



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE OCEANOGRAFIA**

Maria Luíza Belmonte Bulcão de Matos

O impacto do vento na circulação da Baía de Todos os Santos (BTS)

Salvador
2022

Maria Luíza Belmonte Bulcão de Matos

O impacto do vento na circulação da Baía de Todos os Santos (BTS)

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

2022

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer principalmente a minha família, pais, irmãs, irmão, cunhado e namorado que sempre me apoiaram e ajudaram a trilhar esse caminho turbulento que é a universidade.

Em especial, quero agradecer ao professor Guilherme Lessa por ter me oferecido a primeira oportunidade de trabalhar em um projeto de iniciação científica, o qual acabou virando o próprio trabalho de conclusão de curso, e por ter me feito enxergar a oceanografia do melhor ângulo possível com todo seu conhecimento e dedicação, o que me fez perceber que estou no caminho certo.

Aos meus colegas do curso, gostaria de agradecer por terem tornado as aulas e os estudos mais leves. Em especial para os sobreviventes das turmas de 2018 e 2019 que estavam sempre me ajudando e acreditando em mim.

Além de Lessa, outras pessoas foram muito importantes para a realização deste trabalho, então também gostaria de agradecer Lucas Fonseca e André Brandão por terem me ensinado a base do que eu precisei para iniciar o trabalho, Alessandro Prantoni por deixar os embarques sempre divertidos e Bárbara Regina por ser minha parceira do começo ao fim, dentro e fora do laboratório.

Agradeço a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado da Bahia (FAPESB), pelo apoio financeiro entre os anos de 2019 e 2021, quando foi iniciado este trabalho.

RESUMO

Este trabalho investiga o efeito da ação dos ventos na circulação média em alguns setores da Baía de Todos os Santos (BTS), com base em séries temporais, coletadas entre 2019 e 2022. Trabalhos anteriores realizados com base em modelagem numérica sugerem que a circulação residual na metade superior da coluna d'água (10 a 20 m de profundidade) é afetada pelos ventos. Dados de velocidade e direção do vento registrados pelo METAR localizado no aeroporto de Salvador e registros de corrente obtidos com perfiladores acústicos (ADCPs) mostram que o vento gera um deslocamento médio de para dentro da baía nos 4 m superiores da coluna d'água aproximadamente, o que acaba por induzir uma estrutura de circulação média estratificada em três camadas em boa parte da BTS. O efeito do vento está ausente ou enfraquecido próximo da margem leste da baía, onde, em função da pequena extensão do espelho d'água exposto sua ação é menos efetiva. As velocidades médias e máximas da corrente média superficial causada pelo vento foram de 0,08 m/s e 0,44 m/s respectivamente, sendo estas relacionadas a velocidades média de vento de aproximadamente 4 m/s. Para uma avaliação preliminar da relevância do transporte de água pelo vento, considerou-se uma área de acordo com a média da profundidade de estratificação e da camada limite calculada para cada estação. A estação com maior descarga para dentro da baía esta na ordem de $2,19 \times 10^3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, onde a descarga gerada pelo Rio Paraguaçu, principal rio da BTS, que tem uma vazão média de $62,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, sendo que a área da BTS é de 1223 km^2 e a analisada para vazão mencionada é de $0,02 \text{ km}^2$. Podendo concluir que o vento tem grande importância na movimentação da camada superior da água e o vento ajuda a regular as descargas líquidas mensais de água ao longo do ano para dentro da BTS.

Palavras chave: Baía de Todos os Santos, Tensão do vento, Correntes marinhas

ABSTRACT

This work investigates the effect of wind action on the mean circulation in some sectors of Todosos Santos Bay (BTS), based on time series collected between 2019 and 2022. Previous works were based on numerical modeling suggest that the residual circulation in the upper half of the water column (10 to 20 m deep) it is affected by winds. Wind speed and direction data from the METAR station at Salvador airport and current records obtained with acoustic profilers (ADCPs) show that the wind generates an average inward displacement of the bay in the upper 4 m of the water column approximately, which ends up inducing a medium circulation structure stratified in three layers in part of the BTS. The effect of the wind is absent or weakened near the east bank of the bay, where, due to the small extent of the exposed water surface, its action is less effective. The average and maximum velocities of the average surface current caused by the wind were 0.08 m/s and 0.44 m/s respectively, which are related to average wind speeds of approximately 4 m/s. For a preliminary assessment of the relevance of water transport by wind, an area was considered according to the average stratification depth and boundary layer calculated for each station. The station with the highest discharge into the bay is in the order of $2.19 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The discharge generated by the Paraguaçu River, the main river of the BTS, has an average flow of $62.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, the area of the BTS is 1223 km^2 and the one analyzed for the aforementioned flow is 0.02 km^2 . It can be concluded that the wind is of great importance in the movement of the upper layer of water and the wind helps to regulate the monthly net discharges of water throughout the year into the BTS.

Keywords: Current, wind, BTS.

1 Sumário

1.	INTRODUÇÃO:	10
2.	ÁREA DE ESTUDO	12
3.	METODOLOGIA	14
4.	RESULTADOS	18
4.1	Correntes	18
4.2	Vento e profundidade de da estratificação superficial	22
4.2.1	Determinação da camada limite do vento	25
4.3	Descarga da camada superficial	28
5.	DISCUSSÃO	29
6.	CONCLUSÃO	31
7.	REFERÊNCIAS	32

ÍNDICES DE FIGURAS

Figura 1: Modelo conceitual do campo estuarino de densidade e sua resposta à ação do vento. Fonte: Scully et al. (2005) adaptado.	10
Figura 2: Mapa de localização da Baía de Todos os Santos, com marcação dos pontos das estações de estudo.	14
Figura 3: Imagem ilustrativa dos ADCPs fundeados na BTS.	15
Figura 4: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e da inferior a componente infra-mareal das correntes na estação #1. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.	19
Figura 5: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal das correntes na estação #3. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.	19
Figura 6: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal das correntes na estação #4. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.	20
Figura 7: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal das correntes na estação #6. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.	21
Figura 8: O gráfico superior apresenta a série temporal da Variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior apresenta a da componente infra-mareal das correntes na estação #7. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.	21
Figura 9: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior apresenta a da componente infra-mareal das correntes na estação #8. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.	22
Figura 10: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal	

das correntes na estação #9. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.....	22
Figura 11: Os gráficos apresentam as velocidades e direções do vento, onde ventos positivos (negativos) indicam direções para dentro (fora) do canal, e apresentam as correlações entre magnitudes dos ventos com as decorrentes ao longo de toda coluna d'água onde valores positivos (negativos) indicam magnitudes em fase (fora de fase) em toda a coluna d'água com o eixo Y em profundidade adimensional, para as estações #1, #3, #4 e #7.....	23
Figura 12: Os gráficos apresentam as velocidades e direções do vento, onde ventos positivos (negativos) indicam direções para dentro (fora) do canal, e apresentam as correlações entre magnitudes dos ventos com as decorrentes ao longo de toda coluna d'água onde valores positivos (negativos) indicam magnitudes em fase (fora de fase) em toda a coluna d'água com o eixo Y em profundidade adimensional, para as estações #6, #8 e #9.....	24
Figura 13: Serie temporal para a componente longitudinal da velocidade do vento (azul) e profundidade estratificação (vermelho) nas estações #1, #3, #6, #7, #8 e #9.....	25
Figura 14: Gráfico superior apresenta a variação temporal da velocidade da componente longitudinal do vento medida no aeroporto. O gráfico intermediário apresenta a variação temporal da densidade superficial na estação #3. O gráfico inferior apresenta a variação temporal dos valores de corrente na estação #3.....	26
Figura 15: Gráfico superior apresenta a variação temporal das velocidades de vento obtidas nas estações do Aeroporto, Ilha dos Frades e Ilha de Itaparica, alinhadas com a orientação do canal na estação #3. Gráfico inferior apresenta as séries filtradas em 53h.	27
Figura 16: Perfis verticais médios da velocidade da componente da corrente alinhada com o canal para o período de 8 a 19 de janeiro de 2020, resultante da forçante gravitacional (azul) tensão do vento superficial (vermelho) e a composição resultante das duas forçantes.....	28
Figura 17: Mapa da BTS indicando os transectos de largura dos canais próximos a cada estação usada para os cálculos de vazão	29

Índice de tabela

Tabela 1: Velocidade sazonal do vento em três estações metrológicas, sendo duas dentro da	13
Tabela 2: Dados de medição e programação dos correntômetros em cada estação de estudo.	16
Tabela 3: Dados para cálculo de vazão para cada estação de estudo.....	28

1. INTRODUÇÃO:

Estuários são regiões de transição entre o ambiente continental e o marinho, sendo influenciados pela vazão fluvial e por processos oceanográficos e atmosféricos locais e remotos. As trocas de água, e materiais carreados, entre os estuários e os oceanos são promovidas principalmente por fluxos médios forçados por gradientes de pressão associados a variações espaciais de densidade da água (gradiente baroclínico de pressão) e da inclinação da superfície líquida (gradiente barotrópico de pressão) (Miranda et al., 2002). Uma das forçantes do estabelecimento de um gradiente barotrópico é o vento local, que através do cisalhamento gera transporte residual que causa desníveis na superfície líquida e o estabelecimento de fluxos reversos de compensação (Schroeder and Wiseman 1986).

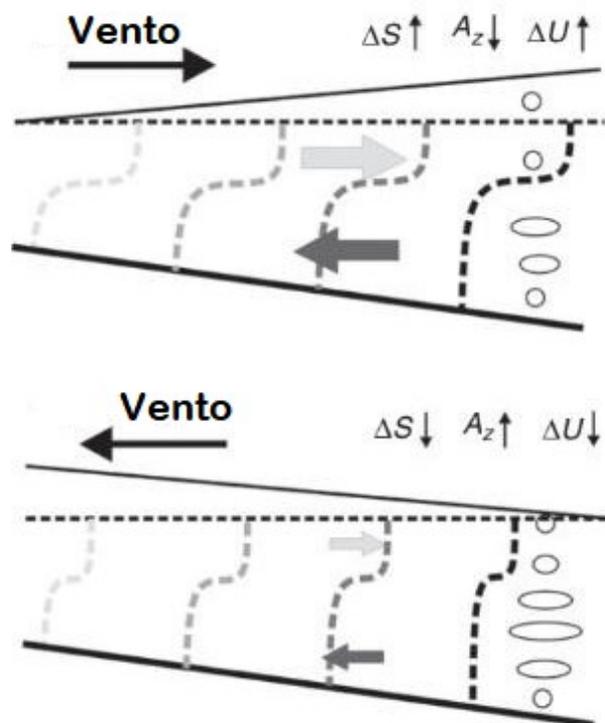


Figura 1: Modelo conceitual do campo estuarino de densidade e sua resposta à ação do vento. Fonte: Scully et al. (2005) adaptado.

As correntes causadas pelo vento interagem com demais fluxos de natureza barotrópica e baroclínica, e são capazes de modular o escoamento médio estuarino. Xie e Li (2018), a partir de dados observados e simulados, mostram como o vento interfere na circulação gravitacional na baía de Chesapeake. A estratificação do fluxo diminui ou desaparece quando os ventos sopram para dentro do estuário contrapondo-se ao escoamento superficial direcionado para fora do estuário. A estratificação, por outro lado, aumenta com ventos soprando estuário abaixo, acelerando o escoamento superficial em direção ao mar. Scully (2005) mostrou, com dados observados, a influência do vento na espessura da camada de mistura e profundidade da pycnoclina, sendo a estratificação vertical diminuída com a maior intensidade do vento soprando para dentro do estuário.

Geyer (1997) utilizando dados observacionais, investigou a importância da tensão do vento na estrutura de salinidade, circulação e tempo de residência em estuários rasos (2,5 metros de profundidade). Foi observado que a ação do vento além de interferir na circulação de toda a coluna d'água, também pode modificar a estrutura de salinidade. Elliott (1978) analisou, também com de dados observacionais, estrutura das correntes no estuário do rio Potomac em três profundidades diferentes (3.05 m, 7,6m e 12,20m). Verificou-se que o vento atuou diretamente na camada superficial (até 3.05 m), e que quando soprando estuário abaixo, forçou o escoamento superficial para fora do estuário, reduzindo o nível médio, e causando um fluxo de retorno mais forte nas camadas mais profundas. Por outro lado, ventos soprando para dentro do estuário reverteram a circulação estuarina, forçando um escoamento superficial para dentro do estuário e um fluxo em direção ao oceano nas camadas inferiores.

Estudo realizado por Coogan e Dzwonkowski (2017) analisou, através de dados observados, as condições de estratificação da salinidade no estuário de Mobile Bay com profundidade máxima de 6 m. O estudo mostrou que apesar da descarga do rio ser a forçante predominante para causar a estratificação do fluxo médio, o vento desempenhou um papel importante quando a descarga fluvial esteve baixa, forçando o escoamento no terço superior da coluna d'água.

No Brasil as poucas investigações do efeito do vento na circulação estuarina utilizaram a modelagem numérica. Xavier (2002) mostrou que o vento na Baía de Todos os Santos (BTS), em uma estação com profundidade de 21,5 metros, deve influenciar a

circulação nos primeiros 40% da coluna d'água (8,6 metros) na entrada da BTS, induzindo correntes de até aproximadamente 0.2 m/s. Santana et. al. (2008) mostrou, também através de modelagem numérica, que correntes superficiais geradas pelos ventos causam uma sobrelevação da superfície da água dentro da BTS, a qual gera um gradiente de pressão que força correntes de retorno junto ao fundo. Situação semelhante foi observada também por Castelão e Moller (2003) em simulações numéricas da circulação na Lagoa dos Patos.

Nestes últimos anos um sólido conjunto de dados correntométricos com perfiladores de corrente por efeito Doppler foram obtidos em várias localidades na Baía de Todos os Santos (BTS). O presente trabalho objetiva investigar o efeito do vento na circulação média da BTS analisando longas séries temporais, visando identificar as regiões da baía onde o efeito do vento é observado na camada superficial, poder determinar a profundidade de atuação da circulação induzida pelo vento. Será possível também através destes dados, investigar analiticamente a espessura da camada limite gerada pelo vento e calcular a descarga potencial na camada limite superficial.

2 ÁREA DE ESTUDO

De acordo com Hatje e Bittencourt (2009) a BTS é uma grande baía localizada nas bordas da terceira maior cidade brasileira, Salvador, capital da Bahia onde há 3,5 milhões de habitantes. Possui uma área de 1.233 km², sendo a terceira maior baía do Brasil (Lessa et. al. 2018)

A BTS é um estuário positivo, com circulação gravitacional bem estabelecida (Lessa et al. 2009; Perreira e Lessa, 2009). Tem como principais cursos fluviais os rios Paraguaçu, Jaguaripe e Subaé (Figura 2: Mapa de localização da Baía de Todos os Santos, com marcação dos pontos das estações de estudo.). O Rio Paraguaçu, principal contribuinte da BTS, é represado pela Usina Hidroelétrica da Pedra do Cavalo, 15 km à montante de sua foz, seguido pelos rios Jaguaripe e Subaé e de pequenos cursos d'água periféricos. A vazão média do rio Paraguaçu é de 92,5 (m³/s), mas com considerável sazonalidade dado o regime pluviométrico nas cabeceiras, onde o pico de precipitação ocorre no verão e o período seco no outono/inverno.

A onda de maré semidiurna é amplificada e distorcida para dentro da baía, com alturas sendo acrescidas em mais de 1 m na Baía de Iguape em marés de sizígia (Cirano

e Lessa, 2007). As correntes de maré na BTS estabelecem um fluxo é unidirecional na coluna d'água com magnitudes variando entre 0,6 m/s e 2 m/s, ocorrendo próximo a Salvador e ao canal de Madre de Deus (Cirano e Lessa 2007). As maiores intensidade de corrente ocorrem nas marés de vazante e principalmente na superfície (Xavier, 2002).

Tabela 1: Velocidade sazonal do vento em três estações metrológicas, sendo duas dentro da BTS (Frades e Itaparica) e uma fora (Aeroporto).

Velocidade do Vento (m/s)											
Aeroporto				Itaparica				Frades			
Verão		Inverno		Verão		Inverno		Verão		Inverno	
Med.	Máx.	Med.	Máx.	Med.	Máx.	Med.	Máx.	Med.	Máx.	Med.	Máx.
4.28	9.3	3.95	9.3	4.63	18.72	4.53	13.06	4.45	10.8	-	-

Os ventos fora da BTS variam entre ENE no verão e ESE no inverno (Servain et al.,1996) com velocidade máxima registrada no METAR do aeroporto de Salvador, em 2015 de 9.3m/s. Dentro da baía os ventos sofrem uma aceleração e um desvio em sentido horário, simulando um giro ciclônico (Cirano e Lessa, 2007), condicionados pela orografia local que serve de barreira física, tendo velocidades máximas dentro da baía variando entre 10 m/s e 18 m/s para o mesmo período.

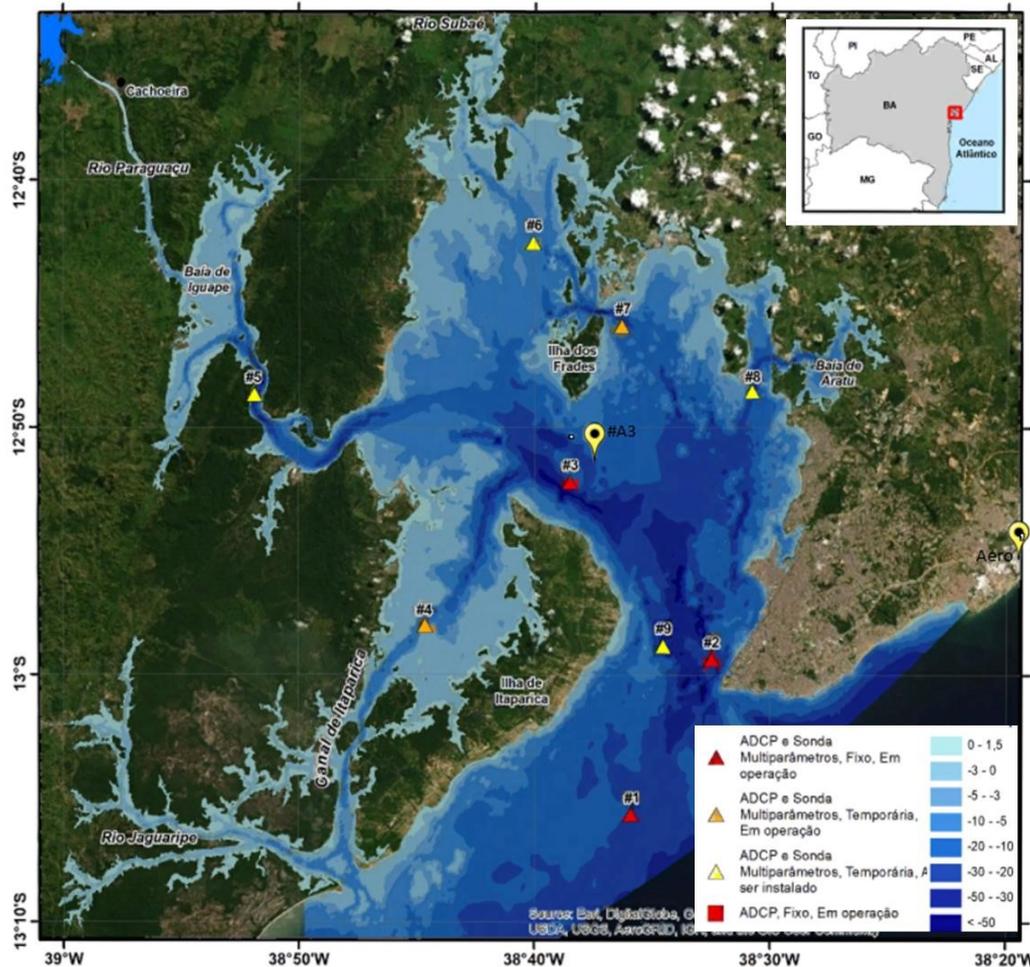


Figura 2: Mapa de localização da Baía de Todos os Santos, com marcação dos pontos das estações de estudo.

2. METODOLOGIA

Registros de corrente foram obtidos com perfilador acústico de correntes (ADCP) Sontek Argonauta XR, com frequência de 750 KHz em sete estações (#1, #3, #4, #6, #7, #8 e #9 –Figura 2) cujos detalhes estão relacionados na *Tabela 2*. Os instrumentos foram fundeados com o auxílio de estruturas fixas de concreto (Figura 3). As estações #St1 e #St3 são estações permanentes, com dados resgatados em vários intervalos mensais. Já as demais estações são ocupadas por períodos de tempo variando de 30 a 45 dias (Figura 2).



Figura 3: Imagem ilustrativa dos ADCPs fundeados na BTS.

Os instrumentos foram configurados para pro-mediar 2 minutos de leitura (à uma frequência de 1 Hz) em intervalos de 10 minutos, resolvendo 10 camadas verticais regularmente espaçadas ao longo da coluna d'água. A espessura da camada variou com a profundidade de cada estação, conforme mostra a Tabela 2. Os vetores de velocidade foram rotacionados de modo a alinhá-los ao norte com a orientação do canal de escoamento, sendo os ângulos relativos a cada estação relacionados na Tabela 2. Os vetores rotacionados foram decompostos em componentes paralela (v) e transversal ao canal (u).

Dados de velocidade e direção do vento foram extraídos de estação METAR no Aeroporto Internacional de Salvador (Figura 2), a qual disponibiliza dados em intervalos de 3 horas desde 1996. A direção do vento foi rotacionada em 180° para ajuste a um referencial oceanográfico. Em seguida, assim como para os vetores de corrente, os vetores de vento foram alinhados à orientação principal do escoamento de cada estação para extração dos componentes longitudinal (v) sendo esta paralela ao canal, e transversal (u) sendo a perpendicular ao canal, do fluxo eólico.

Valores de temperatura de água e salinidade foram obtidos com sonda Hydrocat da Seabird fundeados junto a 30 m (junto ao ADCP) e a 5 metros de profundidade. Os registros foram obtidos a partir da promediação de 40 segundos de leituras, feitas a uma frequência de 1Hz em intervalos de 10 minutos.

Tabela 2: Dados de medição e programação dos correntômetros em cada estação de estudo.

Estação	Altura	Nº de células	Espessura da célula	Período de análise	Orientação principal de escoamento
St1	26	10	2,5	Out/2019 – Ago/2022	0°
St3	36	10	3,5	Abr/2019 – Jun/2022	60°
St4	21	10	2	Jan – Ago/2022	-50°
St6	16	10	1,5	Nov – Dez/2019	-10°
St7	16	10	1,5	Abr – Jun/2022	35°
St8	16	10	1,5	Jan – Mar/2020	5°
St9	16	10	1,5	Abr – Jun/2020	0°

Dados hidrográficos e de vento passaram por processo inicial de consistência, com eliminação de dados espúrios e preenchimento de lacunas de dados com, extensão de até 6 horas. De modo a padronizar o intervalo entre dados das séries temporais, os dados de vento foram interpolados para intervalos de 10 minutos. A componente inframareal do fluxo e sub-inercial do vento foi obtida com aplicação e um filtro espectral passa-baixa (lanczos) com frequência de corte de 1/53 horas, relativa ao período inercial para a latitude da BTS.

A profundidade de atuação do cisalhamento do vento na coluna d'água, ou a espessura da camada limite superficial, foi estimada de duas formas: 1) pela análise de correlação entre a componente da velocidade longitudinal (por ser a componente a qual as velocidades de corrente média são mais intensas) do vento e da corrente na coluna d'água, considerando a faixa de profundidades superficiais com correlações positivas, e 2) analiticamente, para a estação #3, através de modelo proposto por Hansen e Rattray (1965) o qual estima a variação vertical da componente de velocidade longitudinal ao canal $u(z)$. Este modelo é baseado em três forçantes sendo elas, o gradiente de pressão baroclínico

$$\frac{1}{48} \frac{g \frac{\delta \rho}{\delta x} h^3}{\rho K} \left(1 - 9 \left(\frac{z}{h} \right)^2 - 8 \frac{z}{h} \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right) \text{Equação 1}$$

a descarga fluvial,

$$\frac{3}{2} u_o \left(1 - \left(\frac{z}{h} \right)^2 \right) \text{Equação 2}$$

e o cisalhamento do vento.

$$\frac{1}{4} \frac{\tau_w h}{\rho K} \left(1 + 4 \frac{z}{h} + 3 \left(\frac{z}{h} \right)^2 \right) \text{Equação 3}$$

A tensão de cisalhamento do vento foi calculada segundo a equação $\tau = \rho c_d |U| |U|$ (Trenberth et al., 1989), onde $\rho = 1.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, U é a velocidade média do vento e c_d o coeficiente de arrasto. A velocidade do vento utilizada foi a da estação metrológica METAR, com correção de velocidade executada a partir de registros de velocidade do vento obtidos em 2014 na ponta sul da ilha dos frades e na ilha de Itaparica, próximo a estação #3. A velocidade média da componente longitudinal do vento na área central da BTS é até 1 m/s maior que as velocidades registradas no aeroporto. O valor de c_d adotado foi de 0,018 de acordo com Curcic e Haus (2020).

No entanto, como este trabalho não estuda a vazão do rio, a equação 2 estará sendo desconsiderada, e a velocidade do escoamento médio na vertical calculada a partir da Equação 4.

$$u(z) = \frac{1}{48} \frac{g \frac{\delta \rho}{\delta x} h^3}{\rho K} \left(1 - 9 \left(\frac{z}{h} \right)^2 - 8 \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right) + \frac{1}{4} \frac{\tau_w h}{\rho K} \left(1 + 4 \frac{z}{h} + 3 \left(\frac{z}{h} \right)^2 \right) \text{Equação 4}$$

Onde g representa a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ ms}^{-2}$), $\frac{\delta \rho}{\delta x}$ é o gradiente de

densidade, h a profundidade da estação, z a profundidade adimensional e K o

coeficiente de viscosidade turbulenta, com o valor de 0,0003 de acordo com Geyer (1997). O gradiente espacial da densidade foi calculado considerando a variação da densidade média vertical entre preamares e baixa-mares sucessivas e a integral da curva

de variação da velocidade média vertical ao longo do mesmo intervalo de tempo, a qual fornece uma estimativa do deslocamento horizontal da massa d'água.

A espessura da camada limite superficial foi estimada também pela profundidade do horizonte de estratificação do fluxo médio dos primeiros metros da coluna d'água nas estações de monitoramento. Foram considerados apenas os momentos onde a componente longitudinal do vento induziu o escoamento da camada d'água superficial contrário à direção de escoamento forçada pelo campo de densidade.

Foi feito o cálculo da descarga líquida gerada pelo vento na superfície (Tabela 3), considerando a velocidade do escoamento, a média entre as profundidade de estratificação calculadas pela relação de correlação vento/corrente (Figura 11Figura 12) e inversão da direção de correntes em profundidade (Figura 13), levando em consideração uma área arbitraria pela a largura da sessão do canal junto à estação de interesse. O resultado foi integrado em algumas seções transversais para avaliação da importância deste escoamento.

3. RESULTADOS

4.1 Correntes

As Figura 4Figura 10apresentam a variação da velocidade do vento e a estrutura vertical da velocidade da componente do fluxo longitudinal ao canal, na banda sub-inercial e inframareal. É observado em todas as estações o padrão estuarino de circulação, com correntes de fundo fluindo para dentro da baía e correntes mais próximas à superfície escoando na direção do mar. Ocorre também, em todas as estações, o estabelecimento de uma delgada camada superficial com fluxo para dentro da baía. Esta camada está quase que permanentemente estabelecida, como nas estações #1, #3, #4, #7 e #9, ou ocorrer de modo transiente como nas estações #6 e #8. As velocidades de fluxo nesta camada superficial são mais intensas que as duas camadas inferiores, podendo ser quatro vezes mais fortes, tanto para dentro quanto para fora do canal.

Através dos gráficos de corrente apresentados nas figuras citadas acima, é possível estimar uma profundidade da estratificação superficial de aproximadamente três a quatro metros de profundidade. Esta profundidade pode ser maior quando o vento

sopra estuário abaixo (valores negativos de velocidade), concordante com o fluxo estuarino superficial, como observado nas Figura 4Figura 5Figura 7quando a estratificação em três camadas desaparece observa-se um forte gradiente de velocidade negativa próximo à superfície.

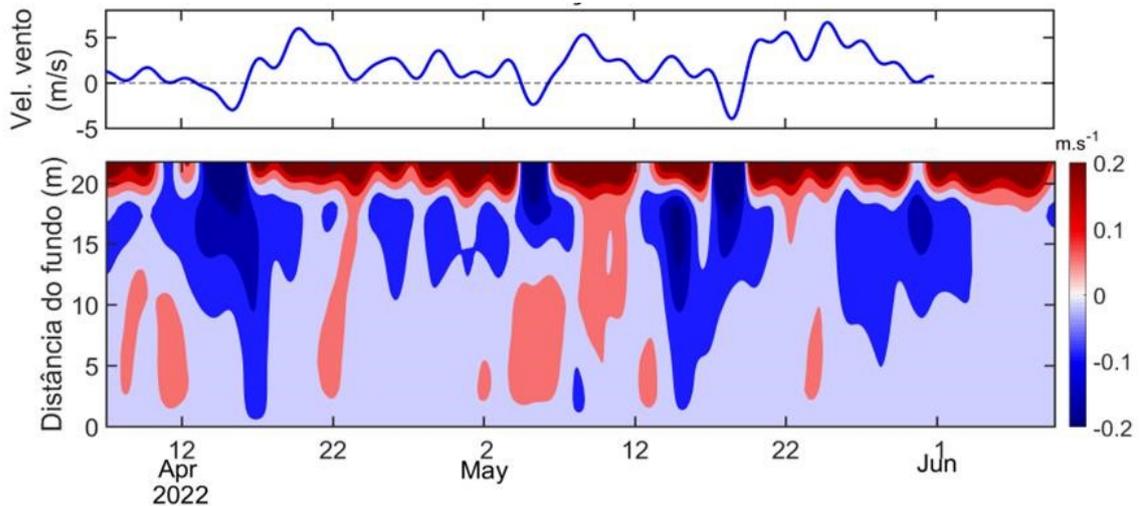


Figura 4: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e do inferior a componente infra-mareal das correntes na estação #1. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

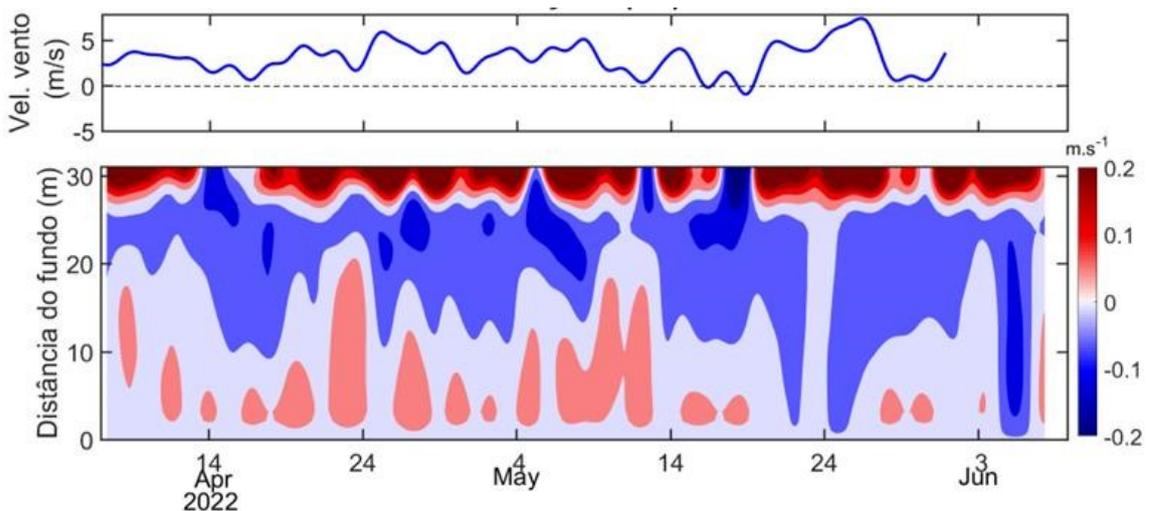


Figura 5: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal das correntes na estação #3. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

É nítido o alto grau de correspondência existente entre a orientação da velocidade do vento e a da camada superficial. Correntes superficiais negativas ocorrem em momentos de velocidades de vento negativas. É observado nas estações #1 #3, #7 e #9 (Figura 4Figura 5Figura 8Figura 10respectivamente), a maior ocorrência de ventos positivos, soprando para dentro do canal, com correntes superficiais também escoando para dentro canal. Nestas mesmas estações também ocorrem inversões abruptas do vento por um pequeno período, que coincidem com inversão na orientação da corrente superficial, onde os mesmos são intensificados e geram uma camada mais espessa para fora do canal ao se juntar com a circulação estuarina da baía. As estações #6 e #8 (Figura 7Figura 9) apresentam frequentes inversões da orientação do fluxo superficial, sempre em fase com as alternâncias da orientação do vento.

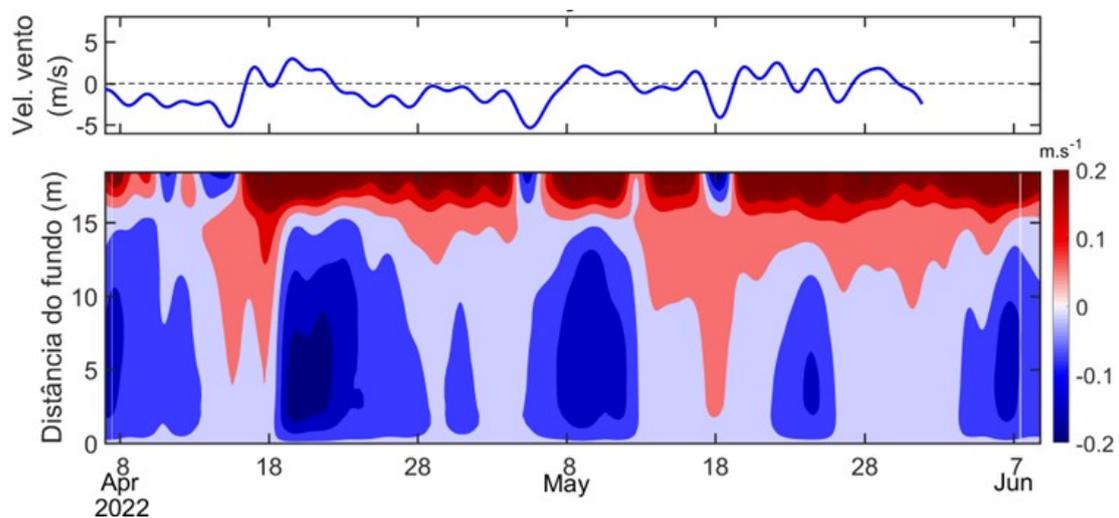


Figura 6: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior da componente infra-mareal das correntes na estação #4. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

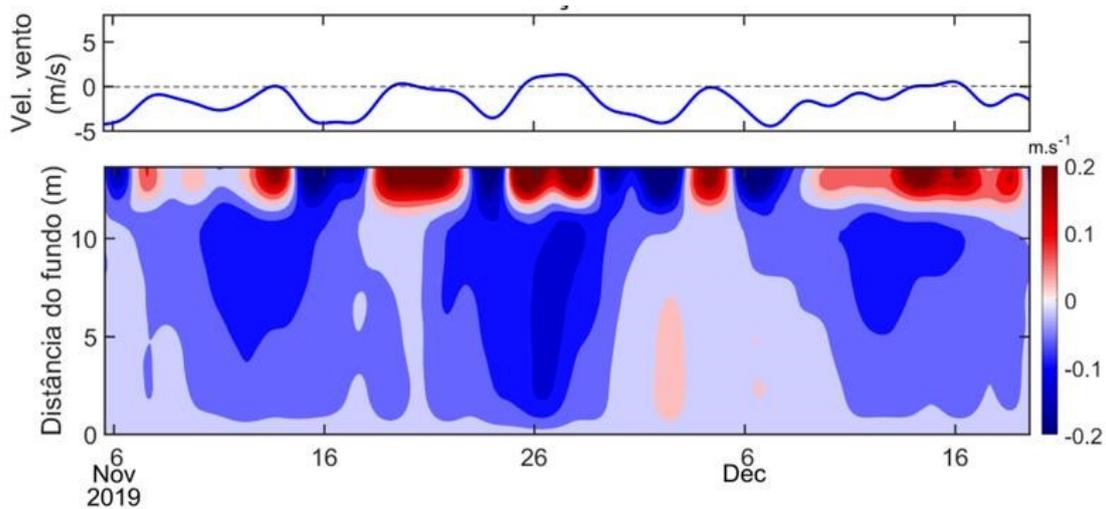


Figura 7: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal das correntes na estação #6. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

A localização e orientação do canal da estação #4 (Figura 6) gera uma circulação estuarina com orientação oposta as demais, com fluxo negativos para dentro do canal e positivos para fora no canal. Neste caso as correntes superficiais estão sendo intensificadas pelos ventos positivos. A inversão da orientação dos ventos apenas consegue inverter os fluxos de superfície quando atingem valores maiores de -3 m/s ; em outras situações velocidades negativas do vento diminuem a velocidade das correntes superficiais e a espessura da camada superficial de escoamento.

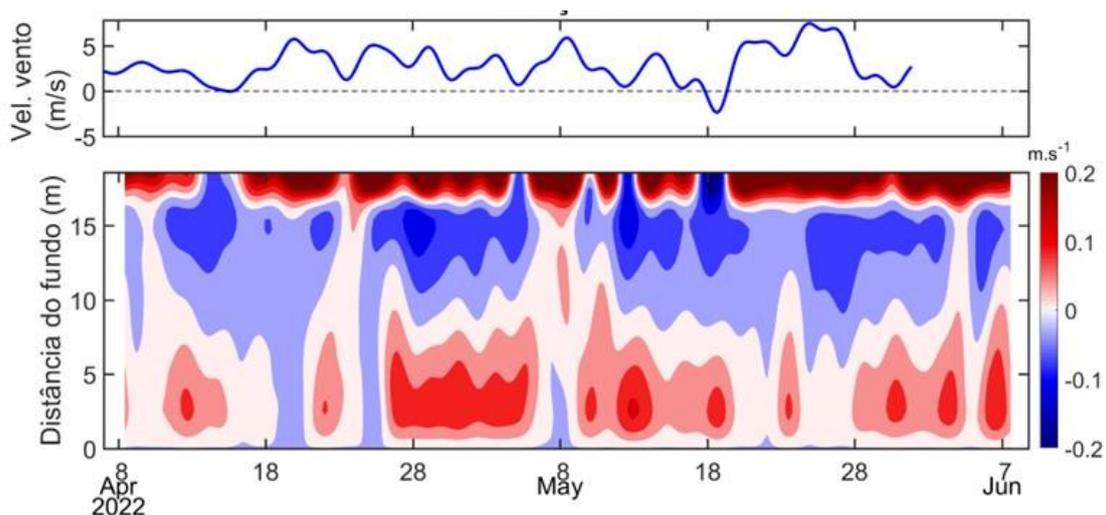


Figura 8: O gráfico superior apresenta a série temporal da Variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior apresenta a da componente infra-mareal das correntes na estação #7. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

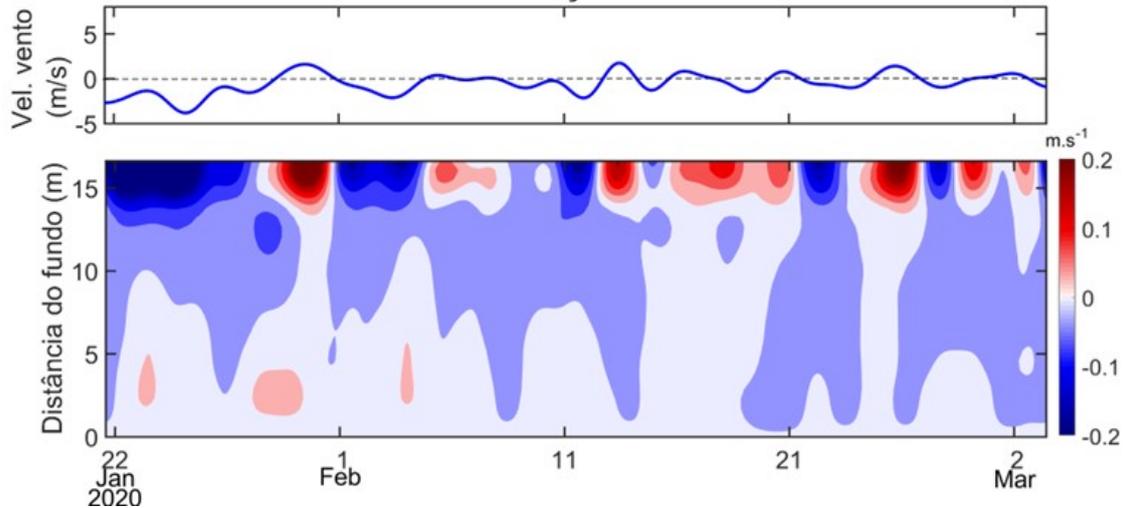


Figura 9: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior apresenta a da componente infra-mareal das correntes na estação #8. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

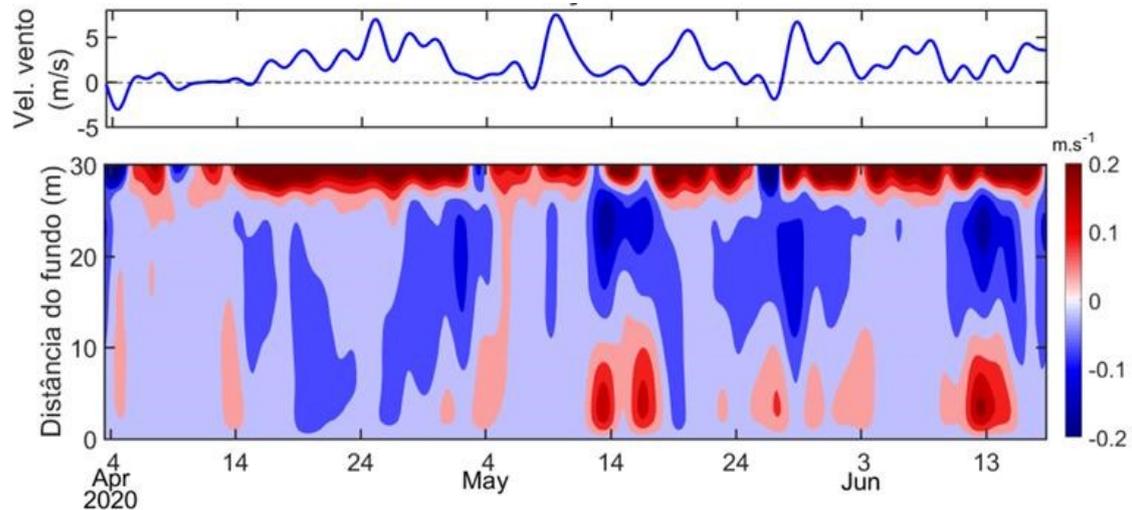


Figura 10: O gráfico superior apresenta a série temporal da variação da velocidade sub-inercial da componente longitudinal do vento e o inferior a da componente infra-mareal das correntes na estação #9. Fluxos positivos (negativos) orientados para dentro (para fora) da baía.

4.2 Vento e profundidade de da estratificação superficial

A Figura 11 apresenta a variação espaço temporal do coeficiente de correlação (r) entre as velocidades das componentes longitudinais ao canal, a do vento e de correntes

para toda a coluna d'água, nas estações #1, #3, #4 e #7, período de abril a maio de 2022. Observa-se a existência de altas correlações positivas na camada superficial nas estações #3, #4 e #7. A estação #1 não apresenta correlação positiva em todo o período para a camada superficial, apresentando alguns períodos com correlações negativas na superfície. Estes períodos estão relacionados a ventos com valores próximos a zero que seguiram ventos com velocidade positiva muito intensos, em torno de 5 a 6 m/s. Sendo assim os mesmos podem não ter tido força suficiente para diminuir a intensidade dos fluxos forçados por ventos anteriores mais intensos. Onde foram estimadas camadas limites para as estações #1, #3, #4 e #7 de aproximadamente 2,6 m, 7,0 m, 2,8 m e 2,8 m respectivamente de acordo com o período apresentado na Figura 10

Para as estações #6 e #8 (Figura 12), as correlações na camada superficial são altamente positivas para todo o período indicado, enquanto a estação #9 apresenta vários períodos com correlações negativas, explicadas por ventos muito fracos e/ou oscilações muito rápidas de direção. Foram estimadas profundidades de estratificação de aproximadamente 2,1 m, 3,5 m e 3,4 m respectivamente para as estações #6, #8 e #9.

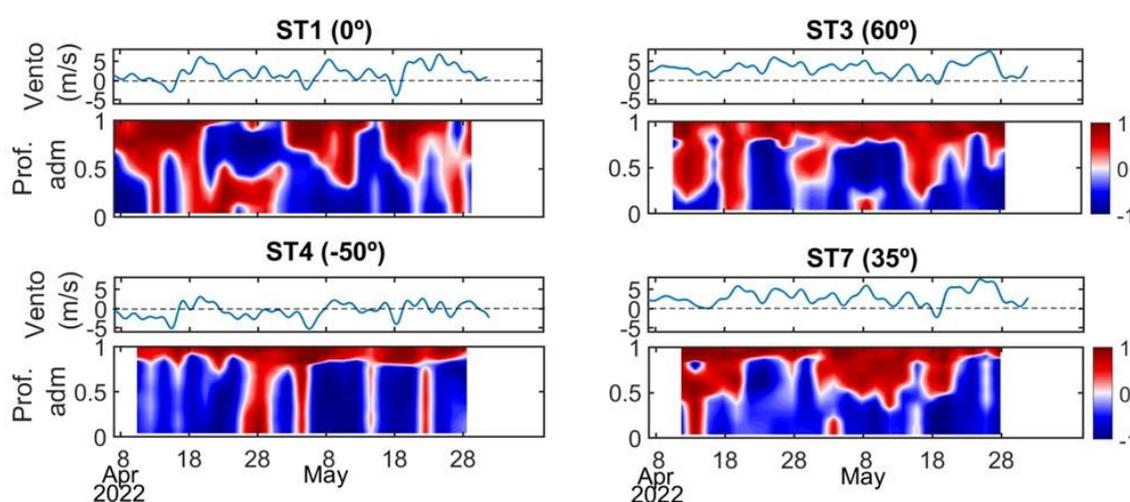


Figura 11: Os gráficos apresentam as velocidades e direções do vento, onde ventos positivos (negativos) indicam direções para dentro (fora) do canal, e apresentam as correlações entre magnitudes dos ventos com as decorrentes ao longo de toda coluna d'água onde valores positivos (negativos) indicam magnitudes em fase (fora de fase) em toda a coluna d'água com o eixo Y em profundidade adimensional, para as estações #1, #3, #4 e #7.

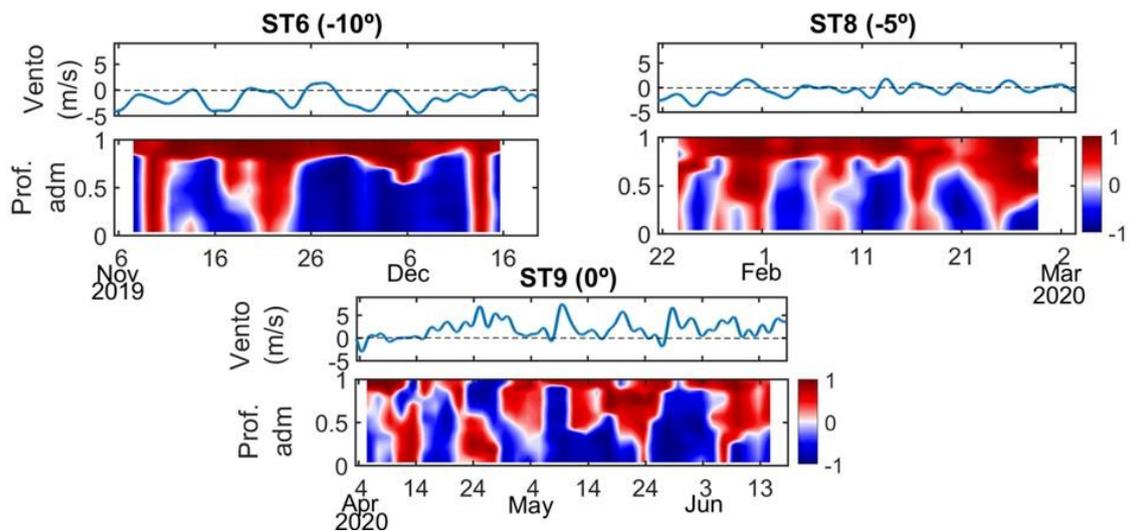


Figura 12: Os gráficos apresentam as velocidades e direções do vento, onde ventos positivos (negativos) indicam direções para dentro (fora) do canal, e apresentam as correlações entre magnitudes dos ventos com as decorrentes ao longo de toda coluna d'água onde valores positivos (negativos) indicam magnitudes em fase (fora de fase) em toda a coluna d'água com o eixo Y em profundidade adimensional, para as estações #6, #8 e #9.

A estratificação na camada superficial do fluxo ocorreu a profundidades máximas de 3,74 m , 5,34 m, 2,34 m, 3,17m, 2,85 m e 5,17 m nas estações #1, #3, #6, #7, #8 e #9 respectivamente, sendo que as maiores profundidades estiveram relacionadas aos momentos de maiores velocidades de vento, como mostra aFigura 13.

As profundidades estimadas da estratificação superficial apresentam diferença significativa, tendo desvios maiores que um metro, onde suas razões (prof. camada limite/prof. estratificação) estão em torno de 0.65 e 1.31, as quais apenas duas estações (#3 e #8) apresentam profundidades de estratificação maiores que a máxima profundidade de estratificação.

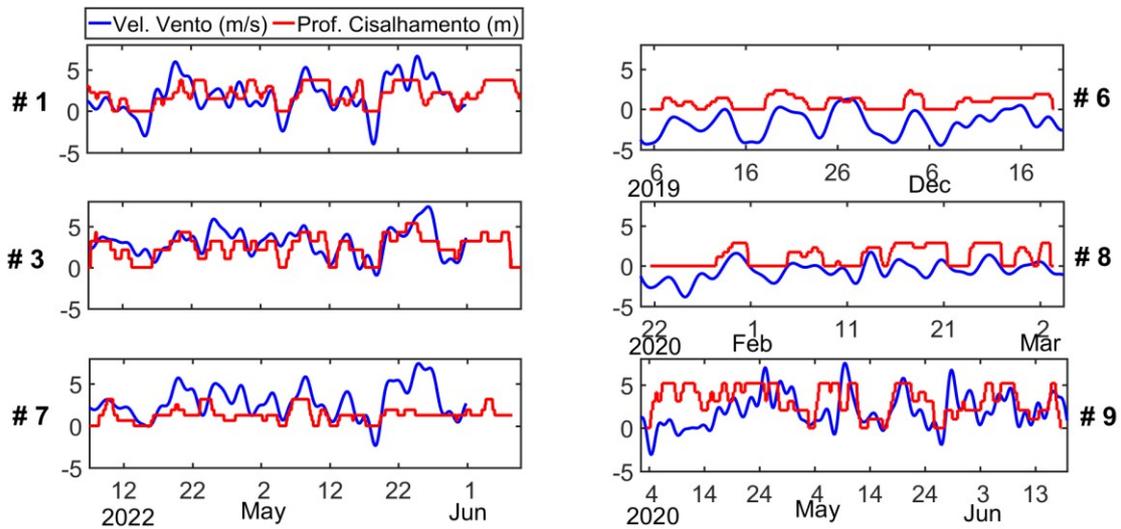


Figura 13: *Serie temporal para a componente longitudinal da velocidade do vento (azul) e profundidade estratificação (vermelho) nas estações #1, #3, #6, #7, #8 e #9.*

2.1.1 Determinação da camada limite do vento

A Figura 14 mostra a variação da velocidade filtrada da componente longitudinal do vento, da densidade média da coluna d'água e do perfil vertical da velocidade da componente longitudinal das correntes (sem suavização) na estação #3, entre 9 e 20 de janeiro de 2019. Os ventos nesse período estiveram orientados preferencialmente para dentro da baía (velocidades positivas), com velocidades variando entre -1m/s e 6m/s. A densidade média variou entre 1024 kg/m³ e 1023.3 kg/m³, com menores oscilações de valores durante a quadratura. As velocidades do fluxo, unidirecionais na coluna d'água, variam entre máximos de -1.0 m/s (vazante) e 1.21 m/s (enchente) na sizígia e entre -0.44 m/s e 0.45 m/s na quadratura.

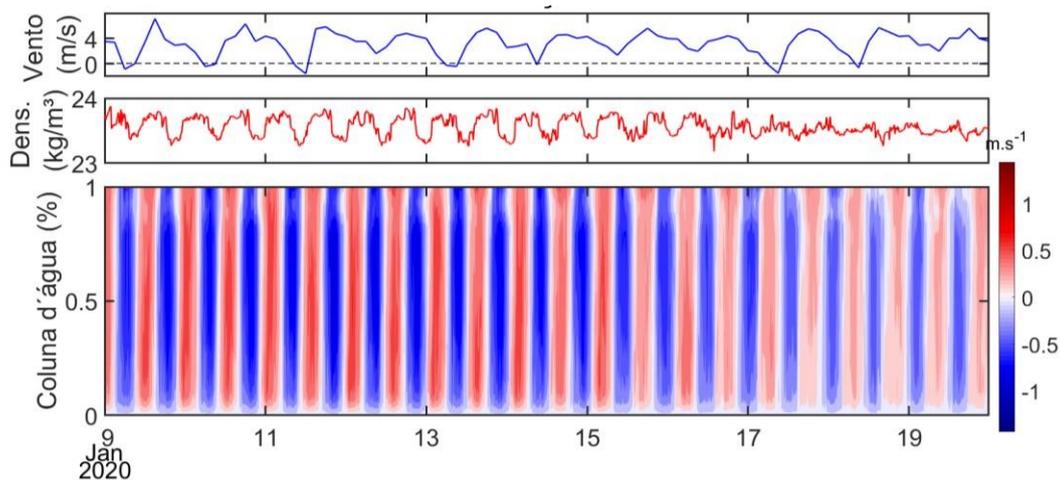


Figura 14: Gráfico superior apresenta a variação temporal da velocidade da componente longitudinal do vento medida no aeroporto. O gráfico intermediário apresenta a variação temporal da densidade superficial na estação #3. O gráfico inferior apresenta a variação temporal dos valores de corrente na estação #3.

A Figura 15 apresenta a comparação da velocidade da componente longitudinal do vento medido na estação METAR e nas estações da Ilha dos Frades e Itaparica em 2015. Observa-se que as oscilações na orientação do vento são semelhantes, mas que a magnitude das velocidades nas estações internas à BTS é superior à adquirida pelo METAR, com diferenças médias de 1 m/s tanto nas velocidades negativas quanto nas positivas, o que pode estar relacionado com as barreiras geográficas entre os dois locais de coleta de dados. Desta forma, a velocidade do vento utilizada na Equação 4 foi aquela medida na pelo METAR acrescida em 1 m/s.

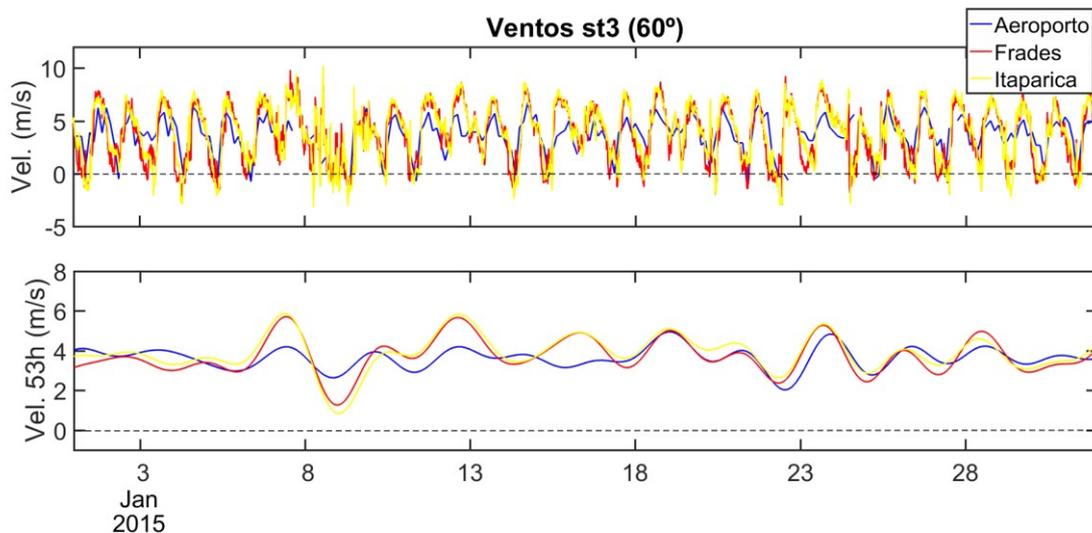


Figura 15: Gráfico superior apresenta a variação temporal das velocidades de vento obtidas nas estações do Aeroporto, Ilha dos Frades e Ilha de Itaparica, alinhadas com a orientação do canal na estação #3. Gráfico inferior apresenta as séries filtradas em 53h.

A Figura 16 apresenta o perfil de velocidades longitudinais ao canal resultante do gradiente longitudinal de densidade, do cisalhamento eólico e o perfil resultante. O perfil resultante do gradiente de densidade mostra uma estrutura de fluxo estratificado na vertical, caracteristicamente estuarino com velocidades máximas variando entre 0.8 m/s para fora do canal e 0.55 m/s para dentro. A inversão de orientação da corrente ocorre a aproximadamente 13 m de profundidade onde o fluxo direcionado para fora da baía agora se encontra para dentro.

O perfil de velocidades resultante da atuação do vento, mostra um fluxo canal acima (velocidades positivas) na camada superficial com velocidade máxima de aproximadamente 1 m/s e um fluxo inverso em profundidade com velocidade máxima de -0.33 m/s. A inversão na orientação das correntes ocorre a 10.7 m de profundidade, a qual seria a espessura da camada limite associada à ação do vento.

O somatório destes dois perfis, resulta em uma coluna d'água estratificada em três camadas, onde as inversões de fluxo acontecem em profundidades de 2,1 m e 17,3 m. O escoamento da camada superficial segue a orientação do vento, com velocidade máxima de 0.19 m/s, a camada intermediária flui em direção ao mar (camada superior do fluxo gravitacional) com velocidade máxima de -0,28 m/s e a camada mais profunda, com velocidade máxima de 0.26 m/s escoar para dentro. O resultado final é semelhante à estrutura observada na Figura 5.

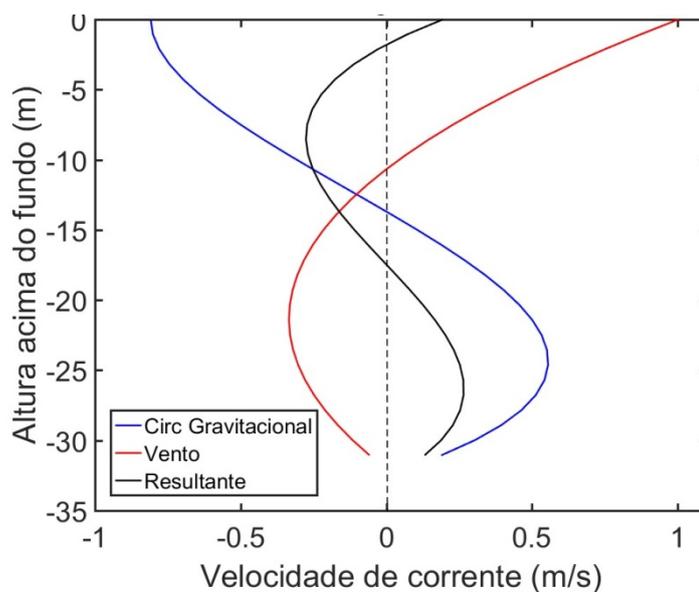


Figura 16: Perfis verticais médios da velocidade da componente da corrente alinhada com o canal para o período de 8 a 19 de janeiro de 2020, resultante da forçante gravitacional (azul) tensão do vento superficial (vermelho) e a composição resultante das duas forçantes.

4.3 Descarga da camada superficial

A Tabela 3 apresenta os dados utilizados no cálculo de vazão na camada superficial em cada estação, enquanto a Figura 17 apresenta os transectos de largura para cada canal utilizado nos cálculos de vazão. Os valores descarga calculados variam entre $2,19 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (estação #3) a $0,08 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (estação #4).

Tabela 3: Dados para cálculo de vazão para cada estação de estudo.

	ST3	ST4	ST6	ST7	ST8	ST9
Prof. da correlação positiva (m)	6,2	2,8	2,2	3	3,2	4,3
Transecto da largura canal (m)	3.206	2.865	2.398	1.144	1.125	3.613
Área (m ²)	19.877	8.022	5.275	3.432	3.600	15.536
Velocidade média corrente superficial (m/s)	0,11	0,01	0,05	0,04	0,03	0,10
Vazão (m ³ /s x10 ³)	2,19	0,08	0,26	0,14	0,11	1,55

A estação #3 tem o Segundo maior transecto e a maior profundidade de atuação do vento, sendo assim a vazão estimada é a maior, já a estação #4 tem a menor vazão pela sua menor velocidade média superficial e uma das menos profundidades de atuação do vento.

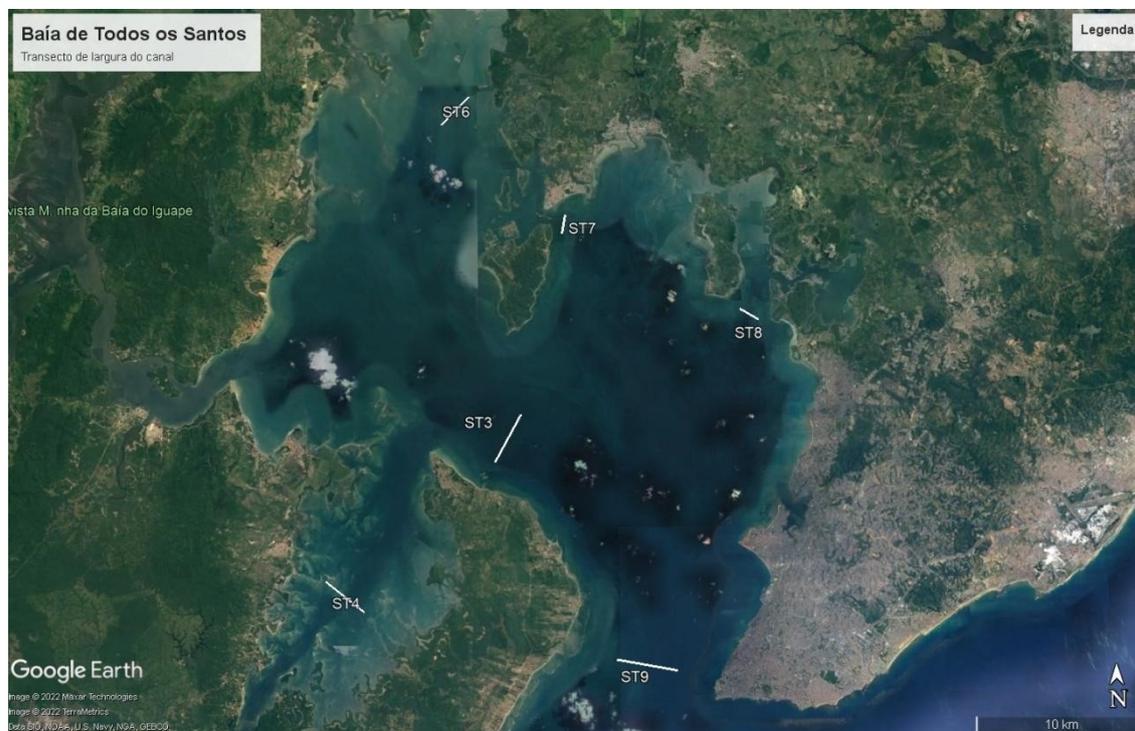


Figura 17: Mapa da BTS indicando os transectos de largura dos canais próximos a cada estação usada para os cálculos de vazão

4. DISCUSSÃO

Dados observacionais de diferentes estações mostram a existência de uma circulação gravitacional em todas as estações monitoradas, exceto a estação #4 onde o fluxo médio no período monitorado foi unidirecional. O vento mostrou ser efetivo no estabelecimento de uma camada superficial em todas as estações, gerando um padrão estratificado em três camadas à exceção da estação #4, onde apenas duas camadas foram estabelecidas

Em todos os casos o vento atuou de forma a gerar um escoamento superficial com sentido oposto à circulação estuarina superficial. Como apresentado por Coogan e Dzwonkowski (2017), ventos intensos soprando para dentro estuário em situação de baixa descarga fluvial podem inverter a orientação do fluxo superficial, gerando uma terceira camada superficial de circulação. Xi e Li (2017) trabalharam com a resposta dos campos de correntes e salinidade a picos de velocidades de vento em diferentes regiões

do estuário de Chesapeake. Em regiões com profundidades maiores que 25 metros foi observado, com dados reais e produtos de simulação, que as correntes longitudinais foram influenciadas pela ação do vento. Ventos soprando para dentro do estuário inverteram, gerando uma inversão do padrão estuarino de circulação, e não apenas uma terceira camada. Ventos soprando para fora do estuário intensificaram o padrão estuarino de circulação, ou então geraram um fluxo unidirecional na coluna d'água. Estas situações também foram observadas por Elliot (1978), onde o padrão de circulação é completamente invertido de acordo com a direção do vento, o qual induz um desnível na superfície gerando um fluxo compensatório de fundo, isto relacionado ao tempo de atuação dos ventos. Semelhante ao que foi identificado na BTS, Elliot (1978) também observou situações quando a ação do vento causou uma 3ª camada superficial superimposta à circulação gravitacional.

Já Callagahn & Stevens (2011) apresentam a tensão do vento como intensificador ou enfraquecedor do perfil vertical dos gradientes de densidade através da variação do nível d'água. Assim como foi apresentado no presente estudo, os ventos não conseguem estabelecer uma terceira camada ou um segundo nível de estratificação quando sua velocidade é baixa. Santana (2018), estudando a circulação na BTS através de modelagem e dados observados, além de afirmar o desnível gerado pela ação dos ventos apresentou que há formação de uma terceira camada de estratificação no período de outono a inverno.

Geyer (1996) usou a solução de Hansen and Rattray (1965) para investigar a importância do vento no estabelecimento de correntes na coluna d'água. Apresentou resultados para diferentes direções do vento, reproduzindo a situação observada na BTS. A intensidade dos ventos utilizada naquele estudo tem suas máximas variando entre 5 e 10 m/s para os dois períodos estudados, o que é similar às observadas na BTS. No entanto, o estuário estudado por Geyer (1996) era bastante raso, com máxima de profundidade de 2.6 m. De acordo com os resultados aqui obtidos, como a camada superficial se estende até 5 metros de profundidade, era de se esperar que os ventos direcionados para dentro do estuário fossem capazes inverter a orientação da corrente em toda a coluna d'água. No entanto é possível que o gradiente longitudinal de densidade nesta região no momento de estudo tenha sido grande o suficiente para impedir que a tensão do vento atingisse regiões mais profundas.

Os resultados aqui apresentados são comparáveis aos resultados obtidos pela modelagem numérica de Xavier (2002) na BTS. Utilizando um modelo barotrópico, com e sem a ação do vento, observou-se que o vento altera a velocidade superficial entre 8,5 m e 11,5 m nas diferentes estações (Xavier 2002, figura 115 página 175). Na estação #9 (Figura 10), mais próximo da estação de referência utilizada por Xavier (2002) acima, a profundidade máxima da estratificação de superfície é de aproximadamente 5 metros. Esta diferença de profundidade deve-se à ausência da circulação baroclínica no modelo de Xavier (2002), que não causa oposição ao escoamento superficial do vento. Observar-se, no entanto, que o modelo analítico (Figura 16) prevê uma profundidade de atuação do vento semelhante à identificada por Xavier (2002).

As descargas calculadas (Tabela 3) indicam o volume que atravessa uma área por segundo, foi usada então uma área referente à profundidade média entre as profundidades de cisalhamento e da camada limite. O rio Paraguaçu é o principal contribuinte de água doce para a BTS, e tem uma descarga média de $92,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (média de 1947 a 2003). O valor que chega à BTS é, no entanto, regulado pela barragem de Pedra do Cavalo, cuja descarga em média para o período de 1987 a 2003 foi de $62,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Hatje et. al., 2009). Para a estação #3, de maior vazão, foi estimada uma descarga de $2,19 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ sendo ela aproximadamente apenas 35 vezes maior que a descarga fluvial. Santana (2018) relata que o vento ajuda a regular as descargas líquidas mensais de água ao longo do ano, aumentando as importações (exportações) no verão (inverno) pelo Canal de Salvador.

5. CONCLUSÃO

A BTS é uma baía com padrão de circulação estuarino, o que é estabelecido em todas as estações de estudo exceto a estação #4, e através dos dados analisados neste projeto é possível indicar que o vento é capaz de estabelecer, de modo quase constante, uma camada de escoamento superficial para dentro da baía em todas as estações analisadas. O vento tem grande importância na movimentação da camada superior da água, para dentro da BTS, uma vez que a vazão gerada pelo vento em uma pequena área da baía tem valor significativo comparado com a vazão do Rio Paraguaçu, regulada pela represa do cavalo.

As estações estudadas estão localizadas em diferentes regiões da BTS. O centro (#3), entrada (#9) e norte (#7) da BTS são regiões onde predominam os ventos axiais positivos, assim como ocorre na região da plataforma (#1), onde as maiores profundidades de estratificação superficial são encontradas. Na região noroeste (#6 e #8) da BTS ocorrem alternâncias de direção de ventos (positivos e negativos), condição refletida na camada superficial para os dois casos, sendo a primeira região com ventos axiais negativos intensos e com a menor profundidade de estratificação, gerando mais a intensificação da circulação estuarina do que uma terceira camada de estratificação.

A profundidade induzida pelo vento foi estimada através de três diferentes métodos, por análise de correlação vento/corrente na coluna d'água, profundidade de inversão da direção da corrente superficial e por método analítico para determinar a camada limite. Os dois primeiros métodos divergem nas as estações por ordem de aproximadamente 2 metros, enquanto o terceiro método, analisado apenas para uma estação (#3), apresenta uma espessura de camada limite gerado pelo vento de apenas dois metros, divergindo tanto pelos dados observados de ADCP como dos dois primeiros métodos, gerando um erro de aproximadamente três metros.

6. REFERÊNCIAS

Castelão, RM & OO Moller Jr. Sobre a circulação tridimensional forçada por ventos na lagoa dos patos. *Atlântica*, Rio Grande, 25(2): 91-106, 2003

Coogan J.; Dzwonkowski B. Observations of Wind Forcing Effects on Estuary Length and Salinity Flux in a River-Dominated, Microtidal Estuary, Mobile Bay, Alabama. University of South Alabama, Mobile, and Dauphin Island Sea Lab, Dauphin Island, Alabama. Manuscript received 28 November 2017, in final form 6 June 2018.

Elliott, A. J. (1978). *Observations of the meteorologically induced circulation in the Potomac estuary. Estuarine and Coastal Marine Science*, 6(3), 285–299. doi:10.1016/0302-3524(78)90017-8

Geyer, W. R. (1997). *Influence of Wind on Dynamics and Flushing of Shallow Estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44(6), 713–722. doi:10.1006/ecss.1996.0140

Hatje, Vanessa; Andrade, Jailson B. e organizadores. Baía de Todos os Santos : aspectos oceanográficos. - Salvador : EDUFBA, 2009. 306 p. : il.

J O'Callaghan and C Stevens, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand

- 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.
- Miranda, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. 2002. Princípios de oceanografia física de estuários. São Paulo, Edusp, pp. 411.
- Rocha, M. R. 2015. Análise do campo de correntes e suas forçantes no canal principal da baía de todos os santos, bahia. TCC (graduação em oceanografia) - Universidade Federal da Bahia - UFBA.
- Santana, R.; Teixeira, C., and Lessa, G., 2018. The impact of different forcing agents on the residual circulation in a tropical estuary (Baía de Todosos Santos, Brazil). *Journal of Coastal Research*, 34(3), 544–558. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208
- M. E. Scully et al. Control of Estuarine Stratification and Mixing by Wind-induced Straining of the Estuarine Density Field. *Estuaries* Vol. 28, No. 3, p. 321–326 June 2005
- Servain J.; Stricherz, J. N.; Legler, D. M. (1996) TOGA pseudo-stress atlas 1985-1994. Volume 1: Tropical Atlantic. Centre ORSTOM, Plouzane, France, 158 p.
- 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. Análise da Hidrodinâmica da Baía de Todos os Santos - BA. [Rio de Janeiro] 2002.X, 221p. 29,7cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Oceânica, 2002) .
- Xie, X., & Li, M. (2018). Effects of wind straining on estuarine stratification: A combined observational and modeling study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 2363–2380. <https://doi.org/10.1002/2017JC013470>