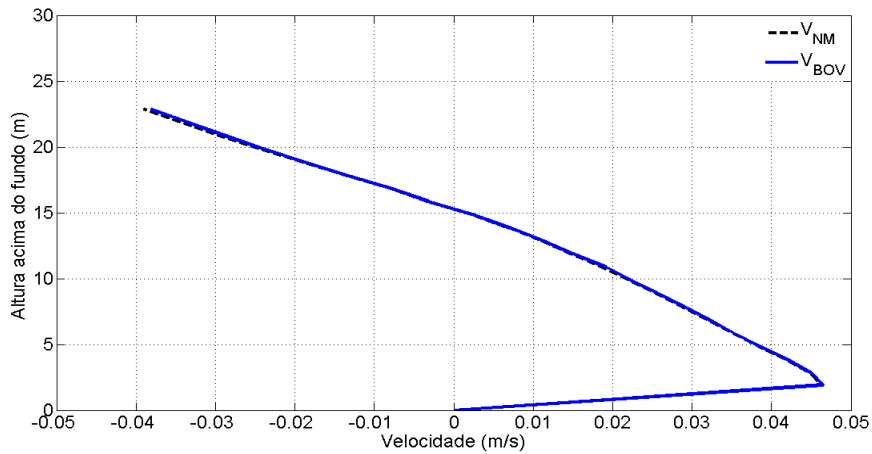


Figura 27- Perfil vertical médio das velocidades de V_{NM} e V_{BOV} em A2.

Em A3, as velocidades residuais mensais de V_{BOV} foram superiores às velocidades residuais (média) mensais de V_M (Figura 28). Nesta estação, o fluxo de V_{BOV} foi unidirecional com sentido de vazante e velocidades máximas $\sim 0,088$ m/s mais próximo à superfície. Os meses de agosto de 2014 e abril de 2015 foram os que apresentaram as maiores e menores magnitudes de V_{BOV} , respectivamente. Nos meses de junho, outubro e novembro de 2014, o fluxo residual de V_{BOV} foi estratificado, com velocidades positivas nos primeiros 3,2 m acima do fundo.

Em A2, assim como em A3, os perfis de velocidades residuais mensais de V_{BOV} foram superiores à velocidade residual (média) mensal de V_M (Figura 29). Contudo, o V_{BOV} foi estratificado, tendo fluxo de enchente próximo ao fundo (máximas de $\sim 0,05$ m/s) e de vazante próximo à superfície (máxima de $-0,042$ m/s). O residual mensal de V_M foi também unidirecional na coluna d'água e menos cisalhado quando comparado ao V_{BOV} (Figura 28), com velocidades preferencialmente positivas (exceção a maio de 2014 e abril de 2015), para A3. As maiores velocidades negativas foram registradas em maio de 2014 (média de $-0,0062$ m/s), e as maiores positivas em outubro de 2014 (média de $0,0012$ m/s). Para A2, o residual mensal de V_M foi estratificado (em 15,9 m) e teve velocidade máxima de enchente (próximo à superfície) de $0,0015$ m/s e de vazante (próximo ao fundo) de $-0,0011$ m/s (Figura 29).

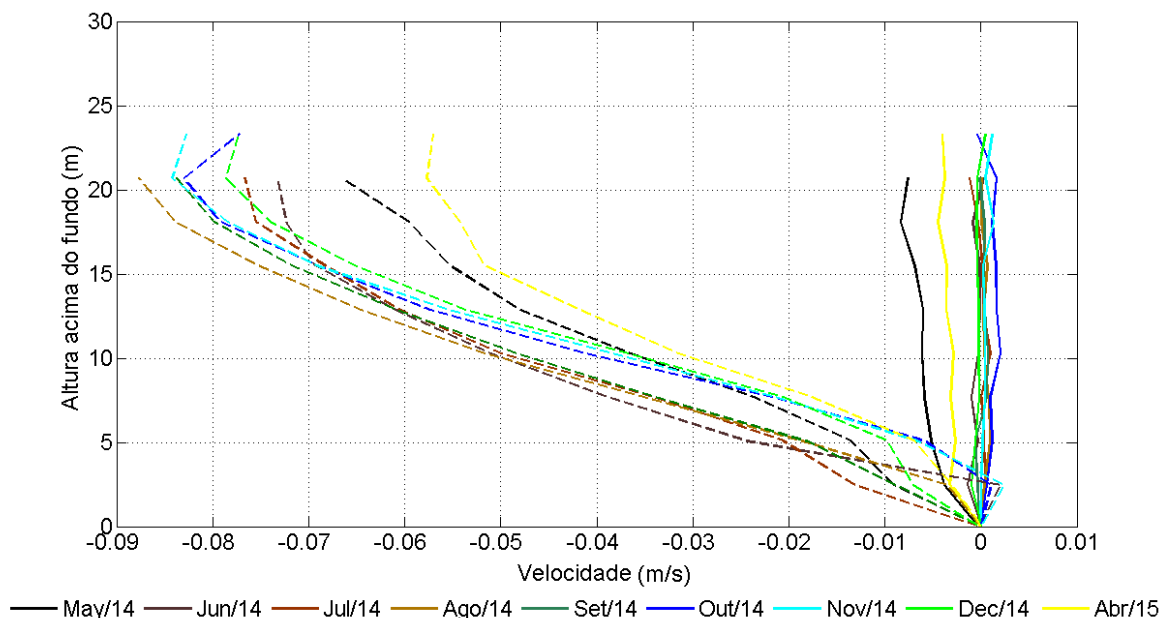


Figura 28- Perfil vertical médio (~28 dias) do fluxo para V_M (linha contínua) e V_{BOV} (linha tracejada) na estação A3.

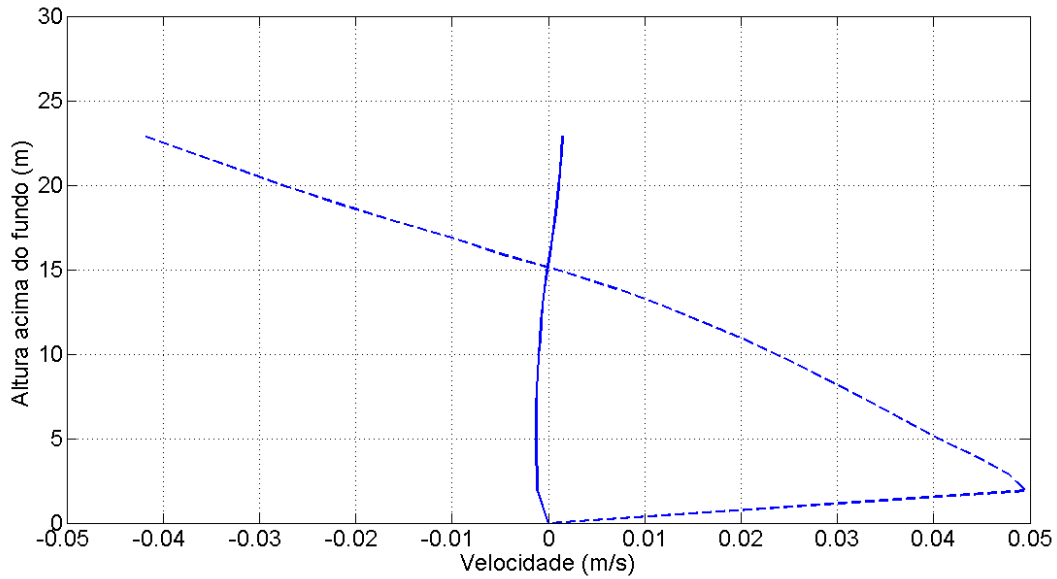


Figura 29- Perfil vertical médio (~28 dias) do fluxo para V_M (linha contínua) e V_{BOV} (linha tracejada) na estação A2, referente ao mês de novembro/2014.

5.2.4 Fluxo baroclínico (V_B)

O gradiente longitudinal de densidade foi maior para o trecho TS2-TS3, seguido do trecho TS1-TS2 e TS1-TS3 (Figura 30). Assim, o gradiente de densidade foi maior no trecho mais interno do canal principal de escoamento da BTS. Um considerável aumento do gradiente de densidade ocorreu no trecho TS2-TS3 no final de dezembro de 2014 e início de janeiro de 2015, alcançando um valor máximo de $2,9 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$.

Para o trecho TS1-TS2, o máximo gradiente foi $0,8 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$, ocorrendo em agosto de 2014. Já para o trecho TS1-TS3 esse máximo aconteceu também em agosto de 2014 e o valor foi de $0,3 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$, aproximadamente. Os valores mínimos do gradiente foram $0,3 \times 10^{-4} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$ (junho/2014) $0,3 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$ (maio/2014) e $0,5 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$ (maio/2014) respectivamente para TS2-TS3, TS1-TS3 e TS1-TS2.

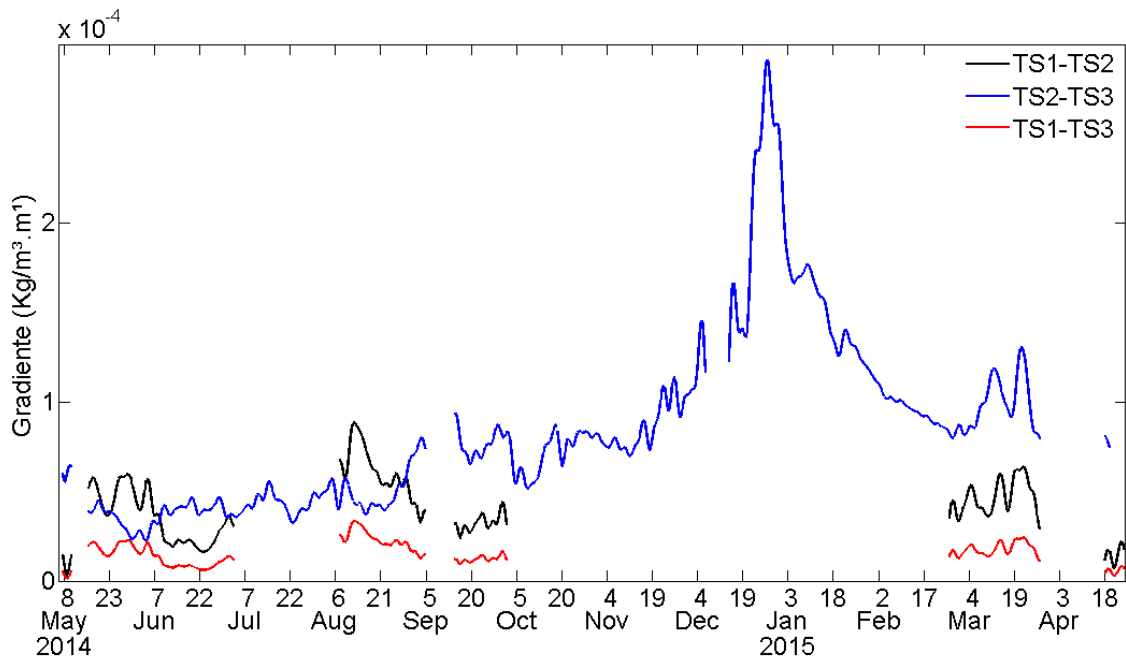


Figura 30- Gradiante longitudinal de densidade para os trechos TS1-TS2, TS2-TS3 e TS1-TS3.

O perfil da velocidade média de V_B em cada trecho está representado na Figura 31. Foram encontrados os maiores valores de velocidade de V_B no trecho TS1-TS2, mais profundo, onde as magnitudes máximas aconteceram no mês de agosto de 2014 e alcançaram valores de 0,024 m/s e -0,035 m/s (Figura 31a). O nível de estratificação de V_B para esse trecho foi aproximadamente 18 m acima do fundo ou 15 m abaixo da superfície.

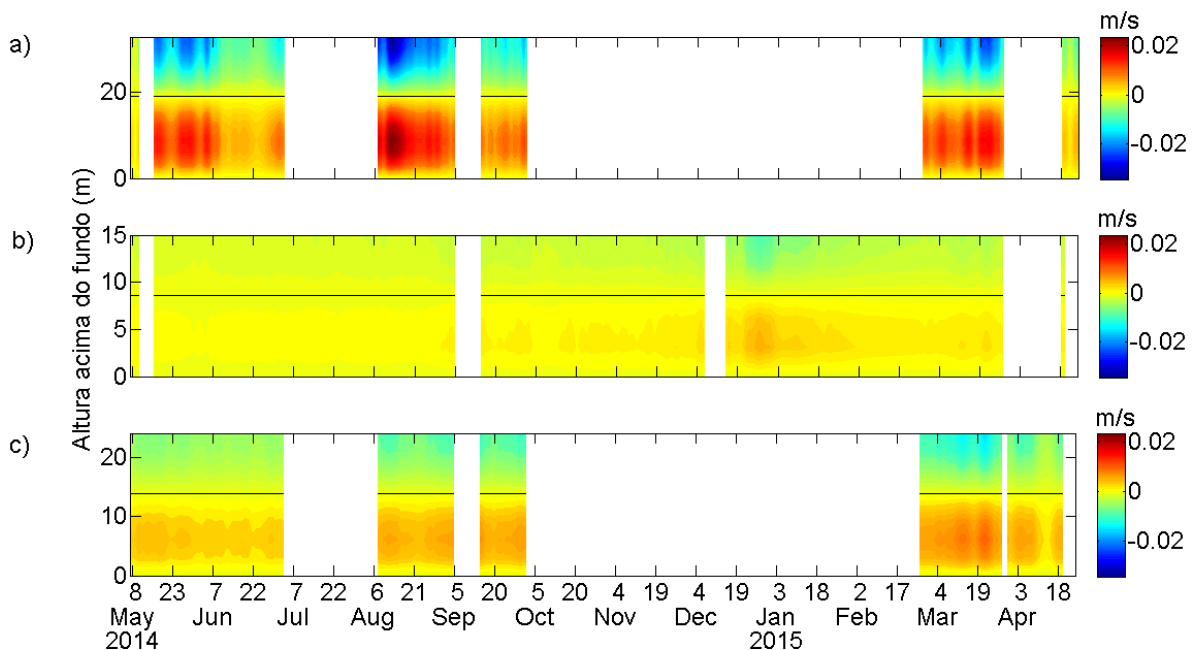


Figura 31- Velocidade média do fluxo baroclínico (V_B) para os trechos TS1-TS2 (a), TS2-TS3 (b) e TS1-TS3 (c).

Para o trecho TS2-TS3, as velocidades máximas de enchente (0,006 m/s) e vazante (-0,01 m/s) aconteceram no final de dezembro de 2014 e início de janeiro de 2015 (Figura 31b). O nível de estratificação localizou-se a 9 m acima do fundo ou 6 m abaixo da superfície. Já para o trecho TS1-TS3 (Figura 31c), as velocidades máximas foram 0,01 m/s, e -0,02 m/s, ambas ocorrendo no mês de março de 2015. O nível de estratificação foi localizado a 15 m acima do fundo ou 9 m abaixo da superfície.

Os perfis residuais (~28 dias) de V_B são mostrados na Figura 32 para cada trecho. A velocidade máxima positiva ocorreu próximo ao fundo e chegou a atingir o valor de 0,018 m/s (agosto/2014), 0,0043 m/s (janeiro/2015) e 0,0072 m/s (fevereiro/2015), para os trechos TS1-TS2, TS2-TS3, TS1-TS3, respectivamente. Já a velocidade máxima negativa ocorreu na superfície e atingiu o valor de -0,026 m/s (agosto/2014), -0,0065 m/s (janeiro/2015) e ~ -0,01 m/s (fevereiro/2015), para os trechos TS1-TS2, TS2-TS3, TS1-TS3, respectivamente.

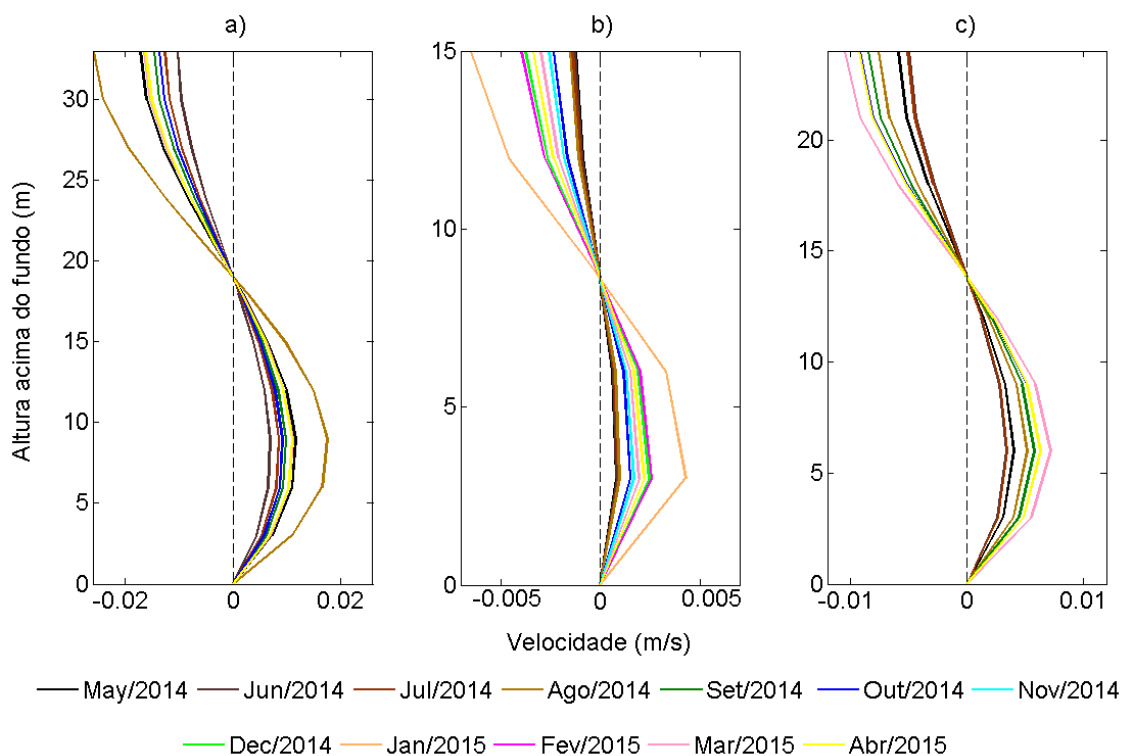


Figura 32- Velocidade média (em ~28 dias) do fluxo baroclínico (V_B) para os trechos TS1-TS2 (a), TS2-TS3 (b) e TS1-TS3 (c). Observar os eixos não padronizados.

6. DISCUSSÃO

Os dados analisados indicaram que o fluxo de água em A2 foi diferente em relação a A3, sobretudo em termos de magnitudes (Figura 14). As maiores velocidades de fluxo em A2 foram relacionadas à maior restrição da área de escoamento no Canal de Salvador.

O fluxo longitudinal (V) foi marcadamente forçado pela maré. Xavier (2002) e Cirano e Lessa (2007) já haviam indicado que a maré explica pelo menos 92% e 86% das correntes medidas na BTS, respectivamente. Pereira e Lessa (2009) observaram que 98% da variância das correntes para a Baía de Aratu são também explicadas pela maré. Neste trabalho foi encontrado um valor médio para a coluna d'água de 98,6% e 94,3% (Figura 18) para A2 e A3, respectivamente. Desse modo, ressalta-se a importância da maré como principal forçante da circulação instantânea na BTS.

As elipses de maré também indicaram a importância da maré no estabelecimento do fluxo de água e o alinhamento deste com os canais principais de escoamento, como já apontado por Cirano e Lessa (2007), com eixos das elipses em A2 maiores que em A3. A influência das marés variou com a profundidade, sendo menos importante próximo ao leito do canal onde as elipses foram ligeiramente mais circulares. A rotação das elipses em A2 sugere a presença de fluxos secundários.

Segundo Chant (2010), o fluxo secundário em estuários pode ser gerado pelo balanço de Ekman (balanço entre a fricção e aceleração de Coriolis), curvatura do canal e gradientes de densidade transversais ao canal, este último proporcional a gradientes longitudinais de densidade. Como a aceleração de Coriolis não tem importância significativa na BTS por causa das dimensões da baía (SANTANA et al., 2015; XAVIER, 2002), e o gradiente de densidade é relativamente pequeno para embocadura da baía (Figura 30), é então provável que o fator predominante da geração do fluxo secundário seja a curvatura/geomorfologia do canal. Estes fluxos têm normalmente intensidades menores que 10% do fluxo longitudinal ao canal e são importantes nos processos de mistura do estuário (CHANT, 2010).

Em geral, o fluxo forçado pela maré tende a ser de enchente nos canais principais e mais profundos e de vazante nos canais mais rasos e estreitos do estuário (FRIEDRICKS, 2010). As maiores diferenças entre as velocidades máximas de vazante e enchente foram em sizígia, na superfície, para as duas estações (Figura 15 e Figura 16). Ciclos de maré com assimetrias negativas (velocidades máximas de vazante superiores às velocidades máximas de enchente) são mais frequentes (Figura 17), indicando a predominância de vazante, principalmente em situações de sizígia. Pereira e Lessa (2009), para a Baía de Aratu, encontraram maiores assimetrias em situações de quadratura,

apontando que nesta baía, especificadamente, grande parte da área intermareal está abaixo do nível de maré alta de quadratura.

Sabe-se que o predomínio de correntes de vazantes é comum em estuários onde a inundação de expressiva área intermareal causa atrasos na preamar no interior do estuário e assim, maior aceleração dos fluxos de vazante (FRIEDRICHS e AUBREY, 1988), como é o caso da BTS (CIRANO e LESSA, 2007). Na embocadura da baía, Cirano e Lessa (2007) encontraram correntes máximas de vazante de 1,14 m/s, na superfície. Neste trabalho em A2 (próximo à embocadura), as correntes máximas de vazantes da componente V do fluxo foram de 1,3 m/s, também na superfície.

Entretanto observou-se o predomínio de enchente para A2 próximo ao fundo (média das velocidades máximas de enchente maiores em 4% sobre as de vazante). Não houve tanta diferença na assimetria das correntes de maré (para superfície e fundo), comparado a A3. Sizígias muito intensas (fluxos médios > 0,6 m/s) propiciaram para praticamente total domínio de vazantes, assim como o observado por Pereira e Lessa (2009) na Baía de Aratu.

A assimetria das correntes é importante para o transporte de sedimentos arenosos no leito dos estuários (VALLE-LEVINSON et al., 2003). Assim, espera-se que na estação A2, principalmente em momentos de quadratura, ocorra transporte preferencial de sedimentos no leito do canal para dentro da BTS. Em A3 o transporte por tração é insignificante visto que o leito é predominantemente lamoso (LESSA e DIAS, 2009).

A circulação residual, encontrada por Cirano e Lessa (2007) teve ordem de magnitude de 0,05 m/s em vários pontos dentro da BTS. Essa circulação, em certos momentos, estava verticalmente estratificada com fluxo próximo ao fundo do canal orientado para dentro da baía e próximo à superfície, orientado para fora da baía. O padrão de circulação era ligeiramente modificado no inverno por causa do predomínio de ventos de sul que, segundo os autores forçou a orientação da circulação residual para dentro da baía nos primeiros metros da coluna d'água.

O padrão da circulação não-mareal (estratificada ou não), neste trabalho, não foi marcado por variações sazonais. Houve maior variabilidade entre situações de sizígia e quadratura e em alguns meses específicos. Os maiores cisalhamentos em A3, em termos de durabilidade e intensidade, ocorreram em agosto, setembro e outubro de 2014, provavelmente associados às maiores sizígias (marés equinociais). A série em A2 foi de aproximadamente 43 dias, não sendo possível avaliar a existência de sazonalidade para esta estação.

Por outro lado, Pereira e Lessa (2009) constataram variação sazonal do fluxo não-mareal no Canal de Cotegipe. Os autores verificaram que no verão (para o ano de 2002), a salinidade foi elevada pela evaporação e menor precipitação, ocasionando a

inversão do gradiente de densidade e, conseqüentemente a inversão da circulação gravitacional em momentos específicos.

De modo geral, a literatura indica que o aumento das velocidades da corrente de maré promove maior mistura da coluna d'água e enfraquecimento da circulação gravitacional em situações de sizígia (ÁVILA, 2013; CHANT, 2010; HUZZEY, 1988; RIBEIRO et al., 2004). No presente estudo, no entanto, a intensificação ou formação da circulação não-mareal estratificada esteve associada às marés de sizígia, na estação A3. Os dados de A2 mostraram estratificação o tempo todo, existindo um momento de intensificação do fluxo em quadratura.

O gradiente de densidade apresentou diferenças importantes entre as metades interna e externa da BTS e as variabilidades temporais dos gradientes para cada trecho (TS1-TS2, TS2-TS3, TS1-TS3) estiveram associadas às descargas fluviais e aos balanços de precipitação e evaporação na BTS. O fluxo baroclínico, calculado através dos gradientes longitudinais de densidade, alcançou as maiores velocidades registradas no trecho TS1-TS2, com gradiente de densidade intermediário aos outros dois trechos (TS2-TS3 e TS1-TS3) (Figura 31), devido às maiores profundidades médias e aos menores coeficientes de difusão turbulenta utilizados (Tabela 5).

Em A2 e A3, o V_{BOV} médio de fundo (superfície) foi $\sim 0,05$ m/s ($\sim -0,04$ m/s) e $\sim -0,004$ m/s ($\sim -0,08$ m/s), respectivamente. Desta forma, V_{BOV} teve a mesma ordem de magnitude que V_B junto ao fundo, mas foi superior a este em uma ordem de magnitude na superfície. Em A2 a situação se inverte. A partir da comparação feita com o V_{B1} , foi verificado que o fluxo baroclínico apresentou magnitude inferior ao V_{BOV} no fundo e a mesma ordem de magnitude na superfície. Estes resultados sugeririam que o V_B é um importante contribuinte para formação do fluxo não-mareal (ordens de magnitudes iguais ou próximas entre os dois fluxos).

No entanto, pelo coeficiente de viscosidade turbulenta ter sido um dado médio para um longo trecho, os valores de velocidades do fluxo baroclínico encontrados neste trabalho devem ser vistos com cautela, podendo estes valores ser superiores ao registrado, pois o coeficiente de viscosidade turbulenta foi muito pequeno para o Canal de Salvador (Tabela 5). Pereira e Lessa (2009) observaram fluxos baroclínicos de até $\sim 0,11$ m/s numa maré de quadratura durante o inverno para o Canal de Cotegipe.

O perfil residual (~ 28 dias) do V_{BOV} (Figura 28 e Figura 29) mostrou diferenças importantes no estabelecimento do perfil vertical deste fluxo para as duas estações (A2 e A3). Enquanto que em A2, o V_{BOV} foi marcadamente estratificado, em A3 o cenário foi de aproximadamente homogeneização da coluna d'água com o V_{BOV} negativo, para fora da baía. Assim, o fluxo residual mensal indicou fluxo não-mareal estratificado fortemente

estabelecido no mês de novembro/2014 para A2, e para A3, em geral, esse fluxo não foi bem estabelecido, com exceção para os meses de junho, outubro e novembro de 2014.

O fluxo não-mareal (V_{NM} ou V_{BOV}) é importante no transporte de MPS e materiais dissolvidos na água (DYER, 1973). De acordo com a estrutura de fluxo observada, e sabendo-se que as concentrações de material em suspensão são maiores no fundo para a BTS (OLIVEIRA, 2014), indica-se que na entrada da baía há uma tendência de importação de MPS e dissolvidos pelo fundo e exportação pela superfície, com intensidade dos fluxos modulados pelas fases de sizígia e quadratura. No canal monitorado em A3, a importação desse material pelo fundo torna-se enfraquecida (séries contínuas < 15 dias de estratificação de V_{NM}) ou desaparece, tornando preferencial a exportação, tanto no fundo como na superfície.

Cirano e Lessa (2007) constataram uma circulação residual estratificada (circulação gravitacional) bem estabelecida tanto no inverno como no verão, para uma estação bem próxima a estação A3 (Figura 33). As velocidades desse fluxo foram em média de 0,05 m/s e direção para dentro (fora) da BTS no fundo (superfície). Estes resultados são contrastantes com A3, o que pode ser explicado pelo fato de A3 estar localizada no canal mais raso dos dois canais existentes em uma larga seção transversal onde aparentemente existe tendência de estratificação horizontal do fluxo. Esta suposição é corroborada pelos resultados de modelagem numérica de Santana et al. (2015), que indicam o estabelecimento de fluxo gravitacional na região mais profunda do canal do transecto, coincidente com os resultados de Cirano e Lessa (2007). Um fluxo residual unidirecional de vazante no canal mais raso é similar aos registros de A3, (Figura 34a). Santana et al. (2015) ainda aponta que para esta região do transecto ocorre predomínio de vazante devido a tendência de estratificação lateral.

Para a entrada da baía, a circulação estacionária foi bem estabelecida, o que está de acordo a Santana et al. (2015) e Cirano e Lessa (2007) (Figura 33 e Figura 34b), supostamente ao fato da estação A2 está numa região profunda do canal, assim como a estação observada por Cirano e Lessa (2007). Aproximadamente, ambas as estações estão próximas da região profunda do transecto de Santana et al. (2015) (Figura 34b), por isso foram observados resultados semelhantes. Assim, a circulação gravitacional ou fluxo não-mareal unidirecional variaram em pontos muito próximos, tendo como principal fator dessa variação a batimetria.

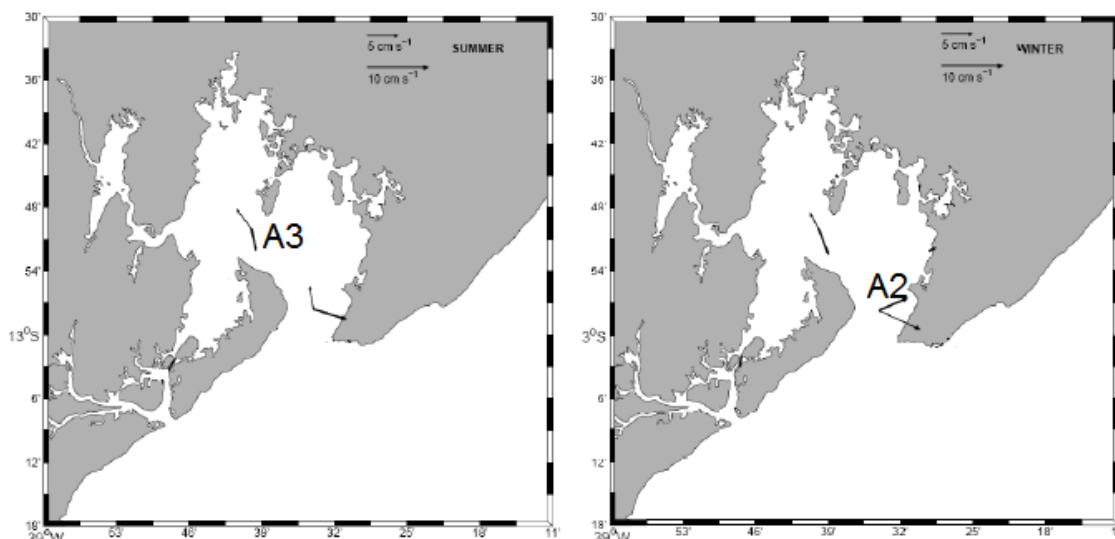


Figura 33- Velocidades residuais no verão e inverno observadas por Cirano e Lessa (2007) e localização aproximada das estações A3 e A2. As linhas grossas (finas) representam a superfície (fundo). Fonte: adaptado de Cirano e Lessa (2007).

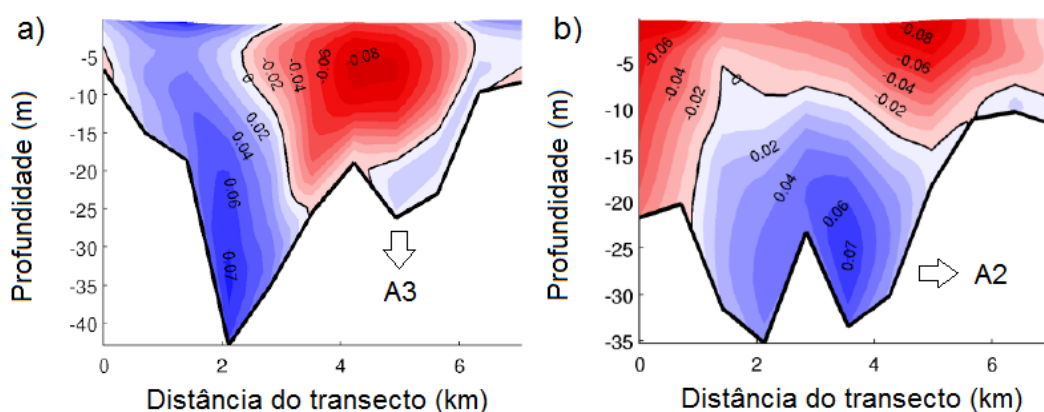


Figura 34- Velocidades residuais forçadas por modelagem para o mês de janeiro (não datado). Velocidades negativas (vermelho) correspondem a vazantes e positivas (azul) correspondem a enchentes, e localização aproximada (no perfil vertical) de A3 (a) e A2 (b). Fonte: adaptado de Santana et al. (2015).

6.1 Correlação entre o vento subinercial e a circulação não-mareal

Segundo as normais climatológicas de 1961 a 1990, os ventos na costa leste da Bahia sopram predominantemente de sudeste durante quase todo o ano (INMET, 1992), com exceção dos meses de novembro a janeiro quando os ventos são majoritariamente de leste e nordeste (XAVIER, 2002). Os dados de ventos obtidos no presente estudo estão em concordância com essas médias climatológicas.

Xavier (2002) e Lessa et al. (2009) indicaram que a ação dos ventos na BTS é mais significativa nos 5 primeiros metros da coluna d'água, ou seja, a influência dos ventos tende a restringir-se a camada mais superficial nas águas da baía. No entanto a própria

Xavier (2002), ao analisar dados da desembocadura do estuário, reconheceu que todo o perfil de correntes pode ser modificado pela presença do vento, mesmo de forma suave.

Vilela (1992), através de modelagem, observou o impacto significativo da circulação eólica na geração de gradiente barotrópico de pressão e alteração do padrão de circulação, com aumento do transporte de partículas (na superfície) no mesmo sentido dos ventos.

Santana et al. (2015) simulou a alteração do nível de água de dentro da baía com a ação dos ventos, quando ventos leste-oeste se tornavam mais intensos. Nesta simulação, os autores encontraram variação positiva de 0,01 m do nível médio. Quando os ventos vinham de sul, os autores observaram elevação na contra costa norte e noroeste da baía, com a elevação do nível médio de 0,008 m e 0,005 m, respectivamente.

No presente trabalho, esse efeito dos ventos gerou correlações negativas próximas ao fundo do canal e positivas na superfície, sendo mais fáceis de identificar em A3 (correlações máximas de +0,52 e -0,75), visto a proximidade desta estação com o setor noroeste da baía. Tem-se como exemplo o mês de agosto de 2014, onde valores positivos e elevados de W_V , valores negativos e menos intensos de W_U , períodos de estratificação do V_{BOV} e estabelecimento de correlações negativas entre W_V e V_{BOV} (no fundo do canal), gerou uma situação supostamente de compensação barotrópica (Figura 35).

Em A2, situação semelhante ocorreu quando velocidades negativas de W_V e W_U , associadas a ventos de nordeste entre 09 e 15 de novembro de 2014, foram relacionadas a uma intensificação da circulação não-mareal que culminou no dia 15 deste mês e ao aumento dos índices de correlação (máxima de +0,68 e -0,63) de W_V junto ao fundo (Figura 36). Também em A2, entre os dias 17 e 19/11/2014, o aumento da velocidade positiva de W_V e a inversão da direção de W_U , associado à entrada de fortes ventos de sul, causaram quebra da estratificação do fluxo. Porém, devido à metodologia adotada para o cálculo das correlações (janelas de 26 dias para W_V e 32 dias para W_U), estas não puderam ser calculadas para este período.

Assim, o efeito do vento é explicado pelo empilhamento de água principalmente no setor noroeste da baía, o que causa a formação de um fluxo de retorno no fundo com sentido oposto ao do vento para compensar os efeitos do gradiente de pressão barotrópico.

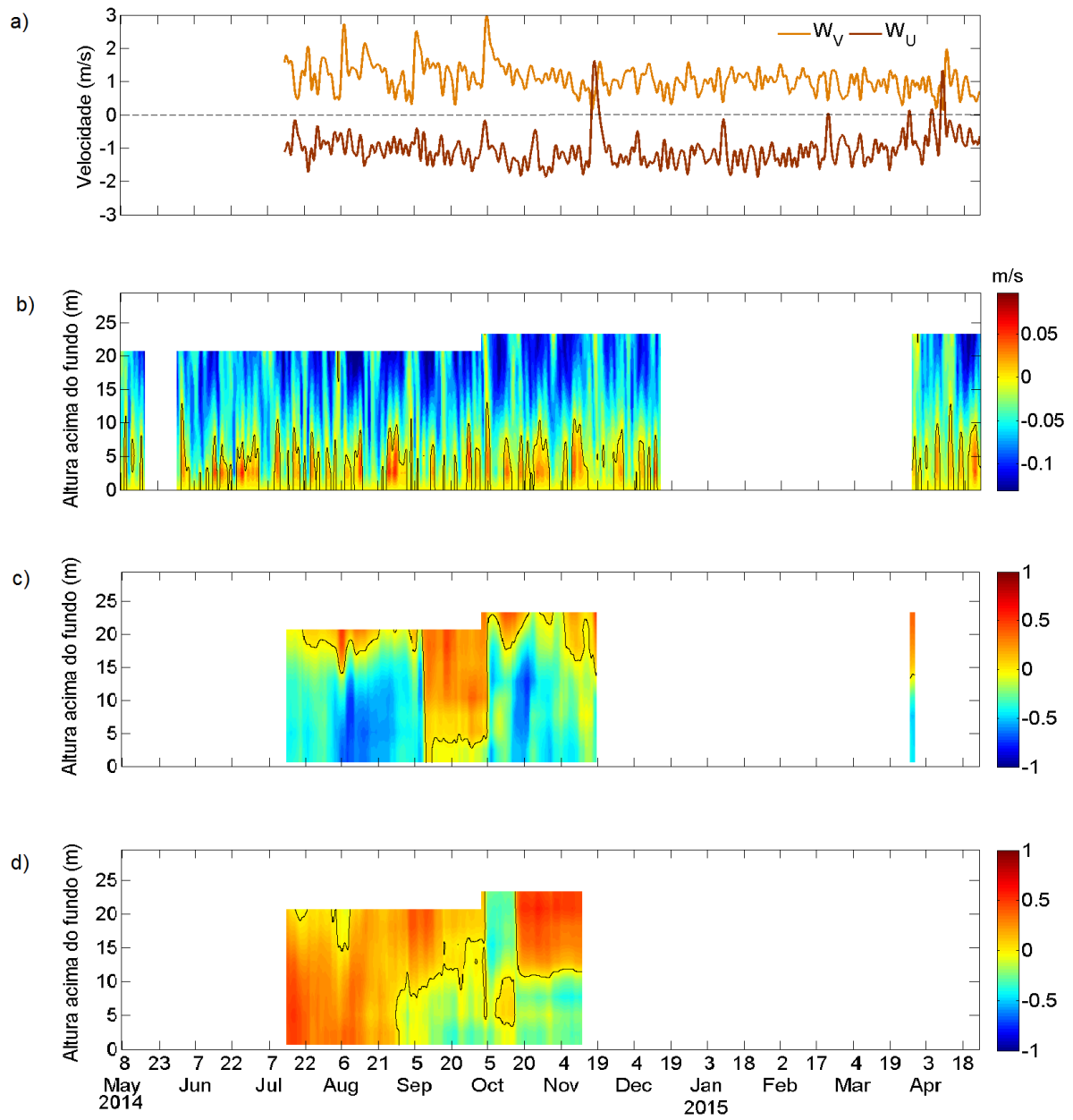


Figura 35- Vento subinercial (a), perfil vertical de V_{BOV} (b) e a correlação entre V_{BOV} e W_V (c) e entre V_{BOV} e W_U (d), para A3.

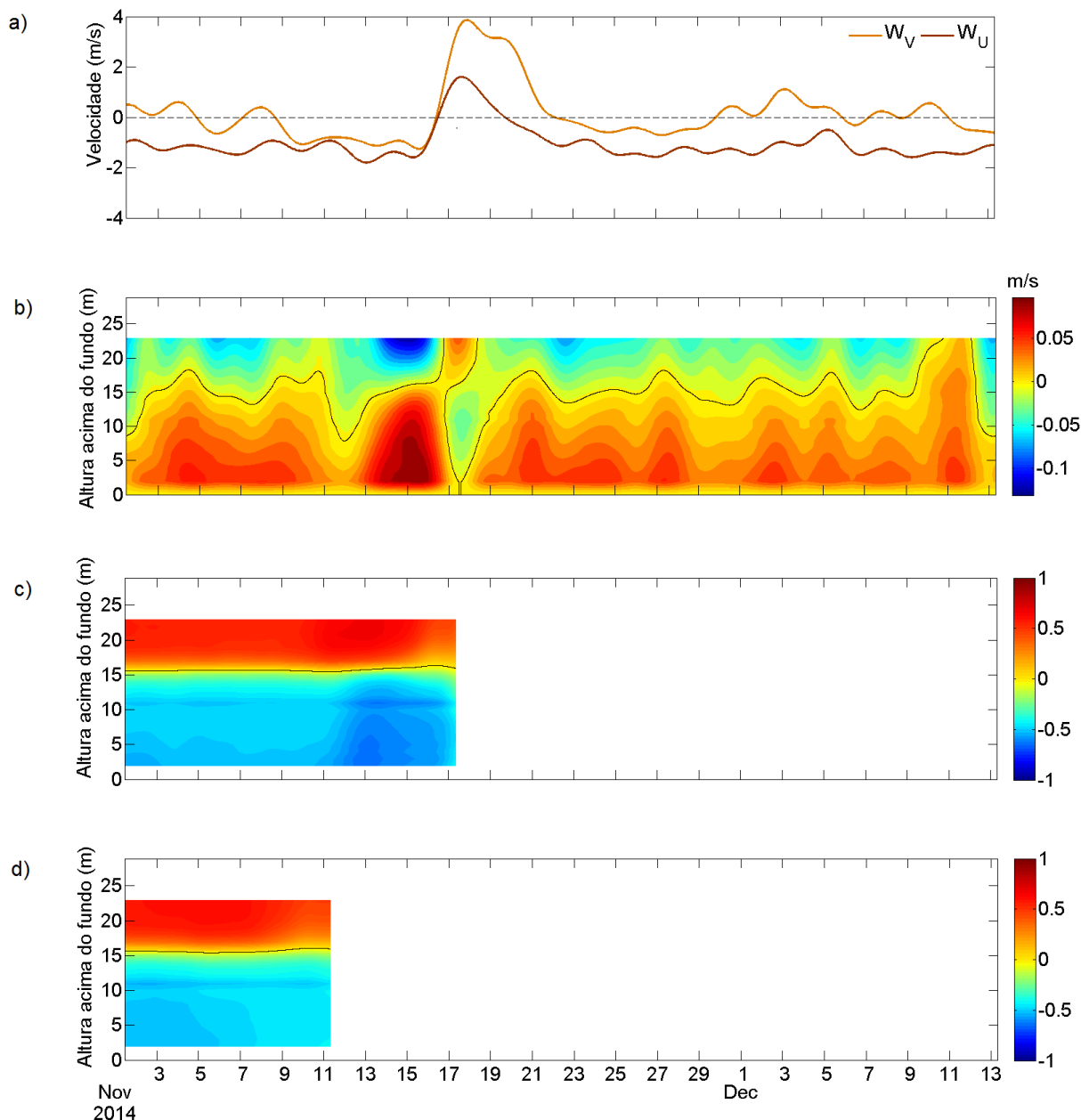


Figura 36- Vento subinercial (a), perfil vertical de V_{BOV} (b) e correlação entre V_{BOV} e W_V (c) e entre V_{BOV} e W_U (d), para A2.

6.2 Correlação entre a oscilação subinercial do nível d'água e a circulação não-mareal

Xavier (2002) encontrou oscilações de baixa frequência (8 e 10 dias) com amplitudes de 5 a 10 cm para a maré meteorológica e associou essas oscilações a passagens de frentes frias. Porém, não foi feita uma tentativa de correlacionar as variações de nível com a circulação infra-mareal. Os dados aqui coletados permitiram avaliar a correlação das oscilações do nível médio com V_{BOV} . A Figura 37 e a Figura 38 mostram a

correlação entre o nível subinercial da água no Porto SSA e o V_{BOV} nas estações A3 e A2, respectivamente.

Observam-se valores de correlação, positiva e negativa, tanto em A3 como em A2. Para A3, os valores máximos de correlação foram de +0,95 no final de outubro de 2014 e de -0,88 também em outubro de 2014, porém no início. Para A2, as correlações foram relativamente menores, com valores máximos de +0,51 e mais próximo da superfície (>12,9 m) entre os dias 5 e 7, 19 e 21 de novembro de 2014, e -0,41 no início deste mês (Figura 38). Os campos de correlação positiva e negativa encontraram-se estratificados, com poucos momentos de homogeneização na coluna d'água.

Correlações positivas (negativas) indicam que ou o nível médio subiu (desceu) e o fluxo se direcionou para dentro (fora) da baía. Apesar de valores elevados de correlação, relações de causa e efeito são difíceis de serem feitas, pois o sinal do barômetro invertido na oscilação do nível não foi removido.

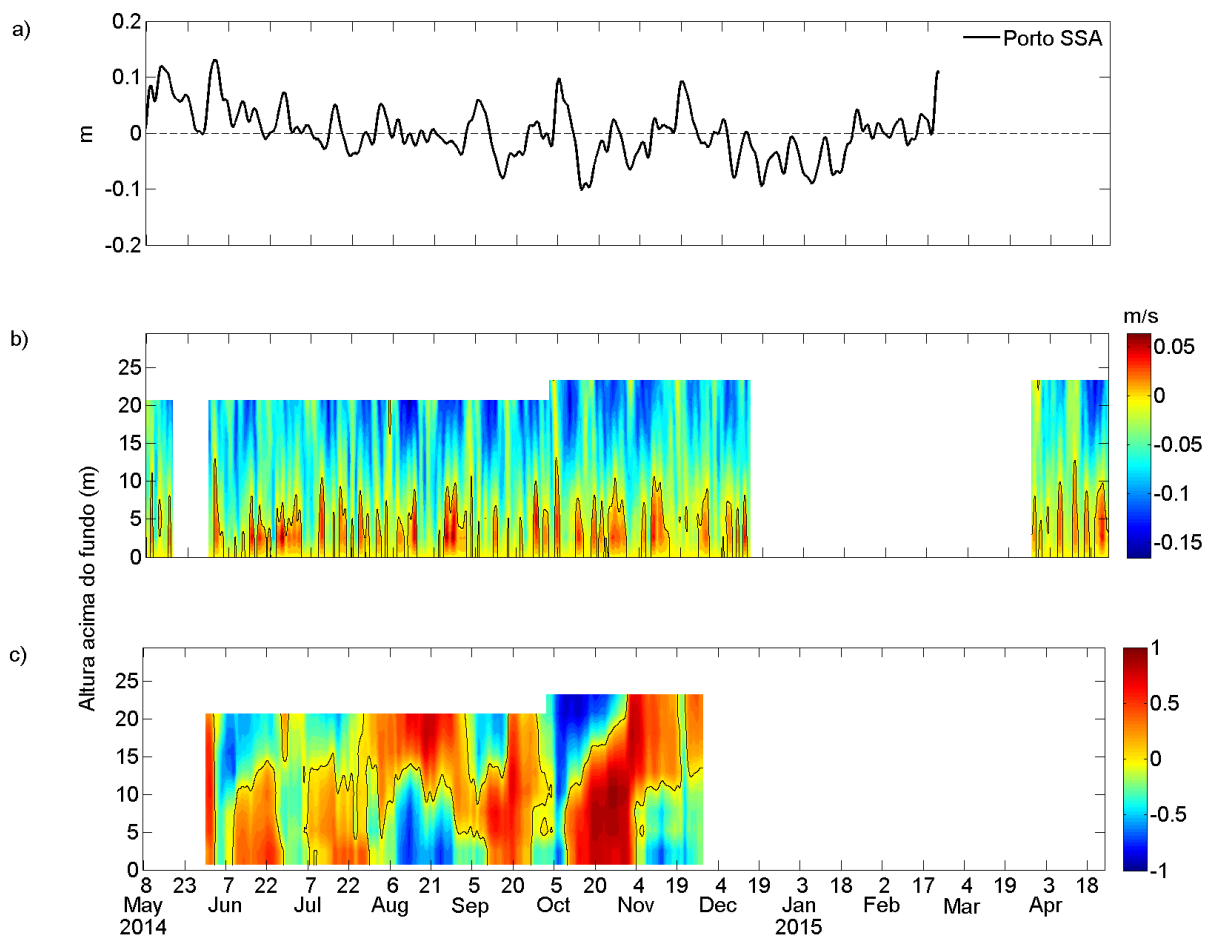


Figura 37- Nível subinercial do Porto de Salvador (Porto SSA) (a), perfil vertical do V_{BOV} (b) e correlação existente entre a e b (c), para A3.

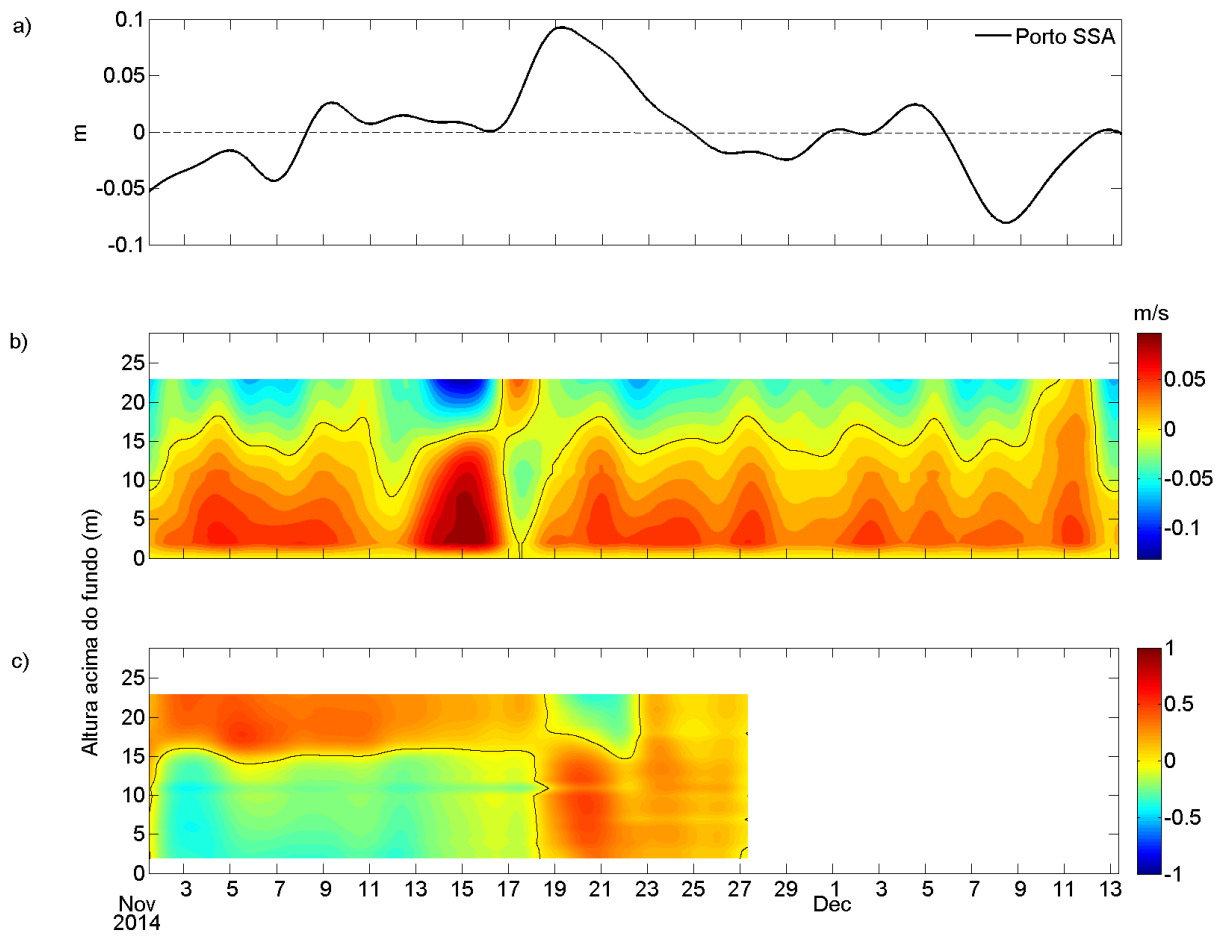


Figura 38- Nível subinercial do Porto de Salvador (Porto SSA) (a), perfil vertical do V_{BOV} (b) e a correlação existente entre a e b (c), para A2.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O canal principal de escoamento de água da BTS apresentou padrões espaciais de circulação diferentes: um mais próximo da embocadura do estuário (estação A2) e o outro numa região mais interna (estação A3). Contudo, independentemente da localidade, o fluxo foi dominado por maré, sendo que o domínio dos fluxos instantâneos de vazante e enchente alteraram-se entre sizígia e quadratura.

O fluxo não-mareal apresentou variabilidade espacial e temporal, mas não foram encontrados padrões sazonais. Este fluxo esteve estratificado em vários momentos, tendo sido observado na estação mais interna perfis verticais homogêneos em marés de quadratura e perfis estratificados em marés de sizígia. Já para a estação à jusante, a estratificação foi ininterrupta, porém foi verificado um leve enfraquecimento dessa estratificação em situações de quadratura. Assim, estes resultados mostram que os padrões convencionais estuarinos não são representativos para certos tipos de estuários, pois, como visto, situações de sizígia podem reforçar ou gerar estratificação vertical do fluxo residual.

Segundo a estrutura de fluxo não-mareal observada, indica-se que a entrada da BTS tende a importar MPS e dissolvidos pelo fundo e exportar pela superfície com intensidade dos fluxos modulados pelas fases de sizígia e quadratura.

A batimetria do canal onde foram instalados os fundeios dos correntômetros aparentemente foi um fator importante no resultado do perfil vertical do fluxo não-mareal observado. Mesmo se tratando do canal principal de escoamento, as ramificações mais rasas dificultaram a penetração de água mais densa e desfavoreceram o estabelecimento da circulação gravitacional.

Houve boa correlação entre as oscilações do vento subinercial e as correntes não-mareais. A correlação indicou que os ventos induziram o movimento do fluxo na mesma direção que sopravam, nas camadas mais superficiais, e possivelmente induziram o movimento no fundo, no sentido contrário. Esse efeito foi mais proeminente na porção mais interna da baía (estação A3) com os ventos subinerciais de sudeste.

Como limitações do trabalho, aponta-se:

1- A camada verdadeiramente superficial da coluna d'água não foi analisada, assim não se pôde investigar o que de fato ocorre na superfície;

2- As estações meteorológicas M4 (INMET) e M5 (CPTEC/INPE) estão fora da BTS e não se sabe de forma consistente se para o campo de ventos de dentro da BTS, estas estações são realmente representativas;

3- As análises de nível não incluíram as oscilações do barômetro invertido;

4- Os valores do fluxo baroclínico devem ser vistos com cautela, pois o coeficiente de difusão turbulenta do fluxo representa um valor médio para cada trecho.

Entretanto esse coeficiente é altamente variável e é um importante elemento na equação do cálculo do fluxo baroclínico.

Como sugestão para futuras investigações, coloca-se:

1- Execução de perfis de salinidade (ou densidade) simultâneos às medições de fluxo poderão contribuir para melhor investigação da estratificação do perfil vertical das velocidades do fluxo não-mareal associada às marés de sizígia;

2- Valores instantâneos do coeficiente de difusão turbulenta ou médias em intervalos mais curtos de tempo poderiam ser calculados para uma melhor determinação do fluxo baroclínico;

3- Como foi verificada presença do fluxo secundário na entrada da baía capaz de reorientar as elipses de maré, sugere-se que este fluxo não deva ser negligenciado principalmente para o entendimento dos processos de mistura no canal;

4- As variabilidades espaciais poderão ser melhores estudadas com séries contínuas e extensas de dados observacionais em diferentes pontos com profundidades diferentes, não só no canal principal de escoamento do fluxo de água.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ÁVILA, R. A. 2013. Distribuição do material particulado em suspensão e suas inter-relações com diferentes propriedades no estuário de Lagoa dos Patos. Dissertação (Mestrado em oceanografia física, química e geológica). – Instituto Oceanográfico, Universidade Federal do Rio Grande – UFRG, Rio Grande, Rio Grande do Sul – RS, pp. 91.
- BENEVIDES, D. C. A.; DIAS, F. J. S.; ALFREDINI, P.; MIRANDA, L. B. 2011. Análise do padrão de correntes do estuário do rio Itajaí-Açú nas proximidades do canal de acesso à região portuária durante o inverno de 2008. V Simpósio Brasileiro de Oceanografia – V SOB – Santos SP, pp. 6.
- CAVALCANTE, S. L. S. 2010. Estudo da Influência da Dinâmica da Plataforma Continental nas Baías da Ilha Grande e Sepetiba Via Aninhamento de Modelo Numérico Costeiro a Modelo Numérico Oceânico. Tese (Doutorado). - UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, pp.129.
- CIRANO, M.; LESSA, G. C. 2007. Oceanographic characteristics of Baía de Todos os Santos. Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, v. 25, p. 363-387.
- CHANT, R. J. 2010. Estuarine secondary circulation. In: A. Valle-Levinson. Contemporary Issues in Estuarine Physics. Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2010, p. 100-124.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 2009. Geologia. In: Vanessa Hatje; Jailson B. de Andrade. (Org). Baía de Todos os Santos: Aspectos Oceanográficos. Ed. Salvador: EDUFBA, 2009, p. 25-66.
- DUCHON, C. E. 1979. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. Journal of Applied Meteorology, v. 18, p. 1016-1022.
- DYER, K. R. 1973. Estuaries: A Physical Introduction. London, Wiley, pp. 140.
- DYER, K. R.; TAYLOR, P. A. 1973. A Simple, Segmented Prism Model of Tidal Mixing in Well-mixed Estuaries. Estuar. Coast. Mar. Sci, p. 411-418.
- FRIEDRICHS, C. T.; AUBREY, D. G. 1988. Non-linear Tidal Distortion in Shallow Well-mixed Estuaries: a Synthesis. Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 27, p. 521-545.
- FRIEDRICHS, C. T. 2010. Barotropic tides in channelized estuaries. In: A. Valle-Levinson. Contemporary Issues in Estuarine Physics. Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2010, p. 27-61.
- FOFONOFF, P.; MILLARD, R. C. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Unesco Tech. Pap. in Mar. Sci., v. 44, pp. 53.
- GENZ F. 2006. Avaliação dos efeitos da Barragem de Pedra do Cavalo sobre a circulação estuarina do Rio Paraguaçu e Baía de Iguape. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 266.
- GEYER, W. R.; SIGNELL, R. P. 1992. A reassessment of the role of tidal dispersion in estuaries and bays. Estuaries, v 15, p. 97-108.
- HATJE, V.; ANDRADE, J. B. 2009. Introdução. In: Vanessa Hatje; Jailson B. de Andrade. (Org). Baía de Todos os Santos: Aspectos Oceanográficos. Ed. Salvador: EDUFBA, 2009, p. 15-23.

- HANSEN, D. V.; RATTRAY, M. J. 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. *Journal of Marine Research*, v 23, p.104–122.
- HOLLOWAY P. E.; SYMONDS G.; NUNES V. A Z. R. 1992. Observations of Circulation and Exchange Processes in Jervis Bay, New South Wales. *Aust. J. Mar. Freshwater Res*, v. 43, p. 1487-515.
- HUZZEY, L. 1988. The lateral density distribution in a partially mixed estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, p. 351-358.
- INMET Instituto Nacional de Meteorologia. 1992. Climatological Means – 1961 to 1990 Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, pp. 155.
- KJERFVE, B. L. H.; STEVENSON, J. A.; PROEHL.T. H.; CHRZANOWSKI. 1981. Estimation of material fluxes in an estuarine cross-section: A critical analysis of spatial measurement density and errors. *Limnology and Oceanography*, v 26, p. 325-335.
- LESSA G. C.; CIRANO M.; TANAJURA C. A. S.; SILVA R. R. 2009. Oceanografia Física. In: Vanessa Hatje; Jailson B. de Andrade. (Org). Baía de Todos os Santos: Aspectos Oceanográficos. Ed. Salvador: EDUFBA, 2009, p. 68-119.
- LESSA, G. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; BRICHTA, A. 2000. The tides and tidal circulation of Todos os Santos Bay, Northeast Brasil, a general characterization. *An. Acad. Bras. Cienc.*, v. 73, n. 2, p. 245-261.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 2009. Oceanografia Física. In: Vanessa Hatje; Jailson B. de Andrade. (Org). Baía de Todos os Santos: Aspectos Oceanográficos. Ed. Salvador: EDUFBA, 2009, p. 25-66.
- LESSA, G.; DIAS, K. 2009. Distribuição espacial das litofácies de fundo da Baía de Todos os Santos. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v 1, p. 84-97.
- MILLERO, F. J.; CHEN, C. T.; BRADSHAW, A.; SCHLEICHER, K. 1980. A new high pressure equation of state for seawater" *Deep-Sea Research*, v. 27, p. 255-264.
- MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. 2002. Princípios de oceanografia física de estuários. São Paulo, Edusp, pp. 411.
- MIRANDA, L. B.; KJERFVE, B. 1998. Circulation and mixing due to tidal forcing in the Bertioga Channel, São Paulo, Brazil. *Estuaries*, v. 21, p. 204-214.
- NEVES, F. J. R. C. S. S. 2010. Dynamics and hydrology of the Tagus Estuary: results from in situ observations. Doutorado em Ciências Geofísicas e da Geoinformação, área de concentração em Oceanografia – Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia – Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal, pp. 240.
- NOEMBERG, M.; MARONE, E.; ÂNGULO, R. 2007. Correntes costeiras e transporte de sedimentos nos canais de navegação do estuário da Baía de Paranaguá. *Boletim Paranaense de Geociências*, Editora UFPR, n. 60-61, p. 45-54.
- OLIVEIRA, W. P. 2014. Dinâmica do material particulado em suspensão no eixo principal da Baía de Todos os Santos. Monografia (Graduação em Oceanografia). Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, pp. 46.
- PEREIRA M.; LESSA, G. C. 2009. Varying patterns of water circulation in Canal de Cotegipe, Baía de Todos os Santos. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, p.1-17.

- PERILLO, G. M. E. 1995. Definitions and Geomorphologic Classification of Estuaries. In: *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Chapter 2. Developments in Sedimentology, v 53, p. 17-47.
- PRITCHARD, D. W. 1952. *Estuarine hydrography*. Academic Press, New York. *Advances in geophysics*, (H.E. Landsberg, ed.), v. 1, pp. 243.
- RIBEIRO, C.; WANIEK, J. J.; SHARPLES J. 2004. Observations of the springneap modulation of the gravitational. *Ocean Dynamics*, v. 54, p. 299-306.
- SANTANA, R.; TEXEIRA, C.; LESSA, G. C. 2015. The impact of different forcing agents on the residual circulation in a tropical well mixed estuary: Baía de Todos os Santos, Brazil 13°S. Submitted to *Ocean Dynamics*.
- STACEY, M. T.; BURAU, J. R.; MONISMITH, S. G. 2001. Creation of residual flows in a partially stratified estuary. *Journal of Geophysical research*, v 106, n° C8, p. 17013-17037.
- WIEGEL, R. L. 1964. *Oceanographical Engineering*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Clif., N. J.
- VALLE-LEVINSON, A.; REYES, C.; SANAY, R. 2003: Efects of bathymetry, friction, and rotation on estuary-ocean exchange. *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, p. 2375-2393.
- VERSPECHT, F.; RIPPETH, T. P.; SIMPSON, J. H.; SOUZA, A. J.; BRUCHARD, H.; HOWARTH, M. J. 2009. Residual Circulation and stratification in the Liverpool Bay region of freshwater influence. *Ocean Dynamics*, v. 59, p. 765-779.
- VILELA, C. P. X. 1992. *Investigação sobre o efeito do vento na circulação da Baía de Guanabara*. Dissertação de mestrado (Mestrado em engenharia oceânica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Engenharia oceânica – COPPE, Rio de Janeiro – RJ, pp. 65.
- XAVIER, A. G. 2002. *Análise hidrodinâmica da Baía de Todos os Santos*. Tese (Doutorado em Engenharia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, pp. 222.

APÊNDICE A - Constantes harmônicas para A3 (Fundo)

Componentes	Frequência	Eixo maior	Eixo menor	Inclinação (cm)	Fase (Graus)	Snr
MM	0,001512	0,01	-0,007	60,36	48,32	5,7
MSF	0,002822	0,013	-0,006	147,47	88,11	3,8
ALP1	0,034397	0,007	-0,002	158,28	118,63	1,2
2Q1	0,035706	0,003	0,002	157,66	49,72	0,32
Q1	0,037219	0,002	0,001	93,93	321,95	0,24
O1	0,038731	0,018	-0,003	125,14	279,23	8,9
NO1	0,040269	0,007	0,001	128,86	104,72	2,5
K1	0,041781	0,021	-0,002	145,78	299,24	10
J1	0,043293	0,01	0,002	119,48	119,98	4,2
OO1	0,044831	0,012	0,005	177,27	201,38	1,6
UPS1	0,046343	0,006	0,005	43,47	6,51	0,54
EPS2	0,076177	0,004	0,001	165,52	285,89	0,42
MU2	0,07769	0,012	-0,007	43,36	284,55	3,1
N2	0,078999	0,036	-0,002	144,45	221,45	14
M2	0,080511	0,242	-0,013	137,16	61,91	790
L2	0,082024	0,01	-0,003	98,13	300,03	4,1
S2	0,083333	0,097	0,014	139,85	49,34	120
ETA2	0,085074	0,007	0,001	132,68	156,82	0,52
MO3	0,119242	0,005	0	38,74	238,12	0,5
M3	0,120767	0,002	-0,001	136,14	97,85	0,16
MK3	0,122292	0,015	0,004	54,09	255,22	7,9
SK3	0,125114	0,01	0,009	138,51	43,86	2
MN4	0,159511	0,006	-0,002	172,75	137,65	1,4
M4	0,161023	0,033	-0,001	132,84	341,45	25
SN4	0,162333	0,005	0,001	102,56	114,51	1,4
MS4	0,163845	0,028	-0,004	141,22	340,61	22
S4	0,166667	0,006	0,001	155,91	49,73	1,2
2MK5	0,202804	0,006	0,003	153,51	161,17	1,3
2SK5	0,208447	0,003	0,001	44,07	161,9	0,3
2MN6	0,240022	0,004	-0,002	10,42	44,15	0,52
M6	0,241534	0,007	-0,001	165,16	70,91	1,5
2MS6	0,244356	0,009	0,002	148,61	12,91	2,6
2SM6	0,247178	0,005	0,002	11,79	42,5	0,72
3MK7	0,283315	0,009	0,001	0,83	165,33	3,6
M8	0,322046	0,008	0,001	4,72	43,36	3,3

APÊNDICE B - Constantes harmônicas para A2 (Fundo)

Componentes	Frequência	Eixo maior	Eixo menor	Inclinação (cm)	Fase (Graus)	Snr
MM	0,001512	0,02	0,001	169,92	341,01	1,1
MSF	0,002822	0,03	0,004	161,46	155,27	2,7
ALP1	0,034397	0,005	-0,001	78,64	67,08	2,6
2Q1	0,035706	0,007	0	140,99	332,98	2,4
Q1	0,037219	0,008	-0,001	92,5	47,48	8,3
O1	0,038731	0,019	0,005	102,16	252,39	32
NO1	0,040269	0,001	0	18,59	331,78	0,4
K1	0,041781	0,022	0,002	110,58	302,04	59
J1	0,043293	0,005	0,004	152,27	186,88	1,4
OO1	0,044831	0,011	0	168,13	191,28	2,1
UPS1	0,046343	0,008	0,004	136,01	82,08	2,5
EPS2	0,076177	0,012	0,001	152,04	251,02	1,7
MU2	0,07769	0,037	0,015	107,43	131,89	16
N2	0,078999	0,083	0,006	90,1	230,55	78
M2	0,080511	0,53	-0,024	91,76	57,2	3400
L2	0,082024	0,012	0	157,03	278,04	1,8
S2	0,083333	0,222	0,001	89,2	45,89	510
ETA2	0,085074	0,01	0,003	107,86	96,48	0,95
MO3	0,119242	0,005	-0,003	94,37	311,1	1,5
M3	0,120767	0,012	0	101,95	110,79	6,4
MK3	0,122292	0,005	0	70,45	305,16	1,3
SK3	0,125114	0,016	-0,002	92,63	357,06	9,7
MN4	0,159511	0,009	0,002	161,89	179,86	3,1
M4	0,161023	0,033	0,019	97,97	279,63	16
SN4	0,162333	0,016	0	124,31	101,14	5,5
MS4	0,163845	0,029	0,003	116,88	344,22	20
S4	0,166667	0,005	0,001	55,25	296,62	0,79
2MK5	0,202804	0,003	0,001	58,52	176,25	1,5
2SK5	0,208447	0,004	-0,001	112,55	41,19	1,9
2MN6	0,240022	0,007	0	175,67	79,78	2,3
M6	0,241534	0,012	-0,005	97,58	340,26	5,9
2MS6	0,244356	0,015	-0,004	124,3	310,15	7,7
2SM6	0,247178	0,009	-0,001	87,25	16,2	2,5
3MK7	0,283315	0,003	-0,001	98,85	273,18	1,1
M8	0,322046	0,006	-0,002	106,81	152,5	2,5

APÊNDICE C - Constantes harmônicas para A3 (Superfície)

Componentes	Frequência	Eixo maior	Eixo menor	Inclinação (cm)	Fase (Graus)	Snr
MM	0,001512	0,014	0	148,51	64,65	2
MSF	0,002822	0,024	0,002	157,07	185,56	6,4
ALP1	0,034397	0,006	-0,003	179,12	283,56	1,5
2Q1	0,035706	0,008	0,002	124,71	329,65	2,1
Q1	0,037219	0,01	-0,002	149,22	52,78	3,9
O1	0,038731	0,017	-0,011	140,67	252,14	9,7
NO1	0,040269	0,005	0,004	169,09	278,54	1,6
K1	0,041781	0,023	-0,013	49,43	22,79	19
J1	0,043293	0,006	0	23,01	240,83	1,8
OO1	0,044831	0,009	-0,001	174,28	140,8	1,5
UPS1	0,046343	0,009	0,003	73,82	223,2	1,8
EPS2	0,076177	0,004	-0,003	123,79	342,34	0,53
MU2	0,07769	0,021	0,003	124,58	136,7	14
N2	0,078999	0,06	0,006	130,57	243,41	120
M2	0,080511	0,354	0,041	134,33	74,07	3500
L2	0,082024	0,007	0,001	10,31	139,81	1,6
S2	0,083333	0,146	0,004	133,98	62,23	570
ETA2	0,085074	0,009	-0,003	167,08	152,02	1,3
MO3	0,119242	0,004	0,003	40,24	202,36	0,95
M3	0,120767	0,01	0,001	122,74	126,61	9,4
MK3	0,122292	0,007	0,002	9,76	38,25	1,5
SK3	0,125114	0,011	-0,004	163,74	344,81	3,6
MN4	0,159511	0,011	0,001	148,49	56,46	3,7
M4	0,161023	0,035	0,003	145,07	268,35	45
SN4	0,162333	0,008	0,001	136,97	64,34	2,4
MS4	0,163845	0,015	-0,003	149,21	330,91	7,6
S4	0,166667	0,009	0	151,85	279,78	2
2MK5	0,202804	0,004	0	118,18	284,34	1,3
2SK5	0,208447	0,007	0	12,35	231,07	1,7
2MN6	0,240022	0,003	0	36,12	232,7	0,83
M6	0,241534	0,007	0,002	90,77	91,84	2,8
2MS6	0,244356	0,004	-0,001	58,83	81,81	1,7
2SM6	0,247178	0,004	0,001	36,42	252,27	1,4
3MK7	0,283315	0,008	-0,001	62,73	347,2	2,9
M8	0,322046	0,004	0,001	25,75	228,63	1,4

APÊNDICE D - Constantes harmônicas para A2 (Superfície)

Componentes	Frequência	Eixo maior	Eixo menor	Inclinação (cm)	Fase (Graus)	Snr
MM	0,001512	0,033	-0,01	83,97	184,14	1,3
MSF	0,002822	0,034	0	59,21	354,24	2,7
ALP1	0,034397	0,006	0,004	84,03	91,66	0,83
2Q1	0,035706	0,01	-0,009	98,84	253,91	2,4
Q1	0,037219	0,011	0,001	94,58	349,1	2,7
O1	0,038731	0,025	0,003	85,02	255,36	14
NO1	0,040269	0,003	0,002	142,54	68,23	0,69
K1	0,041781	0,028	0,008	67,57	318,92	17
J1	0,043293	0,004	0	64,79	262,36	0,63
OO1	0,044831	0,021	-0,006	138,81	40,58	4,6
UPS1	0,046343	0,009	0	36,38	106,74	1,3
EPS2	0,076177	0,01	0,006	85,83	42,4	1,7
MU2	0,07769	0,019	-0,009	9,33	134,92	5,4
N2	0,078999	0,125	-0,013	86,07	224,3	120
M2	0,080511	0,795	-0,011	90,62	63,92	3500
L2	0,082024	0,013	0,001	81,65	230,35	1,8
S2	0,083333	0,316	-0,016	89,72	47,1	680
ETA2	0,085074	0,011	0,005	52,88	241,83	0,83
MO3	0,119242	0,013	-0,001	79,53	22,82	1,9
M3	0,120767	0,014	0	71,91	102,63	3,1
MK3	0,122292	0,006	-0,002	134,33	346,94	0,8
SK3	0,125114	0,019	0,001	82,57	14,4	3,3
MN4	0,159511	0,008	-0,003	105,49	41,19	0,58
M4	0,161023	0,034	-0,001	63,34	264,95	8,8
SN4	0,162333	0,009	0,006	73,87	137,1	0,8
MS4	0,163845	0,041	0,004	93,07	344,14	7,9
S4	0,166667	0,01	-0,005	130,12	271,42	1,1
2MK5	0,202804	0,005	0,001	103,94	246,66	0,85
2SK5	0,208447	0,006	0	98,41	124,59	1,1
2MN6	0,240022	0,007	0,003	135,58	230,44	1,7
M6	0,241534	0,012	-0,003	153,83	46,88	5,7
2MS6	0,244356	0,022	-0,003	114,09	50,61	6,8
2SM6	0,247178	0,01	-0,001	83,97	342,52	1,5
3MK7	0,283315	0,004	-0,002	124,72	271,2	0,96
M8	0,322046	0,004	0	103,3	120,48	1,1