



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

MARCELO AUGUSTO GREVE PEREIRA

**CARACTERIZAÇÃO DA HIDRODINÂMICA DO CANAL DE
COTEGIPE E BAÍA DE ARATU (BAÍA DE TODOS OS
SANTOS, BA)**

Salvador
2008

MARCELO AUGUSTO GREVE PEREIRA

**CARACTERIZAÇÃO DA HIDRODINÂMICA DO CANAL DE
COTEGIPE - BAÍA DE ARATU (BAÍA DE TODOS OS
SANTOS, BA)**

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

Orientador: Prof. Guilherme Camargo Lessa

Salvador
2008

TERMO DE APROVAÇÃO

MARCELO AUGUSTO GREVE PEREIRA

CARACTERIZAÇÃO DA HIDRODINÂMICA DO CANAL DE COTEGIPE E BAÍA DE ARATU (BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BA)

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
Doutor em em Ciências Marinhas pela University of Sydney (1994).

Fernando Genz
Doutor em Geologia pela Universidade Federal da Bahia (2006)

Carlos Alexandre Domingos Lentini
PhD em Oceanografia Física e Meteorologia pela University of Miami-RSMAS (2002)

Salvador, 15 de julho de 2008

RESUMO

A Baía de Aratu é um importante componente do sistema estuarino da Baía de Todos os Santos (1223 km²). Apesar de sua pequena extensão (24.5 km²) uma expressiva concentração industrial e portuária existe na baía e seu entorno, acarretando em descargas tóxicas que a transformam em um dos quatro importantes focos de poluição dentro da Baía de Todos os Santos. Apesar da importância da área e de seu comprometimento ambiental, a circulação na Baía de Aratu e seu mecanismo de trocas com a BTS não foi ainda investigado em detalhe. Análises de dados correntométricos, maregráficos e das propriedades físicas da água coletados em diferentes oportunidades permitiram uma avaliação inicial dos mecanismos de circulação ao longo do Canal de Cotegipe com 4 km de extensão e 30 m de profundidade que conecta a Baía da Aratu a BTS. Os dados indicam que os fluxos de maré são modulados pela extensão de inundação da região intermarés, com amplificação do domínio do fluxo de vazante nas marés de quadratura. Fluxos com frequência submareal estabelecem-se principalmente devido ao gradiente de densidade normalmente orientado em direção à Baía de Aratu. Estes fluxos assumem características estuarinas, com estratificação vertical e deslocamento de águas mais salinas na parte inferior da coluna d'água. Esta estrutura é mais forte no inverno e atenuada no verão, em períodos com excesso de evaporação, em que ocorre a redução do gradiente de densidade permitindo a quebra da estratificação ou até mesmo o estabelecimento de estratificação estuarina inversa. De modo geral, os resultados sugerem que a Baía de Aratu opera como um centro de deposição para material particulado em suspensão e possivelmente um repositório final para particulados tóxicos

Palavras-chave: hidrodinâmica ; circulação residual; Baía de Aratu

ABSTRACT

The Baía de Aratu is a small (24.5 km²) but important indentation of the much larger Baía de Todos os Santos (1223 km²) in northeastern Brazil. The bay is surrounded by several industrial and port facilities, and polluted riverine discharge as well as direct release of toxic residuals by harbor operations. This makes it one of the four polluted hot-spots within the Baía de Todos os Santos. An analysis of current measurements, tidal elevation records and water quality monitoring has allowed for a preliminary understanding of the driving forces that affect the flow at the 4 km long, 30 m deep channel that connects both bays, the Canal de Cotegipe. Tidal flows are modulated by the extent of intertidal inundation, with stronger ebb dominant flow conditions associated with spring tides. Sub-tidal flows are mainly driven by density gradients normally oriented towards Baía de Aratu, leading to a vertically stratified flow of estuarine character. This structure is strengthened in the winter and weakened in the summer, when unstratified or even an inverse estuarine stratification may develop as a result of higher evaporation rates. Overall, the results suggest that Baía de Aratu is a sink for suspended matter and possibly a final repository for toxic loads.

Keywords: estuary, sub-tidal circulation, Baía de Aratu

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Mapa de localização da Baía de Aratu com os círculos representando as estações em que foram coletados os dados de corrente e propriedades físicas da água e o triângulo em azul indica o local do marégrafo. 12
- Figura 2 – Mapa batimétrico da Baía de Aratu. Datum vertical é o nível de redução da DHN. 13
- Figura 3 - Curva hipsométrica da Baía de Aratu e Canal de Cotegipe, com a elevação e a área adimensionalizadas. Retângulo marca o intervalo elevacional da área intermareal. 14
- Figura 4 – Médias mensais (1931-1990); A) precipitação e evaporação ; B) Balanço hídrico de Salvador para os intervalos de 1931-1960 e 1961-1990) (fonte: INMET) 15
- Figura 5 – Distribuição da velocidade do vento por direção do vetor para período de verão na Ilha dos Frades (A), Itaparica (B) e Mar Grande (C) 16
- Figura 6 - Distribuição da velocidade do vento por direção do vetor para período de inverno na Ilha dos Frades (A), Itaparica (B), Mar Grande (C) e Rio Vermelho (D). Legenda como na Figura 5. 17
- Figura 7 - Variação da maré (A) e do nível médio do mar (B) no Canal de Cotegipe entre abril de 2006 e janeiro de 2007. Segmento da série de maré utilizada para análise espectral e medidas de assimetria esta indicada pelo traço horizontal. 20
- Figura 8 - Análise espectral da elevação do nível d'água. 22
- Figura 9 – Variação da assimetria de maré com a elevação da preamar no Canal de Cotegipe. 23
- Figura 10 – Diferentes graus de distorção da ondas de maré de sizígia e quadratura registradas no mês de abril de 2007. 23
- Figura 11 – Variação da magnitude das correntes ao longo da coluna d'água nas estações #101_verão(A), #201_verão(B), #101_inverno (C) e #201_inverno (D). 24
- Figura 12 – Variação da velocidade média da componente longitudinal da corrente (V) na coluna d'água, nas estações #101 (a esquerda) e #201 (a direita) para o verão (em cima) e inverno (em baixo). Valores positivos associados a correntes de vazante e valores negativos a correntes de enchente. 25
- Figura 13 - Variação temporal da componente longitudinal ao canal do vetor da velocidade do fluxo nas estação #101 a -2 metros de profundidade (em cima) e no fundo(em baixo) para o verão (a direita) e o inverno (a esquerda) 26
- Figura 14 – Variação temporal da componente longitudinal ao canal do vetor da velocidade do fluxo na estação #201 a -2 metros de profundidade (em cima) e no fundo (em baixo) para o verão (a esquerda) e o inverno (a direita) 27
- Figura 15 – Espectro de energia das correntes observadas na estação #101 (meio do canal), sendo o verão em cima e o inverno em abaixo. A linha mais grossa representa a camada de superfície e a mais fina o fundo. 28
- Figura 16 – Logaritmo natural da razão entre a velocidade máxima de enchente e de vazante, sendo que a linha preta representa a assimetria média para toda a coluna d'água e a bolas vazias representam a elevação da preamar para o mesmo ciclo de maré. 29
- Figura 17 - Média Temporal da velocidade do fluxo longitudinal (V) nas estações #03 na superfície (em cima) e fundo (no meio) e a estação #16 (em baixo) tendo o verão a esquerda e o inverno a direita. 30

Figura 18 - Campo de velocidades residuais ao longo da seção transversal de julho de 2003 no meio do canal (A) e em fevereiro de 2006 (B)	32
Figura 19 – Diagrama de Temperatura e Salinidade das medições com CTD nas estações #03 e #16 (1999) e das seções transversais #D1 (2003) e #D2 (2006). Sizígia e quadratura são diferenciadas pelas cores.	33
Figura 20 - Perfis Verticais de Temperatura, Salinidade e Densidade ao longo do ciclo de maré de quadratura estações #16 (linha pontilhada) e #03 (linha continua) para o verão(linha mais grossa) e inverno (linha mais fina) com a profundidade adimensional.	34
Figura 21 - Perfis Verticais de Temperatura, Salinidade e Densidade ao longo do ciclo de maré de sizígia nas estações #16 (linha pontilhada) e #03 (linha continua) para o verão(linha mais grossa) e inverno (linha mais fina) com a profundidade adimensional.	35
Figura 22 – Filtro espectral de passa - baixa (53h) das correntes longitudinais das estações #101 (a direita) e #201 (a esquerda) para o verão (em cima) e inverno (em baixo), sendo linhas azuis as correntes superficiais e em verde as correntes de fundo.	37
Figura 23 – Variação da velocidade sub-inercial da componente de corrente longitudinal ao canal nas estações #03 (em cima) e #16 (em baixo) para o verão (esquerda) e inverno (direita). Na estação #03 a linha tracejada corresponde às correntes superficiais e a linha continua às correntes de fundo.	38
Figura 24 - Variação da componente longitudinal ao canal do vetor da velocidade do fluxo nas estações #101_verão e #101_inverno (a esquerda) e em #201_verão e #201_inverno (a direita).	39
Figura 25 –Distribuição das profundidades das correntes baroclínicas calculadas a partir do gradiente de densidade entre as estações #03 e #16 para quatro ciclos de maré	42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Componentes harmônicas mais importantes	21
Tabela 2 – Constantes harmônicas mais importantes das correntes de maré	28

SUMÁRIO

SUMÁRIO	9
1 INTRODUÇÃO	11
2 OBJETIVOS	13
3 ÁREA DE ESTUDO	13
4 METODOLOGIA	17
4.1 MARÉS	17
4.2 CORRENTES	18
4.2.1 ADCP Fundeado	18
4.2.2 Correntômetros (Aanderaa RCM-7 e InterOcean S4)	19
4.2.3 ADCP's com "bottom track" – monitoramento da seção transversal	19
4.3 PROPRIEDADES FÍSICAS – CTD	19
5 RESULTADOS	20
5.1 MARÉS	20
5.2 ADCP FUNDEADO	23
5.2.1 Estrutura vertical das correntes.	25
5.3 CORRENTÔMETROS AANDERAA	29
5.4 ADCP'S COM "BOTTOM TRACK" – MONITORAMENTO DA SEÇÃO TRANSVERSAL (2003 E 2006)	31
5.4.1 Monitoramento no centro do canal (Julho de 2003)	31
5.4.2 Monitoramento na saída do canal (Fevereiro de 2006)	31
5.5 PROPRIEDADES FÍSICAS – CTD	32
5.5.1 Estações Fixas (#03 e #16)	33
5.5.2 Monitoramento Julho de 2003 (#D1)	36

5.5.3	Monitoramento Fevereiro de 2006 (#D2)	36
5.6	CIRCULAÇÃO RESIDUAL	37
6	DISCUSSÃO	39
7	CONCLUSÃO	44
8	REFERÊNCIAS	45

1 INTRODUÇÃO

A Baía de Aratu, situada na parte nordeste da Baía de Todos os Santos (BTS) (Figura 1), possui em seu entorno diversas indústrias químicas, destacando-se a Dow Química S.A., a siderúrgica Sibra, a Base Naval de Aratu e o Porto de Aratu. A baía é ainda vizinha ao Centro Industrial de Aratu (CIA) onde operam atualmente 170 unidades dos segmentos químico, plástico, têxtil, metal-mecânico e farmacêutico, com um total de 249 empresas em fase de operação ou implantação (CRA 2004). O acesso marítimo à baía é feito através do canal de Cotegipe com larguras entre 150 e 400 m e profundidades entre 20 e 40 m. Apesar de estreito, o canal é suficientemente profundo para permitir a passagem de grandes embarcações que escoam a produção industrial da região.

As atividades industriais e portuárias existentes no entorno da Baía de Aratu comprometeram a qualidade da água e do substrato de fundo da baía. Além da carga poluidora lançada pelos rios afluentes, existe também a possibilidade de importação de poluentes provenientes de atividades industriais de áreas próximas como o Porto de Aratu (CRA 2000) e refinaria Landulfo Alves.

Os sedimentos do fundo da baía de Aratu são predominantemente argilosos, com pouco silte e com porcentagens variadas das frações grossas (Bittencourt 1974). A natureza argilosa dos sedimentos facilita a retenção dos poluentes provenientes do parque industrial na bacia de drenagem, como atestam vários estudos sobre concentrações de metais pesados no substrato da baía. Freire Filho (1979) relata o alto enriquecimento de chumbo no material particulado em suspensão ao norte da baía, sugerindo uma contribuição antropogênica. Alves (2002) indica uma contaminação dos sedimentos de fundo pelos metais chumbo e cobre. Já de acordo com o diagnóstico ambiental da BTS produzido pelo Centro de Recursos Ambientais (CRA, 2004) os sedimentos da baía de Aratu estão contaminados com cobre, chumbo e zinco.

O confinamento ou não do material poluente lançado pela drenagem interna, assim como o potencial de importação de poluentes de áreas externas à baía, está diretamente relacionado com a hidrodinâmica da mesma, já que a água serve como meio condutor para materiais particulados em suspensão e substâncias em solução. Dessa forma a investigação dos mecanismos de circulação e mistura das águas é importante para o gerenciamento ambiental da Baía de Aratu e da BTS.

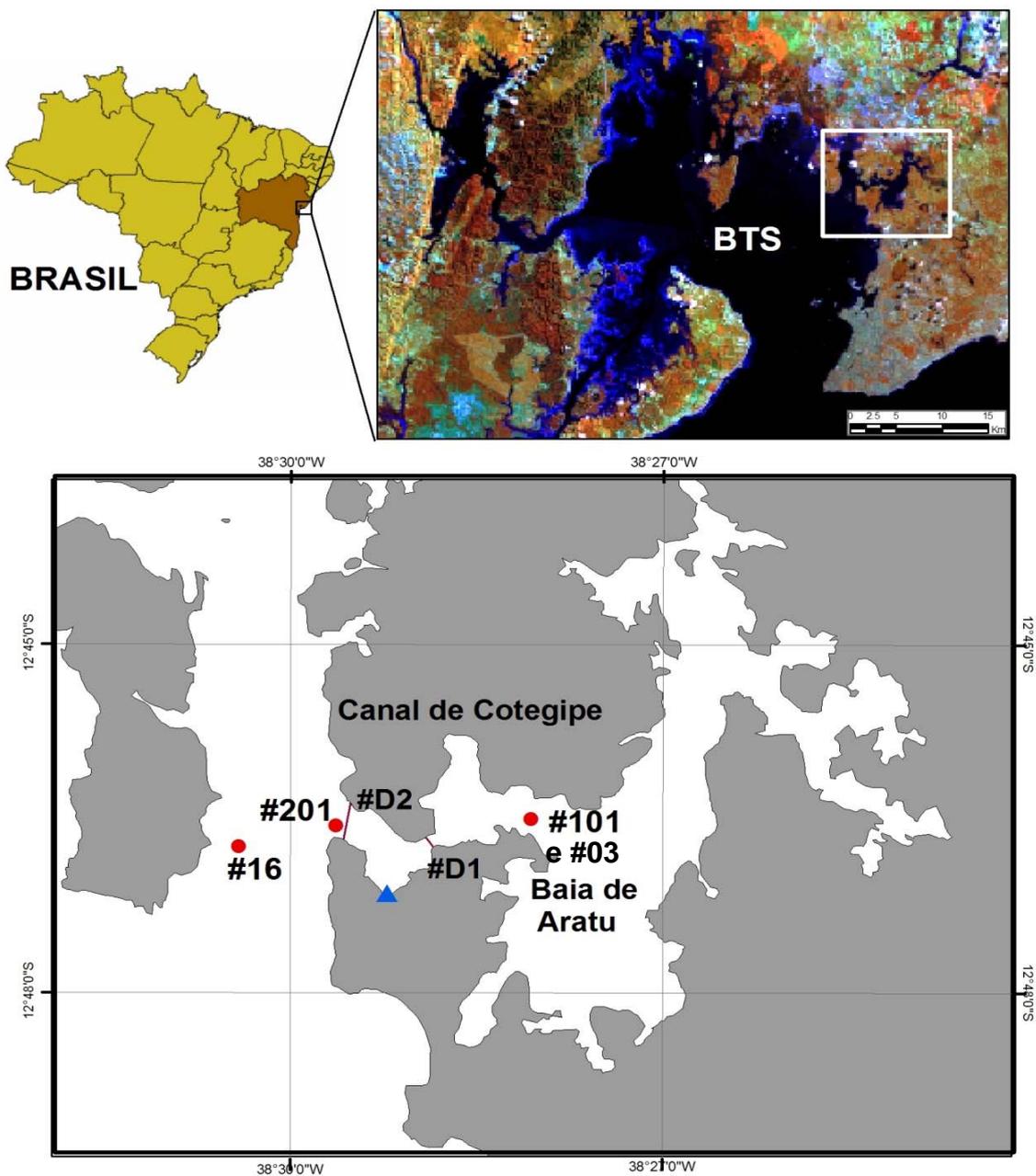


Figura 1 – Mapa de localização da Baía de Aratu com os círculos representando as estações em que foram coletados os dados de corrente e propriedades físicas da água e o triângulo em azul indica o local do marégrafo.

2 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento do mecanismo de dispersão das substâncias conservativas na Baía de Aratu através da identificação dos padrões de circulação e mistura na baía a partir de um conjunto de dados observacionais.

Para alcançar este objetivo, será necessário:

- Determinar a natureza e a intensidade das forçantes da circulação supra e submareais;
- Identificar a existência de sazonalidades na circulação;
- Investigar os gradientes verticais e longitudinais de densidade

3 ÁREA DE ESTUDO

A baía possui uma área de 24,5 km² sendo que 5,7 km² (24% da área total) são ocupados por áreas intermareais. O mapa batimétrico da Baía de Aratu e Canal de Cotegipe está exposto na Figura 2. O interior da baía é caracterizado por extensas áreas intermareais vegetadas (4,4 km²) e não vegetadas (1.3 km²), e um canal central com orientação SW-NE com profundidades que raramente ultrapassam os 10 metros. A comunicação da Baía de Aratu com a BTS ocorre através de um canal estreito (largura menor que 500 m) e profundo (profundidade máxima de 40 m) denominado Canal de Cotegipe.

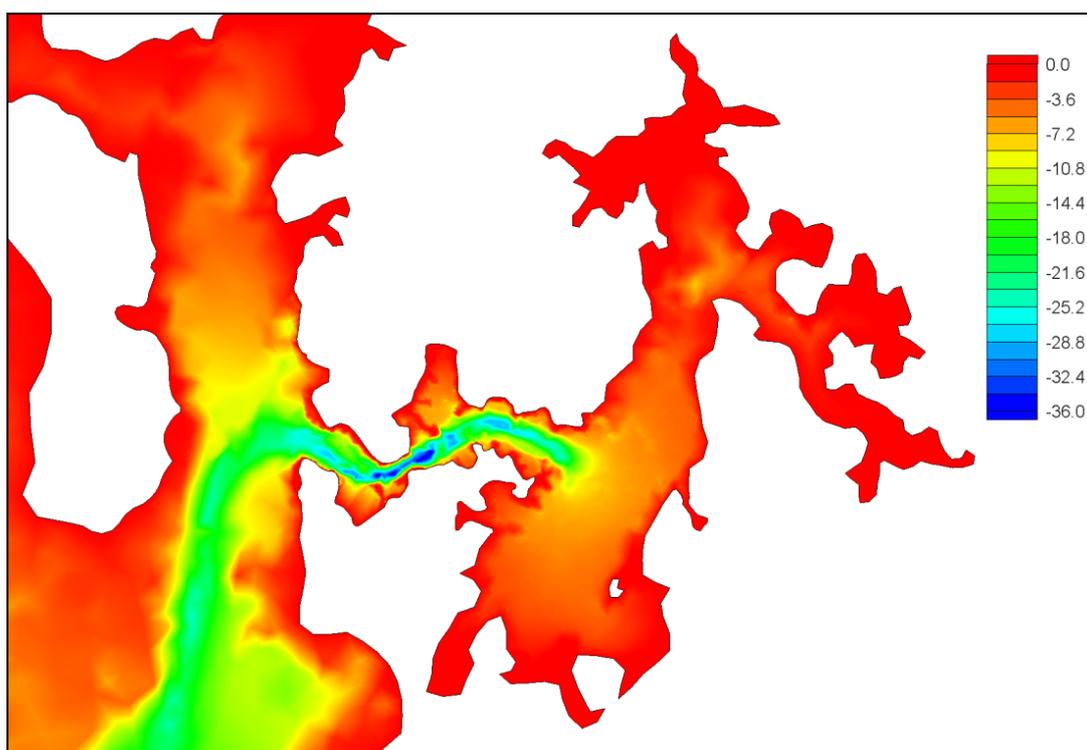


Figura 2 – Mapa batimétrico da Baía de Aratu. Datum vertical é o nível de redução da DHN.

A curva hipsométrica da Baía de Aratu e Canal de Cotegipe, exposta na Figura 3 mostra a distribuição da área por intervalos profundidades. Na abscissa está a área total da baía (24.5 km^2) adimensionalizada e no eixo ordenada os valores de elevação também adimensionalizada, de modo que o valor de 1 representa as maiores elevações (áreas intermareais) e em 0 a profundidade máxima (40 m). A curva hipsométrica da baía apenas reforça o que foi visto no mapa batimétrico, em que a maior parte da área (81 %) da baía é ocupada por profundidades rasas inferiores a 5 m. Dos 19% da área restantes, 8% tem menos do que 10 metros de profundidade. Profundidades maiores que 20 metros representam apenas 3% da área total. O retângulo plotado mostra o intervalo elevacional da área intermareal, compreendendo cerca de 25% da área total da baía.

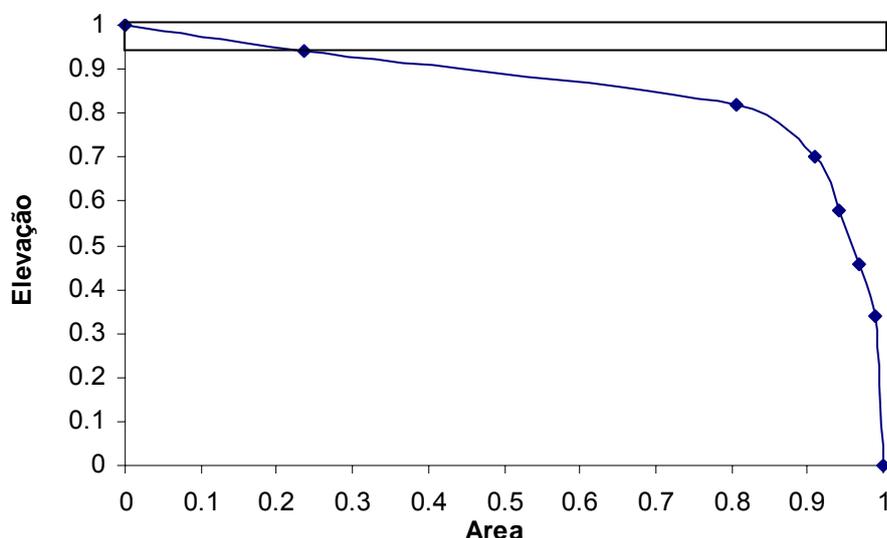


Figura 3 - Curva hipsométrica da Baía de Aratu e Canal de Cotegipe, com a elevação e a área adimensionalizadas. Retângulo marca o intervalo elevacional da área intermareal.

O clima da região se caracteriza por 2 estações bem marcadas, uma estação chuvosa entre março e julho, e outra seca no restante do ano. A taxa de precipitação mensal média é de 164 mm e de evaporação de 96 mm. A evaporação mantém-se quase constante o ano inteiro (desvio de 8 mm), enquanto que a precipitação apresenta desvio 81 mm em relação à média.

Na estação chuvosa a média mensal de pluviosidade é de 225 mm. Durante os 5 meses chuvosos (março a julho) ocorrem aproximadamente 60% da precipitação anual acumulada (1205 mm), sendo que 70 % desta é registrada nos meses de abril, maio e junho (Figura 4). A evaporação nesse período é pequena, abaixo da média anual, com valor médio mensal de 87,5mm. Maio é o mês de maior precipitação e menor evaporação, com valores médios em torno de 320 mm e 80 mm, respectivamente.

Na estação seca os valores de precipitação e evaporação se aproximam, com médias mensais para o período de 109 mm e 100 mm respectivamente. O mês de maior evaporação e menor precipitação é janeiro com 110 mm e 91 mm respectivamente. O balanço hídrico anual tem valor médio 68 mm sendo caracteristicamente positivo durante toda a estação chuvosa, com excessos de até 270 mm no mês de maio (Figura 4). Já na estação seca o balanço hídrico pode se tornar negativo, como mostra a climatologia para o período de 1931 a 1960 em que o balanço hídrico é negativo para praticamente toda a estação seca.

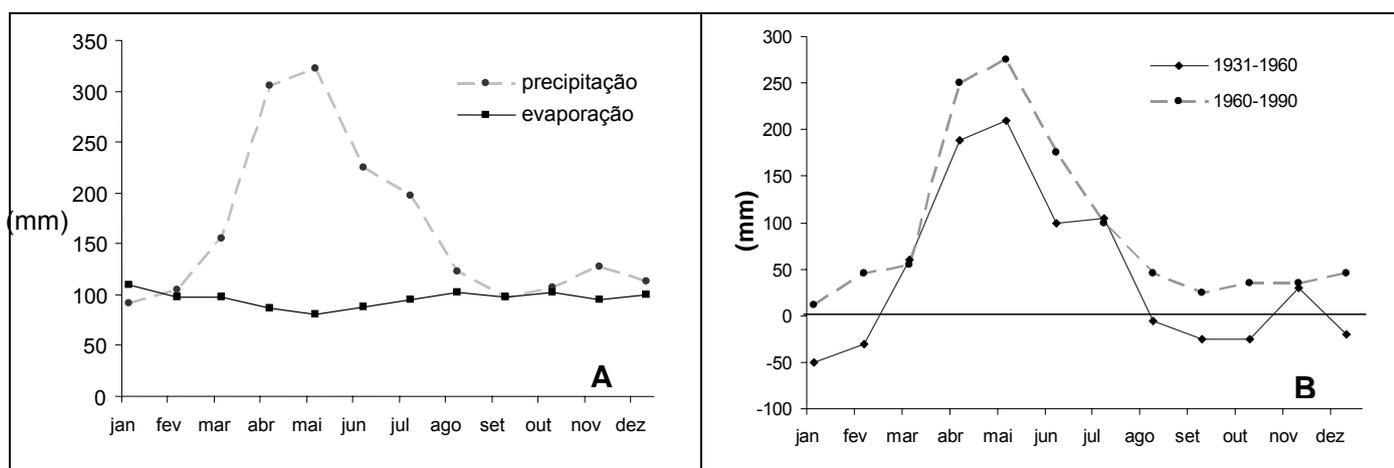


Figura 4 – Médias mensais (1931-1990); A) precipitação e evaporação ; B) Balanço hídrico de Salvador para os intervalos de 1931-1960 e 1961-1990 (fonte: INMET)

Além da precipitação ocorre o aporte de água doce através de três pequenas bacias de drenagem que fluem para a baía, sendo elas a bacia do Macaco (9,57 km²), St. Maria (23,19 km²) e Engenho de Baixo (20,71 km²). As vazões médias anuais destas 3 bacias são 0,29 m³/s, 0,70 m³/s e 0,66 m³/s respectivamente, totalizando 1,65 m³/s (CRA, 2000).

A temperatura anual média na região é de 25,5 °C, com variação sazonal de 3°C (Instituto Nacional Meteorologia 2007). As maiores temperaturas são observadas entre janeiro a março, com média de 26,7 °C, e as temperaturas mínimas em julho e agosto, com média de 24°C e 23,9°C respectivamente.

O campo de ventos foi monitorado por 21 e 12 dias no ano de 1999 respectivamente nos períodos de verão e inverno (CRA 2000). O registro foi feito em 3 estações situadas na BTS (Ilha dos Frades (#A), Itaparica (#B) e Mar Grande (#C)) e uma estação oceânica instalada no Rio Vermelho (#D) apenas no inverno. A Figura 5 e a

Figura 6 mostram uma sazonalidade bem clara na distribuição da velocidade e direção dos ventos nos dois períodos. No verão as direções principais foram E, SE-E e SE, correspondendo a mais de 50% dos registros. A direção resultante nas 3 estações variou entre 89° e 108°. As velocidades médias ficaram em torno de 5 m/s, sendo que a maior média de 5,96 m/s registrada na estação A e a menor de 4,70 m/s na estação C. A estação

A foi a estação que registrou os ventos mais fortes, com velocidade máxima alcançando 12 m/s (direção SE), e com 9,6% dos registros superando 10 m/s.

No inverno houve a predominância de ventos S e S-SW. A direção resultante variou entre 188° (#C) e 220° (#B). As velocidades médias registradas foram ligeiramente menores que as de verão, com velocidade média máxima de 5,17 m/s na estação #D. Apesar da menor velocidade média, na estação D foi registrado ventos com velocidade de até 14 m/s (direção SE).

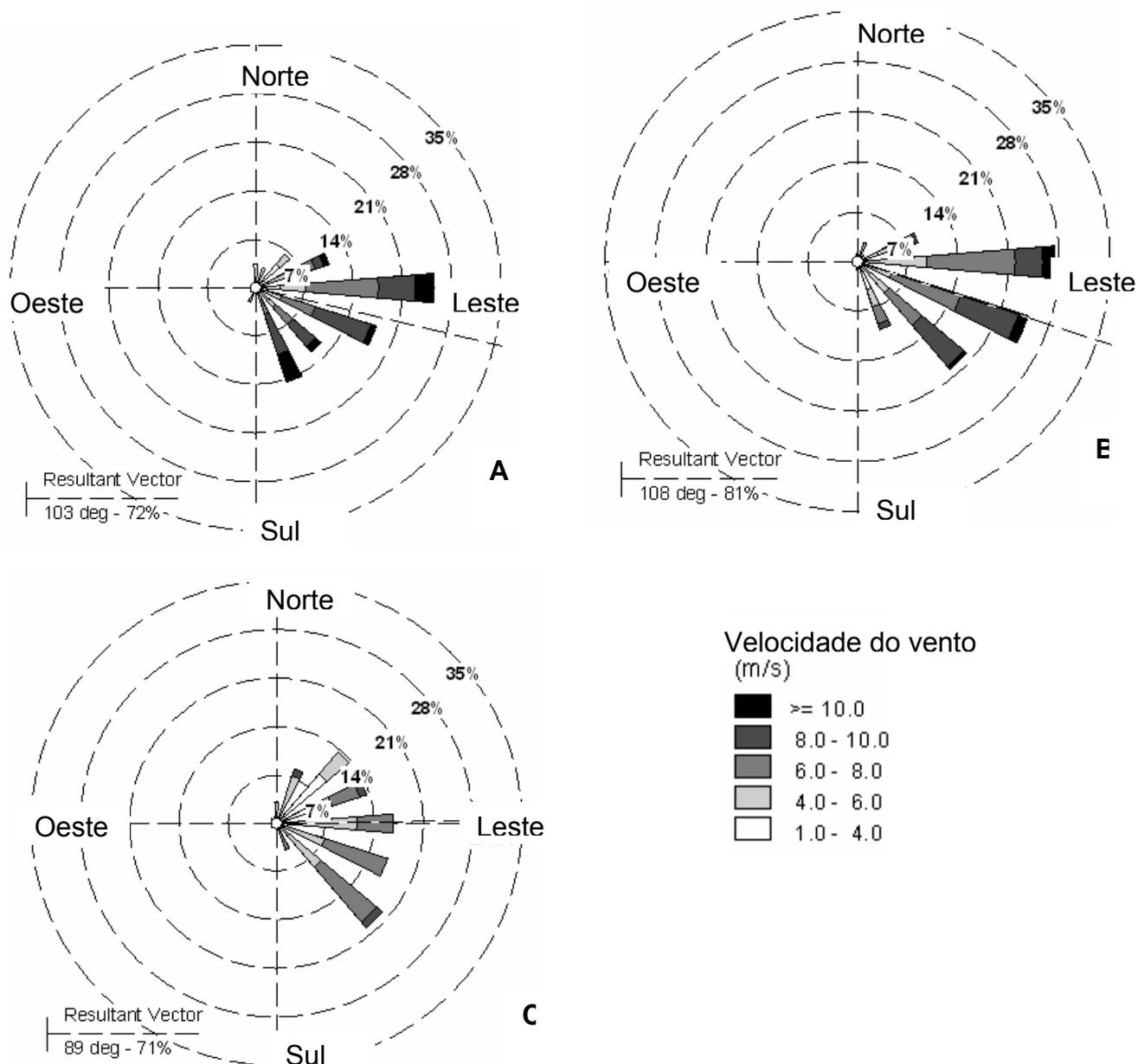


Figura 5 – Distribuição da velocidade do vento por direção do vetor para período de verão na Ilha dos Frades (A), Itaparica (B) e Mar Grande (C)

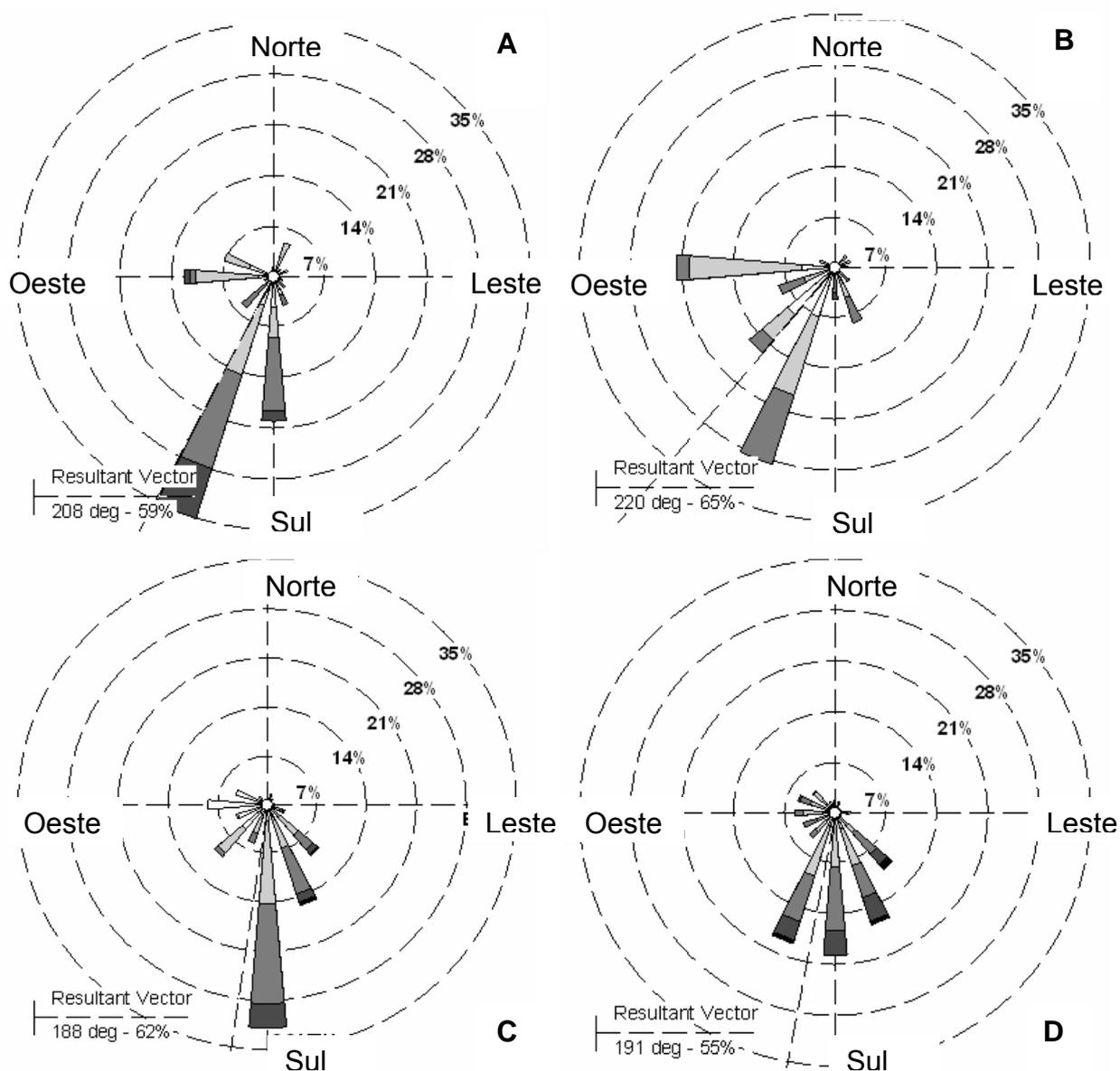


Figura 6 - Distribuição da velocidade do vento por direção do vetor para período de inverno na Ilha dos Frades (A), Itaparica (B), Mar Grande (C) e Rio Vermelho (D). Legenda como na Figura 5.

4 METODOLOGIA

4.1 MARÉS

Séries de maré da Baía de Aratu com intervalos de registro horários para os anos de 1947, 1977, 1981 e 1988 fornecidas pelo Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) foram obtidas. Além destes registros de maré, foram realizadas medidas da variação do nível d'água através de sensor Global Logger instalado na Base Naval de Aratu (Figura 1) entre abril de 2006 e 31/01/2007. O marégrafo foi configurado para fazer uma leitura a cada 3 minutos, sendo que os dados foram resgatados em intervalos mensais. Os dados foram

filtrados com período de corte de 63 horas utilizada para remover os efeitos da maré astronômica e a observar as oscilações de baixa-freqüência.

Os dados foram processados para extração das constantes harmônicas através do software Pacmaré (Franco, 1988), utilizando o maior intervalo de dados ininterruptos entre 28/07/2006 a 17/11/2006, contabilizando 112 dias e 53634 registros de elevação. Com essa mesma série foi feita a análise da variabilidade da assimetria da maré.

A importância da maré astronômica na elevação do nível d'água foi medida pela taxa da variância da maré observada dividido pela da maré prevista para o mesmo período. A previsão da maré foi feita utilizando as constantes harmônicas estatisticamente significativas.

4.2 CORRENTES

Os dados de corrente foram obtidos através de fundeios de ADCP's e correntômetros eletromagnéticos (InterOcean S4) e mecânicos (Aanderaa RCM-7). Os dados provenientes do ADCP foram obtidos junto ao Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Marinha do Brasil, sendo que os dados associados aos Aanderaa foram obtidos pelo projeto Baía Azul, financiado pelo Governo do Estado (CRA 2000). Dois monitoramentos de seções transversais ao longo de um ciclo de maré, utilizando ADCP equipado com "bottom track", foram também realizados, permitindo o cálculo do prisma de maré da baía, assim como da estrutura espacial do fluxo na secção monitorada.

Os dados de corrente foram analisados quanto a sua magnitude e direção, tendo sido separados em sua componente longitudinal (direção principal do fluxo) e transversal ao canal.

4.2.1 ADCP Fundeado

Registros da velocidade e direção das correntes foram obtidos com um ADCP WH Sentinel 300 kHz, fundeado no leito do Canal de Cotegipe nas estações #101 e #201 (Figura 1). Os aparelhos estiveram fundeados entre 12/11 e 14/12/2002 (verão) e entre 14/06 e 16/07/2003 (inverno), em profundidades variando de 24 m (verão) a 25 m (inverno). Foi monitorada uma coluna d'água variando entre 24 m e 26 m de espessura, iniciando-se entre 0 m (no verão) e 2 m (inverno) abaixo da superfície e finalizando 3 m acima do fundo.

A velocidade e direção médias do fluxo em camadas de 1,0 m de profundidade foram registradas a cada 15 minutos. Foi utilizado um filtro de passa-baixa para eliminar as forças de alta freqüência e fazer uma análise da circulação sub-mareal. Também foi feito o cálculo da relação entre a variância da série observada com a série prevista, para analisar a importância da maré no estabelecimento das correntes.

4.2.2 Correntômetros (Aanderaa RCM-7 e InterOcean S4)

Registros da magnitude e direção das correntes foram obtidos com correntômetros fundeados nas estações #03 e #16 (Figura 1). Os aparelhos estiveram fundeados entre 10/01/1999 e 25/01/1999 (verão) e entre 22/05/1999 e 06/06/1999 (inverno). Na estação #03 foram instalados dois correntômetros, um próximo à superfície (8,7 m) e outro próximo ao fundo (24,3 m). Na estação #16 um correntômetro foi instalado a meia coluna d'água (9,6 m).

4.2.3 ADCP's com "bottom track" – monitoramento da seção transversal

Dados de intensidade e direção média das correntes no canal de Cotegipe foram também obtidos pelo LACE (Lab. de Hidrodinâmica e Sedimentação Costeira e Estuarina - UFBA) com perfilador acústico ADCP, modelo Workhorse 600 kHz em duas seções transversais ao canal (Figura 1). O monitoramento foi feito durante ciclos completos de maré (13 horas) em período de quadratura (seção na entrada do canal) e de sizígia (seção no meio do canal), respectivamente em fevereiro de 2006 e julho de 2003. Os dados obtidos foram processados através de rotina matlab (Genz et al. 2006) para cálculo das velocidades residuais e descarga líquida.

4.3 PROPRIEDADES FÍSICAS – CTD

Os dados de CTD foram obtidos em campanhas de monitoramento do fluxo realizadas pelo CRA (2000) e pelo LACE. Em ambos os casos o campo de temperatura e salinidade foi monitorado durante 13 horas utilizando um CTD Seabird modelo SBE 19plus, com intervalo de perfilagem de 1 hora, e frequência amostral de 4 Hz (resolução vertical ~ 0,25 m).

Os dados do CRA foram obtidos simultaneamente ao monitoramento das correntes (item 4.2.2) nas estações #03 e #16 (Figura 1) em 2 campanhas de inverno e verão correspondentes às fases de sizígia (18/01/99 e 29/05/99) e quadratura (24/01/99 e 04/06/99).

No caso das campanhas do LACE as propriedades físicas foram registradas concomitantemente ao monitoramento da vazão em uma estação fixa no talvegue da seção.

5 RESULTADOS

5.1 MARÉS

A série de dados de maré de Aratu registrada entre 03/04/2006 e 31/01/2007 está exposta na Figura 7. Os dados obtidos a partir do marégrafo da UFBA tiveram uma taxa de 70% de aproveitamento total, com 3 grandes lacunas causadas por problemas com o aparelho. A altura máxima e média da maré foram 3,33 m e 1,88 m durante o registro. Os dados de elevação de maré das séries do BNDO apresentaram altura máxima de maré de 2,84 m. O sinal filtrado da maré (frequência de corte de 63 horas) revela oscilações sub-mareais com alturas entre 0,10 m e 0,17 m. A maré astronômica se mostrou responsável por 98% da variância do nível d'água. Foram extraídas 47 constantes harmônicas da maré, sendo que aquelas com amplitude superior a 0,01 m estão relacionadas na Tabela 1. As constantes semi-diurnas foram as mais importantes sendo responsáveis por mais de 84% da amplitude total. A constante lunar semi-diurna (M_2) é responsável sozinha por 44% da maré astronômica.

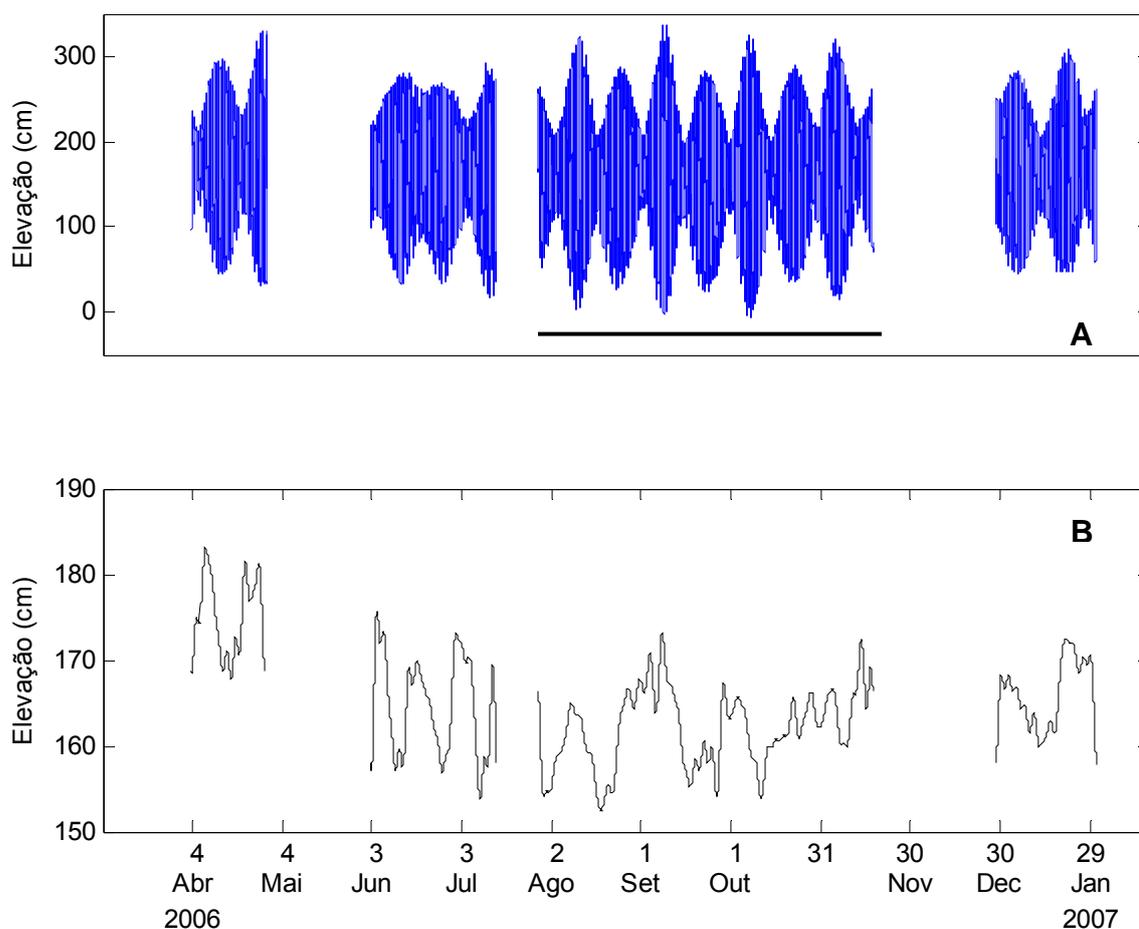


Figura 7 - Variação da maré (A) e do nível médio do mar (B) no Canal de Cotegipe entre abril de 2006 e janeiro de 2007. Segmento da série de maré utilizada para análise espectral e medidas de assimetria esta indicada pelo traço horizontal.

Tabela 1 – Componentes harmônicas mais importantes

Componente	Amplitude (cm)	Freqüência (°)
M2	90,93	114,07
S2	30,37	127,87
N2	17,26	110,28
K2	9,75	126,82
O1	6,84	125,16
L2	6,54	82,44
K1	4,27	208,37
MU2	4,06	132,91
NU2	3,28	110,67
NU2	2,47	104,7
Q1	2,37	97,2
2N2	2,29	106,49
2N2	2,12	113,8
M4	1,98	299,09
MS4	1,81	21,97
T2	1,79	128,43
M3	1,7	129,71
P1	1,15	192,76

A análise espectral da elevação do nível d'água (Figura 8) para o período entre 28/07/2006 e 17/11/2006 destaca a concentração de energia na freqüência da componente semi-diurna e suas harmônicas ter-, quarto- e sexto-diurnas. Concentrações em freqüências diurnas (períodos de 24 horas e 24,8 horas) são também notáveis. No espectro de baixa freqüência observam-se picos com 9, 13 e 27 dias, os dois primeiros aparentemente associados a instabilidades atmosféricas/oceanográficas e o último ao ciclo perigeu-apogeu lunar coincidentes com as marés de sizígia observado neste trecho da série.

Análise da assimetria da maré foi executada com a mesma série de maré utilizada para na análise espectral. A Figura 9 mostra o logaritmo da razão do tempo de enchente e vazante para cada ciclo de maré em função da elevação de preamar. Assimetria positiva (negativa) indica tempo de enchente (vazante) maior do que o de vazante (enchente). Observa-se no gráfico que na Baía de Aratu a uma predominância de tempos de maré enchente maiores do que de vazante, com valores médio e máximo de 6,4 horas e 7,5 horas respectivamente. O gráfico mostra ainda uma maior assimetria em maré de quadratura, o que pode ser creditado à grande distribuição de áreas intermareais em um intervalo elevacional relativamente baixo, aparentemente inferior ao nível das preamares de quadratura (Lessa 2000). A Figura 10 mostra a diferença de distorção da onda de maré em quadratura e sizígia no Canal de Cotegipe. É nítida a lenta subida da maré em quadratura, tornando a onda mais assimétrica em relação àquela de sizígia.

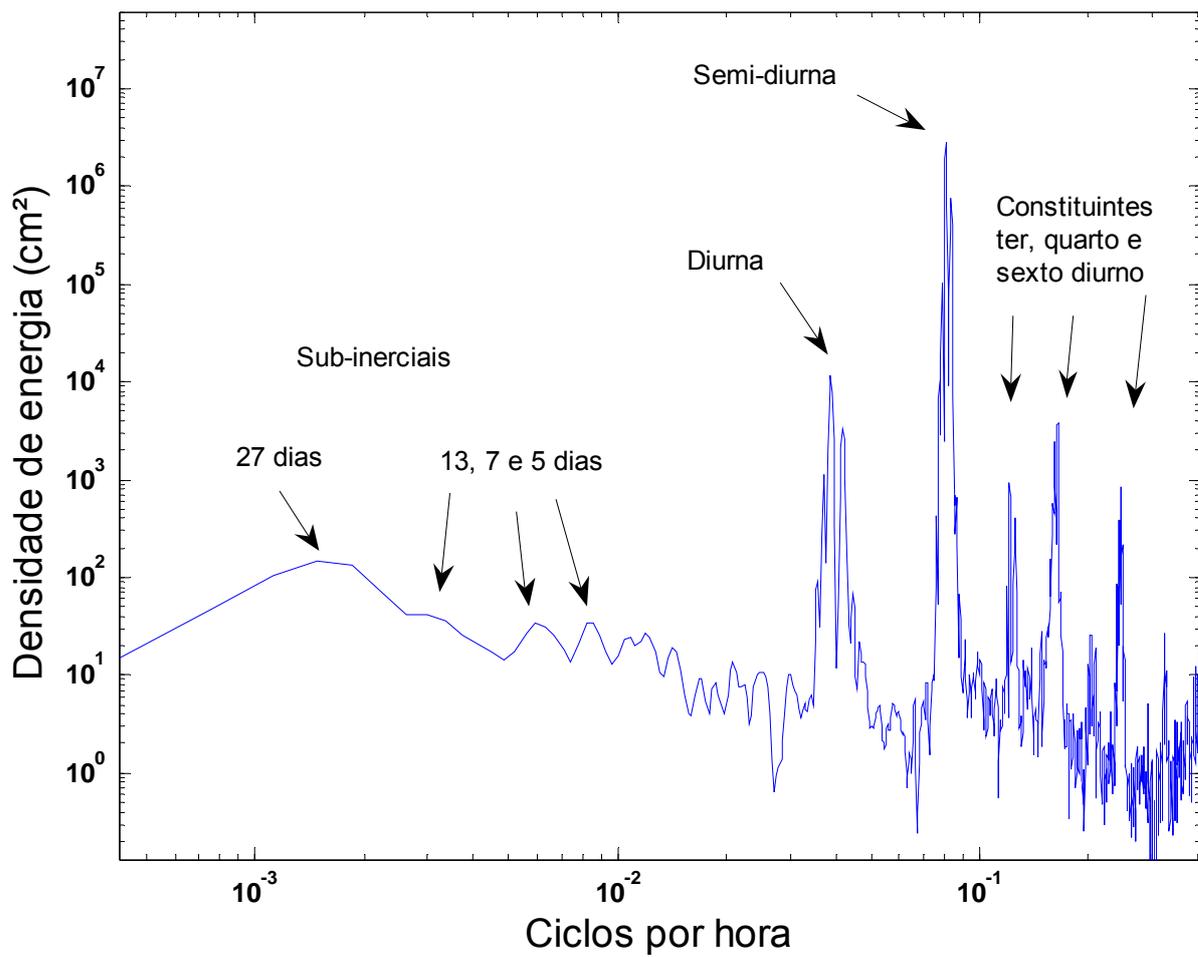


Figura 8 - Análise espectral da elevação do nível d'água.

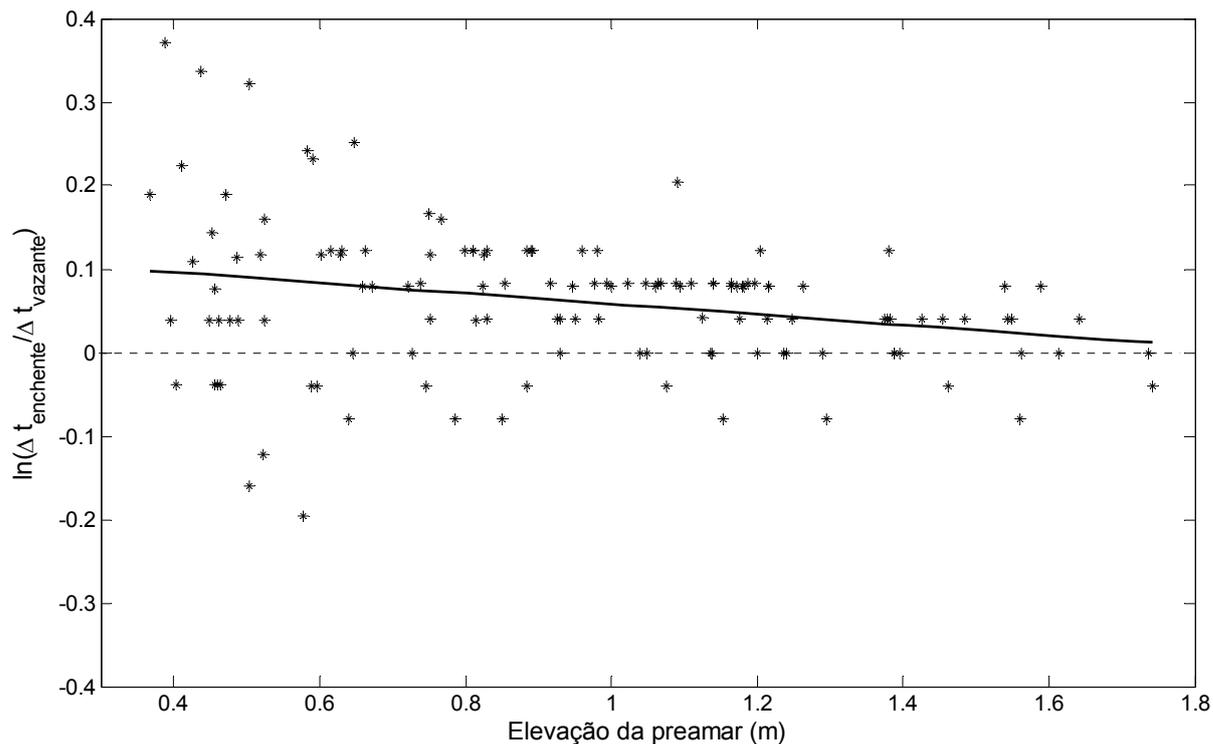


Figura 9 – Variação da assimetria de maré com a elevação da preamar no Canal de Cotegipe.

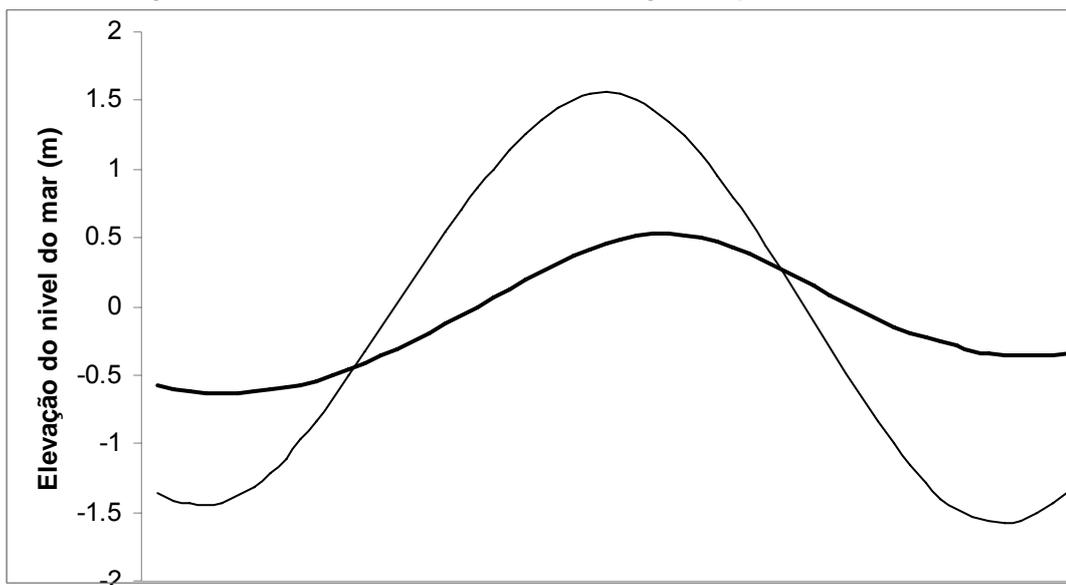


Figura 10 – Diferentes graus de distorção da ondas de maré de sizígia e quadratura registradas no mês de abril de 2007.

5.2 ADCP FUNDEADO

Foi obtido um total de 3086 registros de magnitude e direção das correntes nas estações #101 e #201. A taxa de aproveitamento foi de quase 100% na estação #101_verão, #101_inverno, e #201_inverno. Na estação #201_verão, a taxa de aproveitamento foi de apenas 68% devido à ausência de registros ao final da série. A magnitude média das correntes ao longo da coluna d'água está exposta na Figura 11. Observa-se que na estação

#101 a magnitude média foi de 0,18 m/s no verão e 0,19 m/s no inverno. Na estação #201 as médias foram de 0,18 m/s no verão e 0,16 m/s no inverno. O desvio padrão da magnitude nas séries de verão e inverno nas duas estações foi de 0,1 m/s. As magnitudes máximas registradas para a estação #101 foram 0,48 m/s (verão) e 0,49 m/s (inverno), e para a estação #201 foram 0,70 m/s (verão) e 0,41 m/s (inverno).

A magnitude média da componente longitudinal do fluxo foi 7 vezes superior à da componente transversal (U) na estação #101 para o verão e inverno, e de 5 (verão) a 6 (inverno) vezes maior que a componente transversal na estação #201. A variação temporal da velocidade média de V está exposta na Figura 12. No verão, tanto na estação #101 como na #201, as velocidades média e máxima das correntes de vazante foram superiores às de enchente. As velocidades máximas alcançaram 0,48 m/s na estação #101 e 0,69 m/s na estação #201. No inverno as velocidades média e máxima foram semelhantes na estação #101 (máxima de -0,43 m/s), sendo que na estação #201 as velocidades máximas de vazante (0,41 m/s) foram bastante superiores às de enchente (-0,29 m/s). Observa-se que nas duas estações os valores de velocidade média das correntes de vazante e enchente sofreram muito pouca variação sazonal.

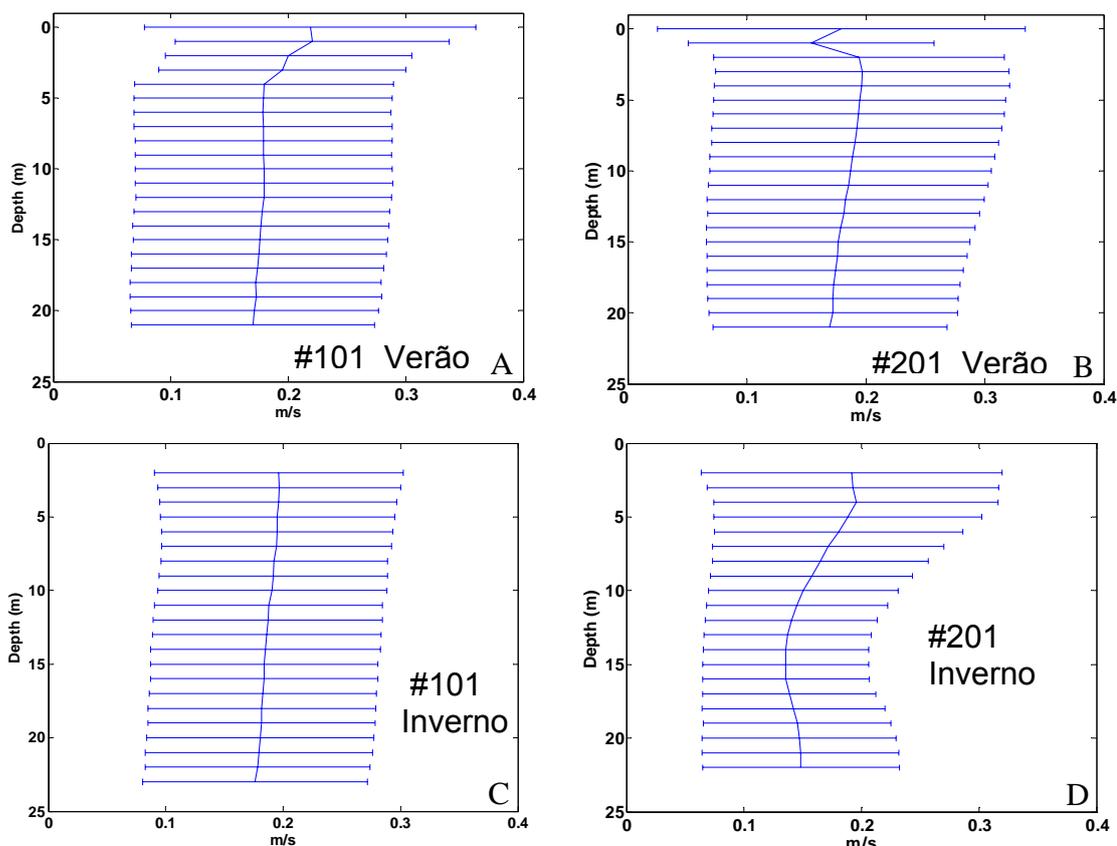


Figura 11 – Variação da magnitude das correntes ao longo da coluna d'água nas estações #101_verão(A), #201_verão(B), #101_inverno (C) e #201_inverno (D).

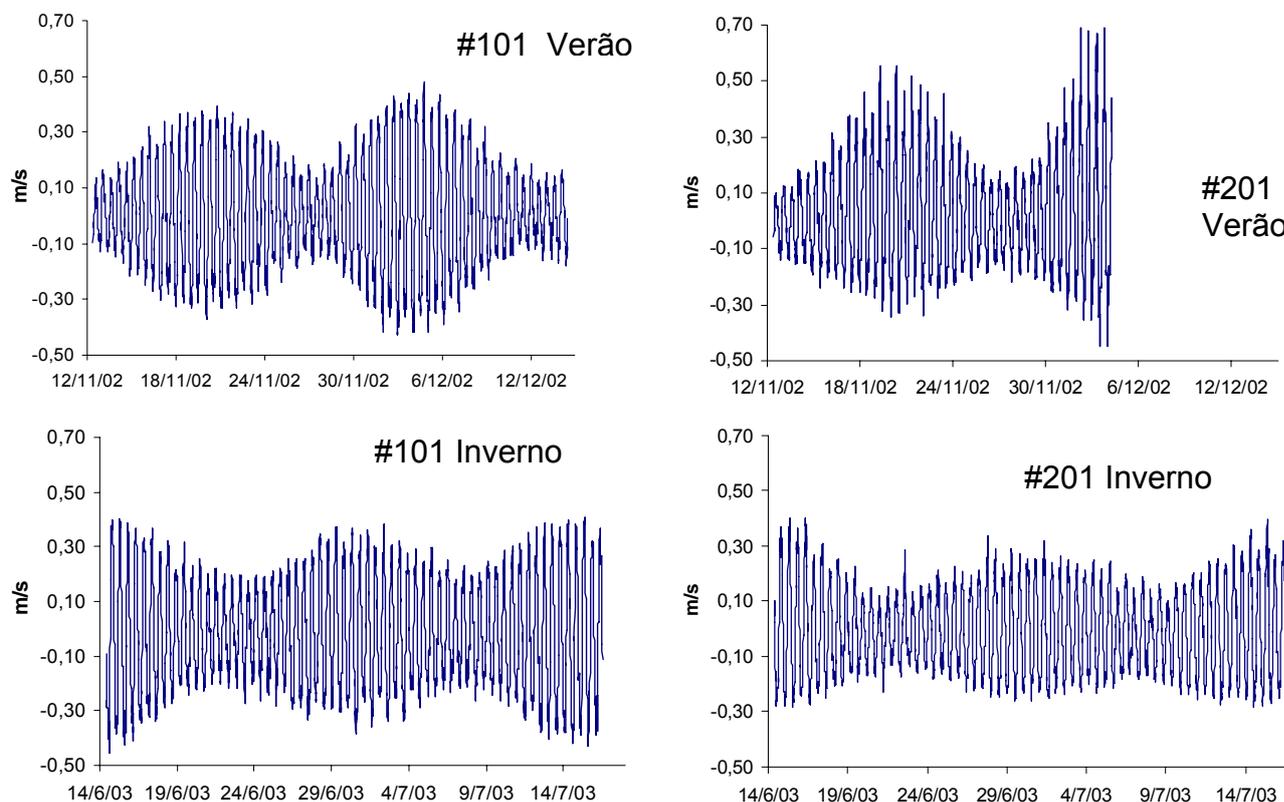


Figura 12 – Variação da velocidade média da componente longitudinal da corrente (V) na coluna d'água, nas estações #101 (a esquerda) e #201 (a direita) para o verão (em cima) e inverno (em baixo). Valores positivos associados a correntes de vazante e valores negativos a correntes de enchente.

5.2.1 Estrutura vertical das correntes.

Na estação #101, a magnitude média e máxima das correntes de superfície e fundo, tanto no verão como no inverno, foram semelhantes. As médias na superfície e fundo, foram de 0,17 m/s e 0,20 m/s respectivamente, enquanto que as máximas registraram valores próximos a 0,53 m/s nas duas profundidades.

Na estação #201, a magnitude média das correntes também foi similar no inverno e verão, tanto na superfície como no fundo, com valores próximos de 0,19 m/s e 0,16 m/s respectivamente. Já os valores máximos foram maiores no fundo (0,74 m/s no verão e 0,62 m/s no inverno) do que na superfície (0,60 m/s no verão e 0,38 m/s no inverno). A comparação das séries previstas e observadas mostra que as correntes de maré explicam

91 % da variância nos registros, com restantes 9% associada a outros fenômenos de baixa-frequência.

A variação da componente da corrente longitudinal ao canal, próxima ao fundo e superfície, está exposta na Figura 13 e na Figura 14. Na estação #101 as magnitudes médias das correntes longitudinais próximas ao fundo e superfície foram de respectivamente 0,17 m/s e 0,16 m/s no verão, e de 0,19 m/s e 0,17 m/s no inverno. As correntes de vazante (V positivo) alcançaram valores médios e máximos superiores aos de enchente na superfície (máxima de 0,55 m/s), as quais, no entanto, foram mais intensas junto ao fundo (máxima de -0,47). De modo geral, as correntes de vazante se estabelecem primeiramente na superfície, enquanto que as de enchente se estabelecem inicialmente no fundo.

Na estação #201 as magnitudes médias das correntes longitudinais próximas ao fundo e superfície foram de respectivamente 0,18 m/s e 0,16 m/s no verão, e de 0,17 m/s e 0,14 m/s no inverno. As correntes de vazante alcançaram valores médios e máximos superiores aos de enchente (máximo de 0,60 m/s) na superfície e junto ao fundo no verão. No inverno, mais uma vez, as velocidades de enchente superaram as de vazante (máximo de -0,37 m/s). Observa-se desta forma que, com exceção do verão na estação #201, as velocidades de enchente foram maiores que as de vazante junto ao fundo.

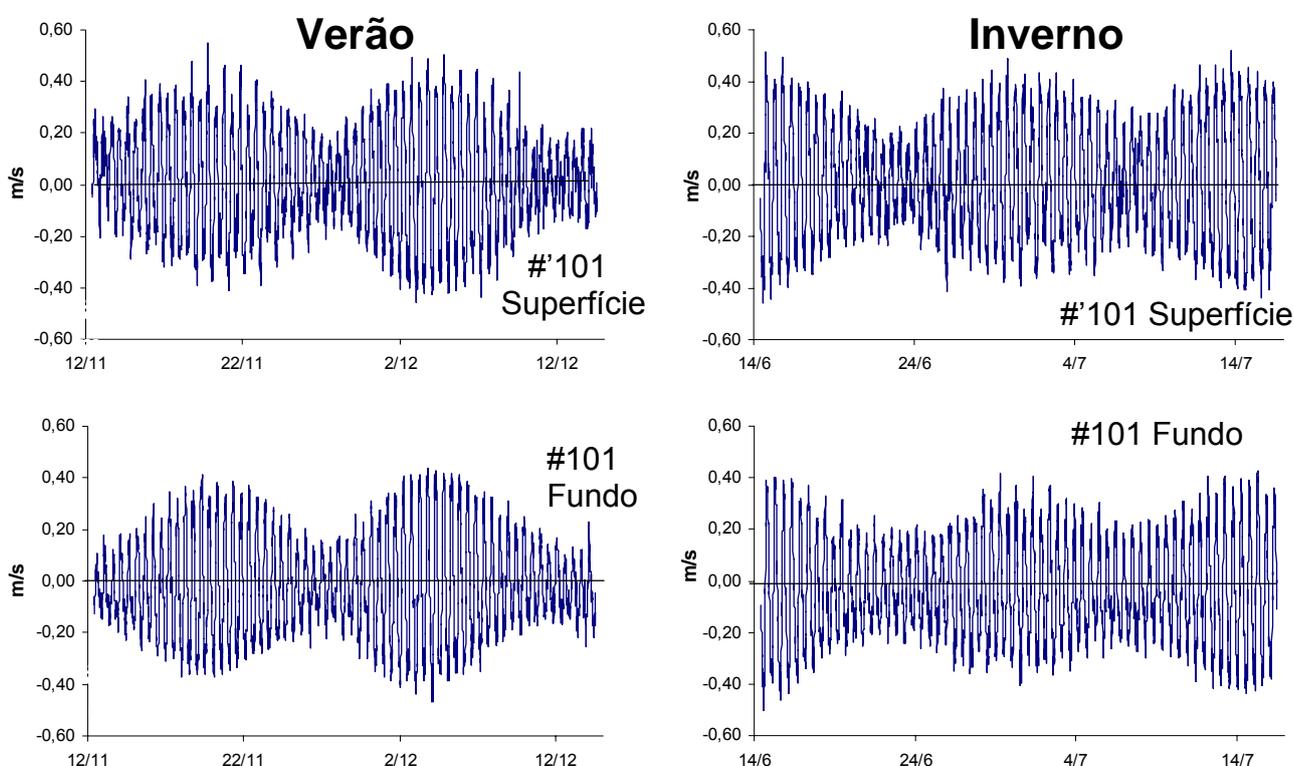


Figura 13 - Variação temporal da componente longitudinal ao canal do vetor da velocidade do fluxo nas estação #101 a -2 metros de profundidade (em cima) e no fundo(em baixo) para o verão (a direita) e o inverno (a esquerda)

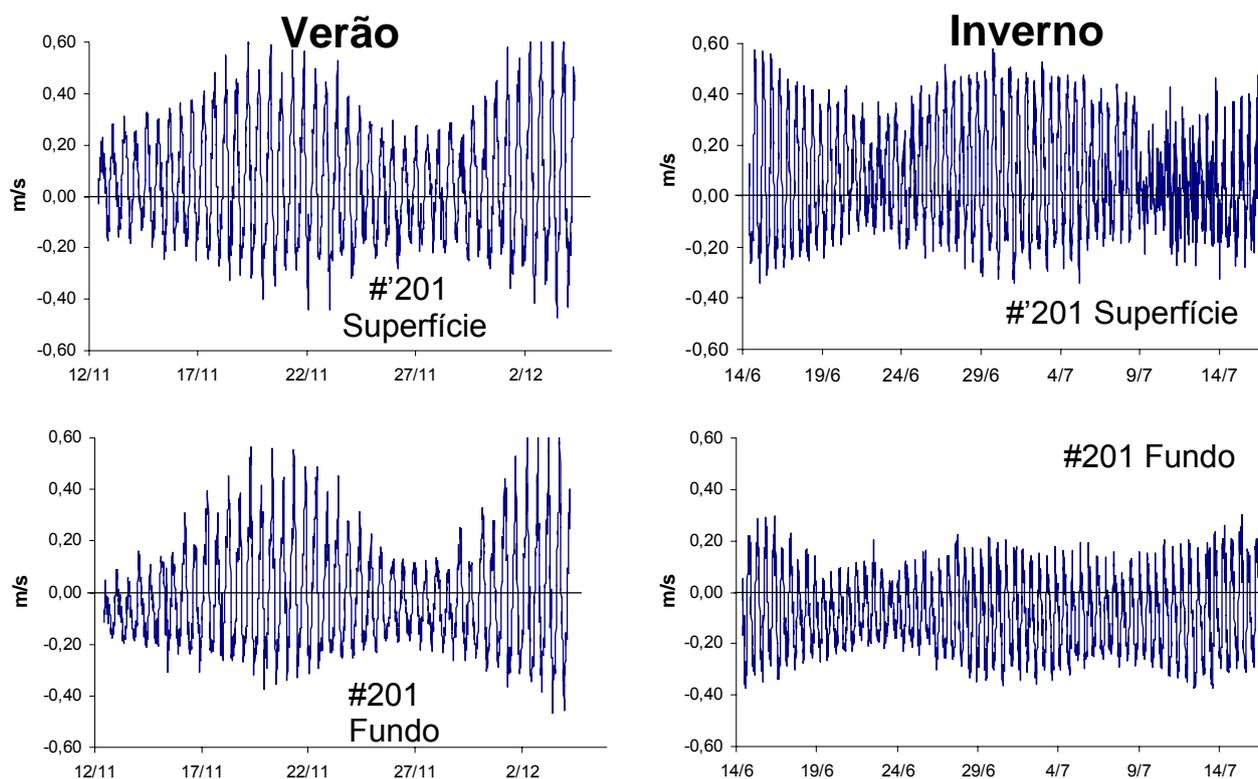


Figura 14 – Variação temporal da componente longitudinal ao canal do vetor da velocidade do fluxo na estação #201 a -2 metros de profundidade (em cima) e no fundo (em baixo) para o verão (a esquerda) e o inverno (a direita)

A análise harmônica da série temporal de correntes (Tabela 2) mostra que as marés astronômicas explicam entre 91% e 98% da variância da estação #101, e entre 75% e 93% da mesma variância da estação #201. As componentes das correntes de maré mais importantes são M2, S2 e N2, que respondem por 37%, 16% e 6% da energia da maré total. A circulação sub-mareal responde por uma pequena variância das correntes observadas, tendo freqüências de 8 a 11 dias como sugerido pelo espectro da distribuição da densidade de energia da estação #101 na Figura 15.

As assimetrias das correntes de maré são expressas através do logaritmo natural da razão da velocidade máxima de enchente e de vazante exposta na Figura 16. Observa-se uma modulação das assimetrias entre sizígia e, quadratura, quando mares com preamar inferior a 0,8 metros causam predominio das correntes de enchente (valores positivos da razão do logaritmo). Em maré de sizígia é observada uma predominância das correntes de vazante.

Tabela 2 – Constantes harmônicas mais importantes das correntes de maré

Componente	Velocidade (cm/s)	Fase (°)
M2	25,03	207,06
S2	12,33	225,31
N2	5,41	200,36
K2	3,35	225,31
M4	3,03	13,27
MU2	2,41	234,58
K1	1,73	240,46
L2	1,69	197,95
2MS6	1,67	119,98
M6	1,37	129,05
MS4	1,34	74,87
SL4	1,15	137,64
MK3	1,09	146,84
NU2	1,03	207,06

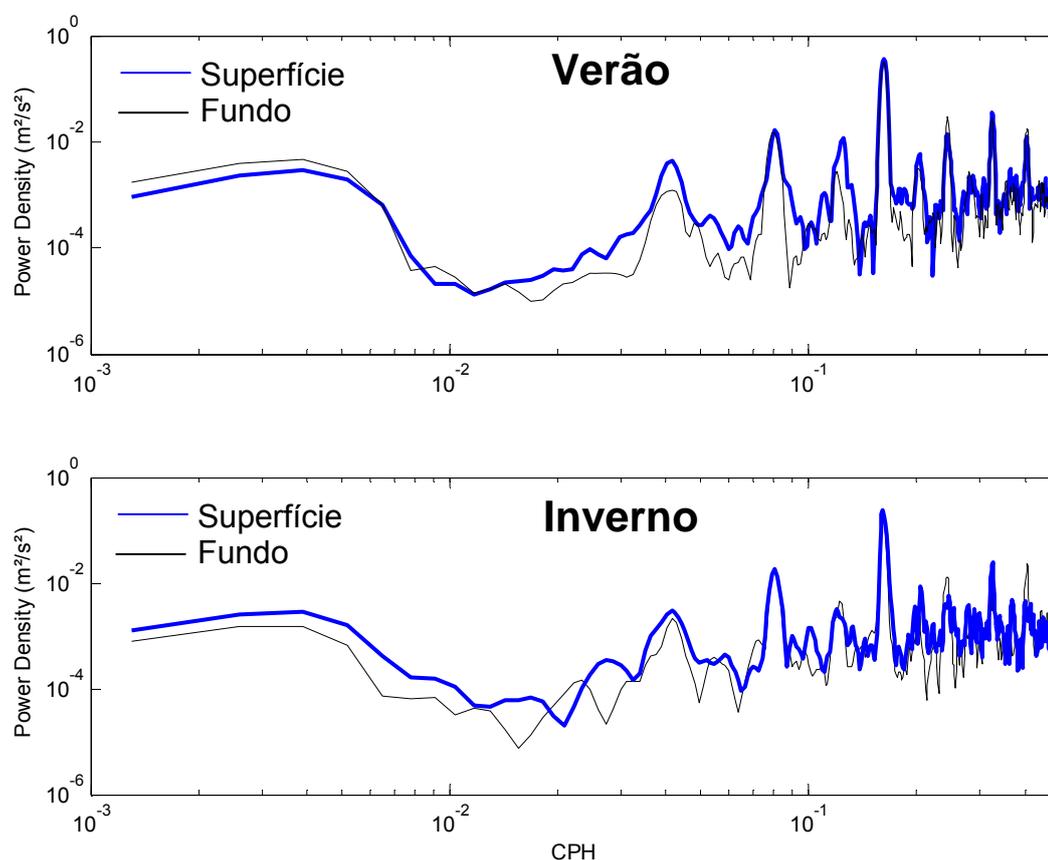


Figura 15 – Espectro de energia das correntes observadas na estação #101 (meio do canal), sendo o verão em cima e o inverno em abaixo. A linha mais grossa representa a camada de superfície e a mais fina o fundo.

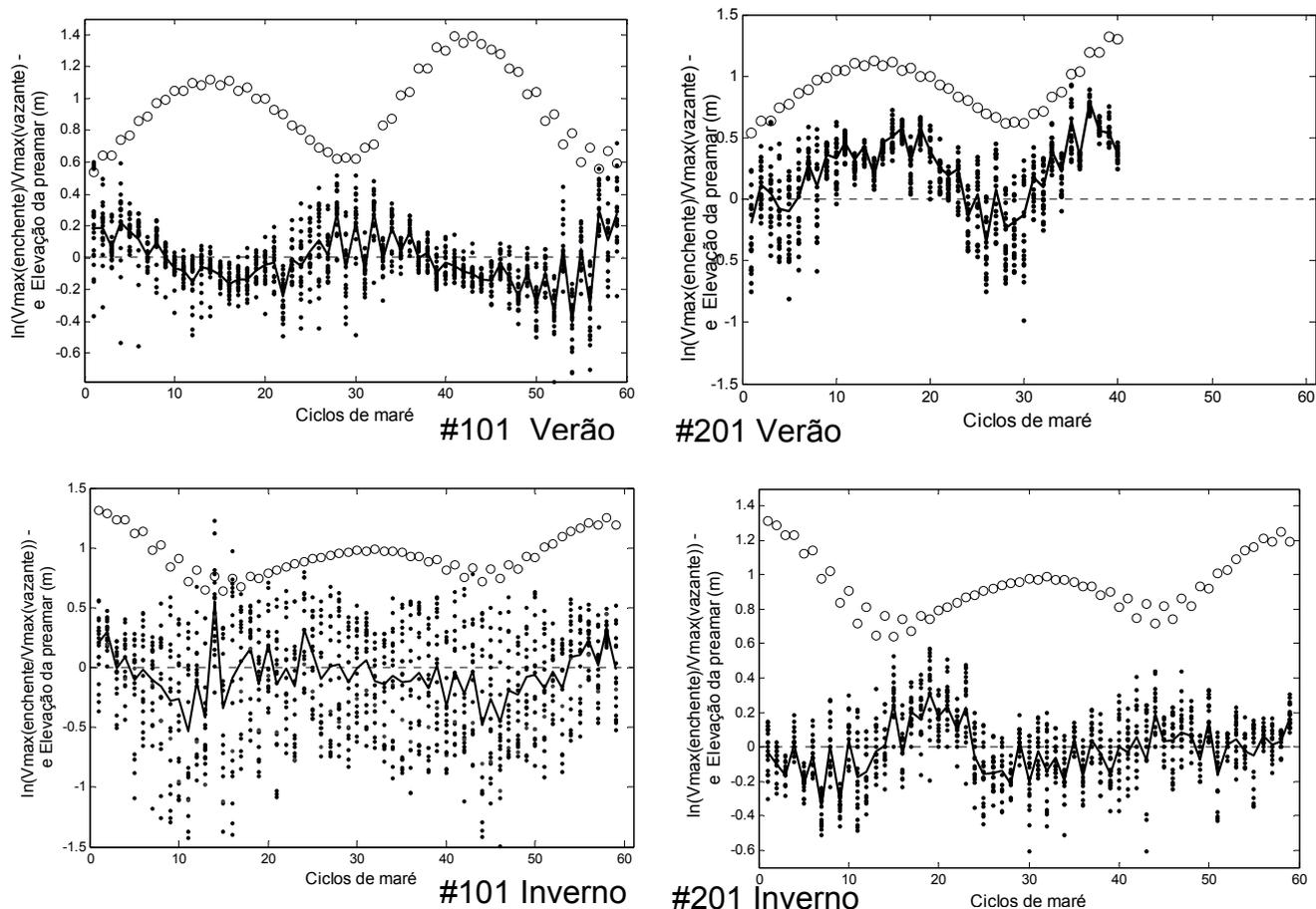


Figura 16 – Logaritmo natural da razão entre a velocidade máxima de enchente e de vazante, sendo que a linha preta representa a assimetria média para toda a coluna d'água e a bolas vazias representam a elevação da preamar para o mesmo ciclo de maré.

5.3 CORRENTÔMETROS AANDERAA

Foi obtido um total de 1441 registros de magnitude e direção das correntes nas estações #16 e #03. A taxa de aproveitamento foi acima de 95% nas duas estações.

Na estação #03_verão, a magnitude média para a série de dados foi de 0,16 m/s próximo à superfície e 0,17 m/s próximo ao fundo. Na estação #03_inverno, as médias foram 0,19 m/s na superfície e 0,17 m/s no fundo. Na estação #16, a magnitude média foi de 0,11 m/s no verão e 0,13 m/s no inverno. O desvio padrão da magnitude em todas as séries de dados variou entre 0,06 m/s até 0,10 m/s. As magnitudes máximas registradas para a estação #03 próximo à superfície foram 0,40 m/s (verão) e 0,42 m/s (inverno), sendo que as velocidades máximas próximo ao fundo foram 0,41 m/s (verão) e 0,47 m/s (inverno). As magnitudes máximas na estação #16 foram de 0,31 m/s no verão e 0,37 m/s no inverno.

Assim como nas estações de ADCP, os valores positivos da componente longitudinal ao canal associam-se às correntes de vazante, e valores negativos às correntes de enchente. A média da magnitude da componente longitudinal (V) na estação #03 foi de 5 a 7 vezes

superior à da componente transversal ao canal (U), e na estação #16 V variou entre 7 (verão) e 6 (inverno) vezes maior que U .

A variação temporal da componente longitudinal ao canal está exposta na Figura 17. Observa-se que as velocidades no inverno foram superiores às do verão, e que as orientadas para a enchente (negativas) foram maiores que as orientadas para vazante. Na estação #06 os fluxos mais fortes foram de $-0,37$ m/s e $0,33$ m/s. Na estação #03_superfície, as velocidades máximas alcançaram $-0,42$ m/s e $0,35$ m/s. As velocidades máximas de superfície na vazante na estação #03 alcançaram $0,35$ m/s (verão e inverno) enquanto que na enchente, estas foram de $-0,42$ m/s (inverno). Junto ao fundo as velocidades máximas foram de $-0,47$ m/s e $0,36$ m/s.

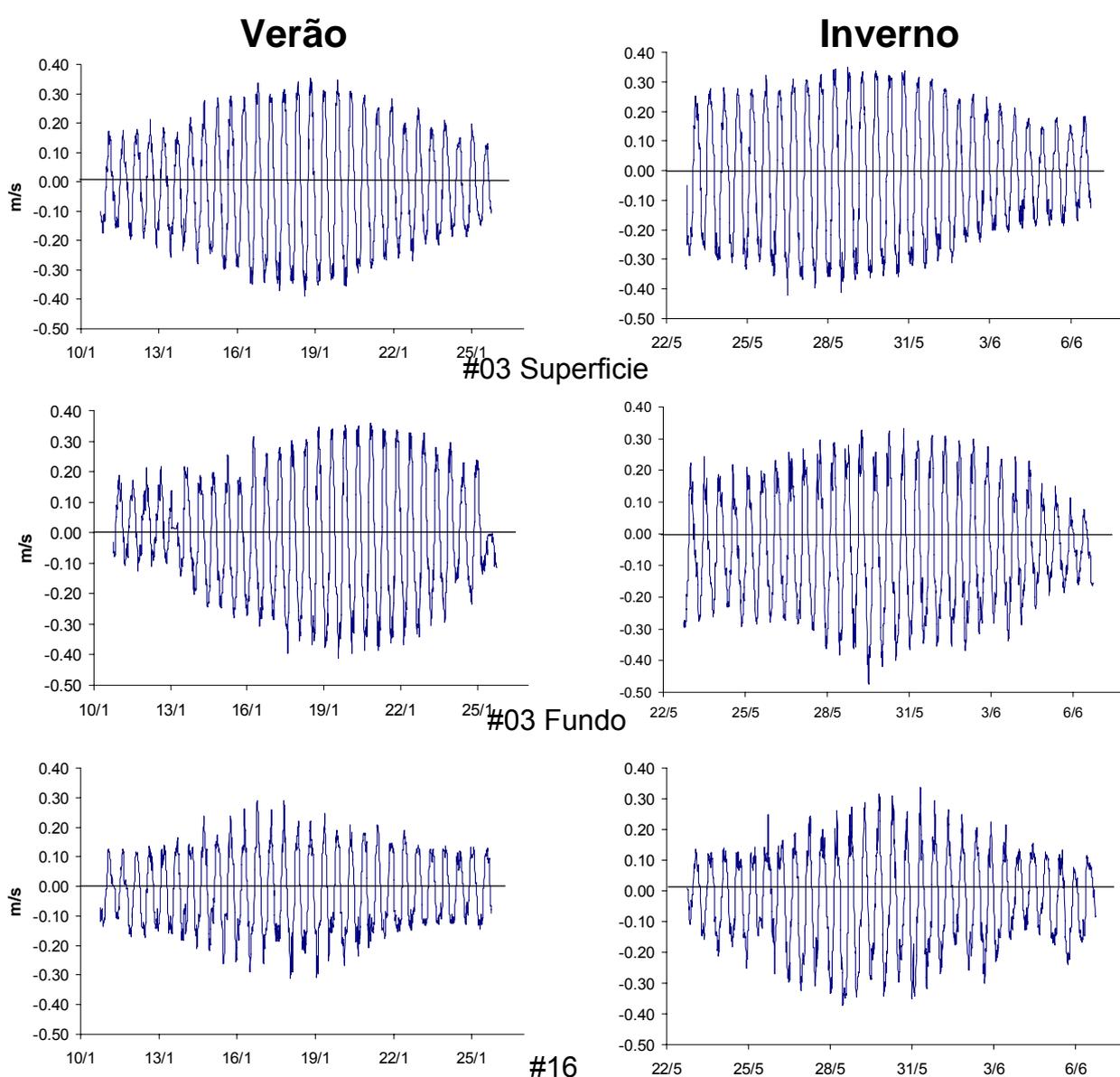


Figura 17 - Média Temporal da velocidade do fluxo longitudinal (V) nas estações #03 na superfície (em cima) e fundo (no meio) e a estação #16 (em baixo) tendo o verão a esquerda e o inverno a direita.

5.4 ADCP'S COM "BOTTOM TRACK" – MONITORAMENTO DA SEÇÃO TRANSVERSAL (2003 E 2006)

5.4.1 Monitoramento no centro do canal (Julho de 2003)

Em Julho de 2003 um monitoramento das correntes no centro do canal (Figura 1) foi realizado em uma situação de maré de sizígia. A Figura 18 mostra o campo de velocidades residuais na seção, com valores positivos (vazante) na superfície (máximo = 0,07 m/s) e fundo, e valores negativos (máximo = -0,05 m/s) no centro da seção. O campo de velocidades residuais na seção transversal concorda em parte com o perfil residual obtido pelos ADCP's fundeados, sendo que o prisma de maré calculado para o ciclo a partir dos de vazão foi de 4.10^7 m^3 .

5.4.2 Monitoramento na saída do canal (Fevereiro de 2006)

Foi realizado um monitorado das correntes ao longo da seção transversal na saída do canal de Cotegipe durante um ciclo completo de maré de quadratura (21/02/2006). Gráficos de velocidade das correntes residuais ao longo da seção estão expostos na (Figura 18).

No momento de maiores velocidades de enchente (máxima enchente - 05:13h) as correntes mais fortes ocorrem no centro do perfil à meia coluna d'água. A velocidade média (máxima) na situação de enchente foi de -0,12 m/s (-0,45 m/s). Na situação de máxima vazante as maiores velocidades ocorreram na parte inferior esquerda do perfil. A velocidade média (máxima) das correntes foi de 0,08 m/s (0,20 m/s) (Amorim, 2006).

A tendência do fluxo residual foi de enchente nas camadas superiores e de vazante nas camadas inferiores, apresentando máximos de -0,08 m/s e 0,06 m/s respectivamente. O fluxo residual médio em todo perfil foi de enchente com intensidade de correntes de -0,01 m/s e transporte residual de $-113,7 \text{ m}^3/\text{s}$ (Amorim, 2006).

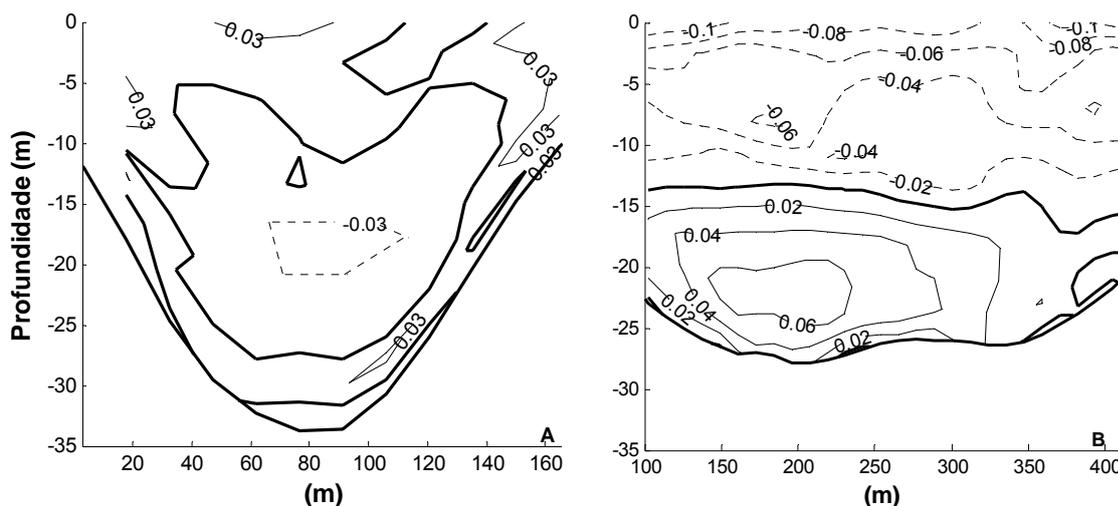


Figura 18 - Campo de velocidades residuais ao longo da seção transversal de julho de 2003 no meio do canal (A) e em fevereiro de 2006 (B)

5.5 PROPRIEDADES FÍSICAS – CTD

Figura 19 mostra a distribuição dos valores de temperatura e salinidade para as estações #03 e #16, além dos pontos no talvegue das seções transversais #D1 e #D2 (Figura 1). Registros do período de verão formam um grupo localizado na parte superior à direita do gráfico, com valores de salinidade superiores a 36 e temperaturas acima de 28 °C, garantindo a classificação como água tropical (AT) (temperaturas acima de 20°C e salinidade acima de 36) de acordo com Emilson (1961). Valores máximos de temperatura e salinidade foram registrados em fevereiro de 2006, alcançando 30,5°C e 37,7 respectivamente. Os registros de inverno mostram a formação de uma massa de água costeira (AC), com salinidades inferiores a 35 e temperaturas abaixo de 28°C. As maiores variações de temperatura ocorreram no verão (1,5 °C e 1,3 °C para as estações #03 e #16 respectivamente), enquanto as diferenças de salinidades se tornam mais pronunciadas no inverno (2,5 e 1,5 para as estações #03 e #16 respectivamente). Menores valores de salinidade associadas à estação #16 são relativos a medidas junto ao fundo, e ocorrem tanto no verão quanto no inverno.

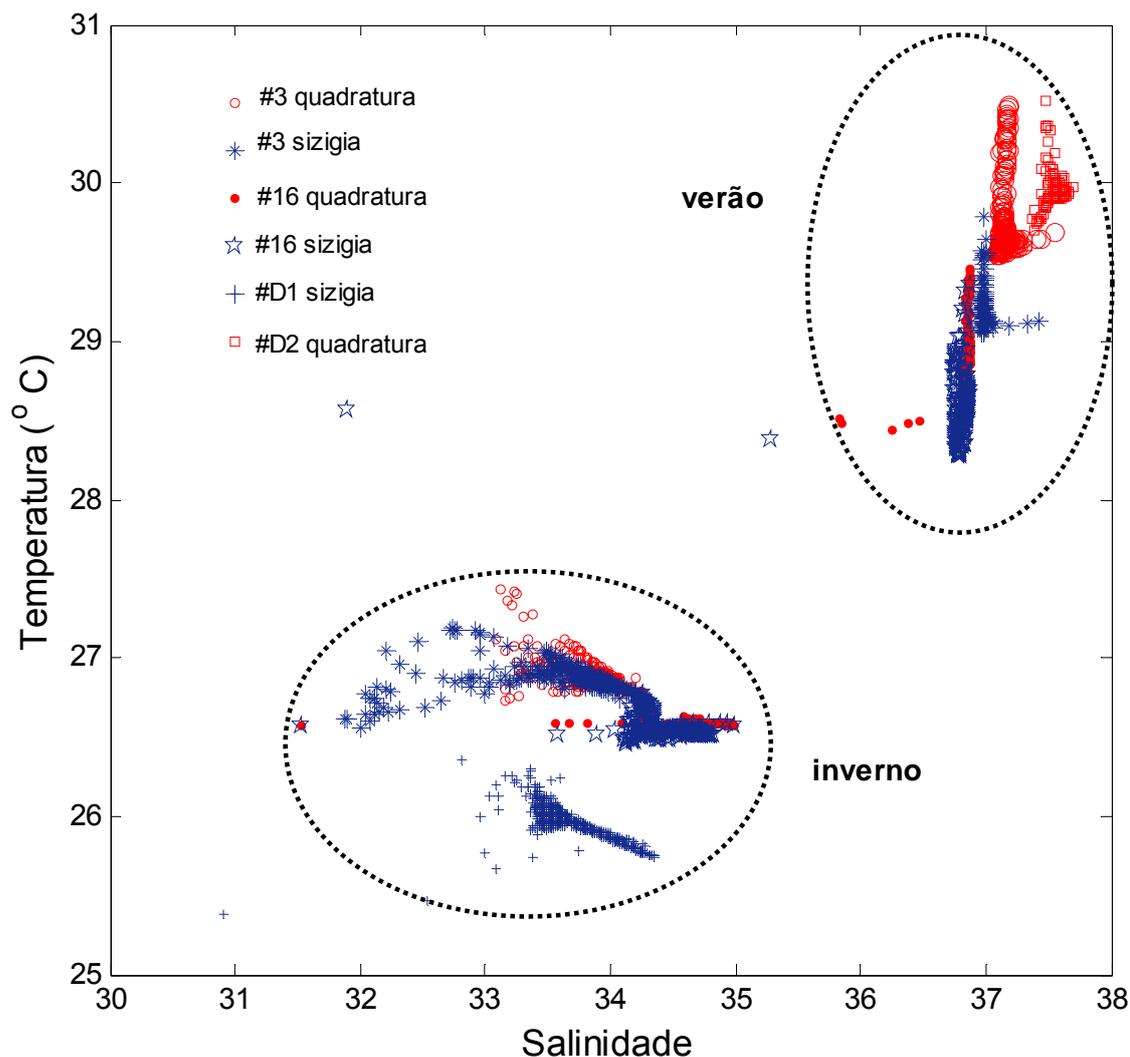


Figura 19 – Diagrama de Temperatura e Salinidade das medições com CTD nas estações #03 e #16 (1999) e das secções transversais #D1 (2003) e #D2 (2006). Sizígia e quadratura são diferenciadas pelas cores.

5.5.1 Estações Fixas (#03 e #16)

A Figura 20 e Figura 21 apresentam os perfis verticais médios de temperatura, salinidade e densidade monitorados simultaneamente nas estações #3 e #16.

Nos quatro ciclos de maré, a temperatura na estação #03 foi ligeiramente superior a da apresentada na estação #16. A temperatura média no inverno foi de 26,87 °C na estação #3 e de 26,58 °C na estação #16. As temperaturas não apresentaram muita variação entre as situações de maré de quadratura e sizígia. No verão, as temperaturas médias foram de 29,44 °C na estação #3 e de 28,72 °C na estação #16. O período de verão apresentou maior estratificação vertical de temperatura (gradiente máximo de 0,5 °C na estação #06), maiores valores de temperatura (máximo de 30,45 °C na estação #03) e também os maiores desvios padrões.

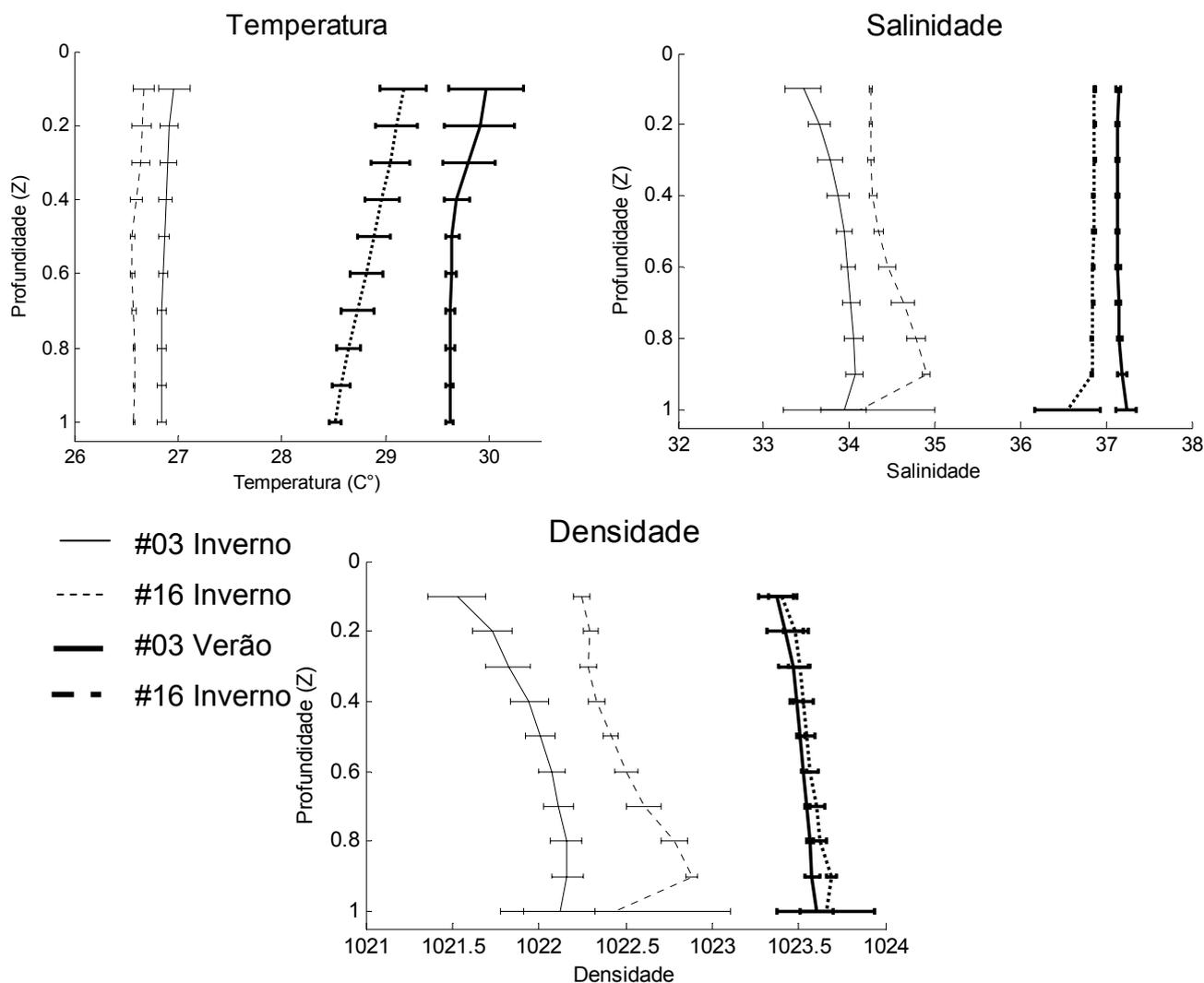


Figura 20 - Perfis Verticais de Temperatura, Salinidade e Densidade ao longo do ciclo de maré de quadratura estações #16 (linha pontilhada) e #03 (linha contínua) para o verão (linha mais grossa) e inverno (linha mais fina) com a profundidade adimensional.

A estação #16_ inverno (sizígia e quadratura) apresentou uma salinidade superior a da apresentada na estação #03, com médias de respectivamente 34,47 e 33,77. Já no período de verão (sizígia e quadratura), a salinidade na estação #16 foi ligeiramente menor do que na estação #03, com médias de 36,82 e 37,07 respectivamente. Nas duas estações, o período de inverno apresenta uma pequena variação vertical de salinidade (gradiente máximo de 1,3 na estação #03) e um maior desvio padrão. No verão a distribuição da salinidade ao longo da coluna d'água foi homogênea nas duas estações. Na estação #06 junto ao fundo observa-se valores de salinidades relativamente mais baixos, tanto no verão quanto no inverno, tanto para sizígia como em quadratura. Esse fenômeno pode estar relacionado a uma descarga local de algum aquífero ao longo de uma linha de falha

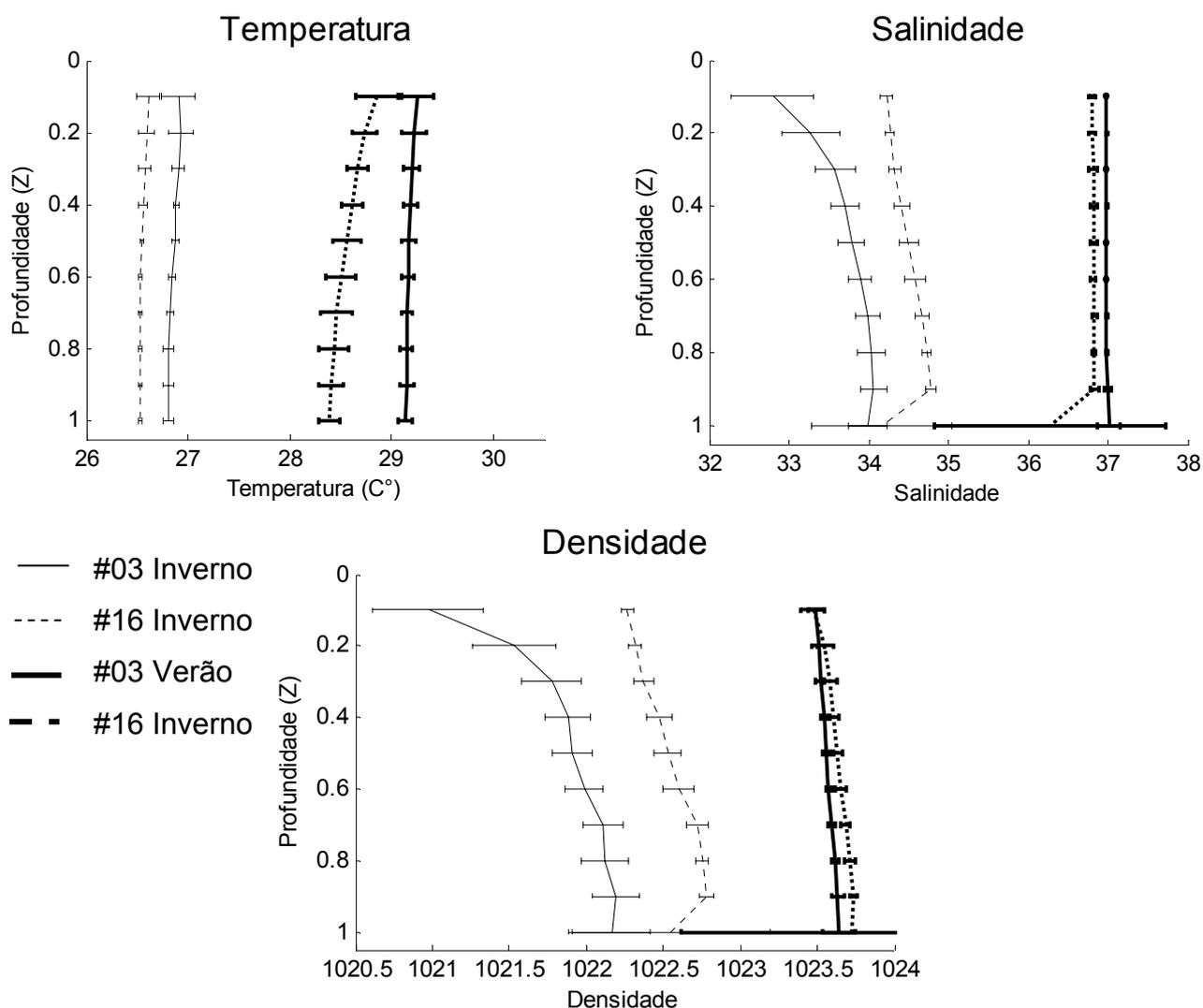


Figura 21 - Perfis Verticais de Temperatura, Salinidade e Densidade ao longo do ciclo de maré de sizígia nas estações #16 (linha pontilhada) e #03 (linha contínua) para o verão (linha mais grossa) e inverno (linha mais fina) com a profundidade adimensional.

A estação #03 apresentou uma densidade média inferior à da estação #16 nos dois períodos de monitoramento. No inverno, a densidade média foi de $1021,9 \text{ kg/m}^3$ na estação #03 e $1022,51 \text{ kg/m}^3$ na estação #16. Já no verão essa diferença foi relativamente pequena, com médias de $1023,53 \text{ kg/m}^3$ na estação #03 e $1023,57 \text{ kg/m}^3$ na estação #16. Essa diferença de densidade entre as duas estações no verão chega a ser menor do que os desvios dos mesmos. Os gradientes horizontais de densidade foram pequenos e apresentaram pouca variação entre a quadratura e a sizígia. No entanto, ocorreu diferença sazonal com gradientes médios de verão ($0,6 \times 10^{-5} \text{ Kg/m}^4$) menores que no inverno ($15 \times 10^{-5} \text{ Kg/m}^4$). O gradiente máximo de densidade em superfície (fundo) foi de $24 \times 10^{-5} \text{ Kg/m}^4$ ($12 \times 10^{-5} \text{ Kg/m}^4$) em sizígia (quadratura).

5.5.2 Monitoramento Julho de 2003 (#D1)

A salinidade monitorada na seção transversal #D1 no meio do Canal de Cotegipe em Julho de 2003 (Figura 1), com maré de sizígia apresentou pouca variação vertical, com valores médios de 33,4 e 33,8 na superfície e fundo, respectivamente. Os valores máximos de salinidade na superfície e fundo foram de 33,6 e 34,3, com diferença máxima entre a superfície e fundo de 0,8 na preamar. O perfil vertical de temperatura mostra uma coluna d'água verticalmente homogênea, com temperatura média de 26°C.

5.5.3 Monitoramento Fevereiro de 2006 (#D2)

O monitoramento das propriedades físicas no centro da seção transversal #D2 na saída do canal (Figura 1) foi realizado em situação de maré de quadratura (21/02/2006), concomitante com o monitoramento do fluxo, e em maré de sizígia (14/02/2006) sem o monitoramento do fluxo.

Segundo Amorim 2006, no monitoramento de sizígia a temperatura apresentou uma grande homogeneidade vertical, com valor médio na coluna d'água de 29,9 °C e maior variabilidade na superfície (desvio-padrão de 0,15 °C). O perfil vertical médio de salinidade apresentou maior valor próximo ao fundo (37,6) e maior variabilidade na superfície (desvio-padrão de 0,17) (Amorim,, 2006).

Foi registrada também a variação horária da salinidade ao longo do ciclo de maré, o que mostrou uma coluna d'água homogênea durante o período de maré vazante, quando ocorreram os maiores valores (37,6). Durante a maré enchente foi observada uma pequena estratificação vertical (maximo=0,5).

Na maré de quadratura a estrutura vertical média da temperatura também apresentou uma coluna d'água homogênea, com valor médio de 29,9 °C e desvio padrão máximo de 0,2 °C na superfície. A salinidade apresentou uma pequena variação vertical com valores maiores junto ao fundo (37,6) e menores próximo à superfície (37,4) (Amorim, 2006). A variação horária de salinidade no ciclo de quadratura monitorado apresentou uma pequena estratificação, tendo próximo ao fundo as maiores salinidades (37,6) e na superfície as menores (37,4). Durante preamar ocorreu o maior gradiente vertical, com diferença de 0,5 entre a superfície e o fundo (Amorim, 2006).

5.6 CIRCULAÇÃO RESIDUAL

As correntes longitudinais de superfície e de fundo foram filtradas com período de corte inercial (Salvador = 53h), de modo a eliminar as forçantes de alta frequência e obter a circulação sub-inercial, ou sub-mareais. Os gráficos com as correntes sub-inerciais registradas nas estações #101 e #201 estão expostas na Figura 22.

No inverno, a circulação estuarina clássica, com fluxo de vazante na superfície e fluxo de enchente próximo ao fundo, se mantém constante, com exceção de dois momentos restritos na estação #101 em que o fluxo se torna unidirecional de enchente.

No verão, o padrão de circulação estuarina é mantido, porém as variações do fluxo se mostram mais expressivas. Na estação #201 o fluxo se torna unidirecional de vazante em duas situações, sendo que em uma esse padrão é mantido por cerca de 5 dias. Na estação #101, o fluxo se torna unidirecional de enchente em alguns momentos e ocorre ainda uma situação onde ocorre à inversão de fluxo (estuário inverso).

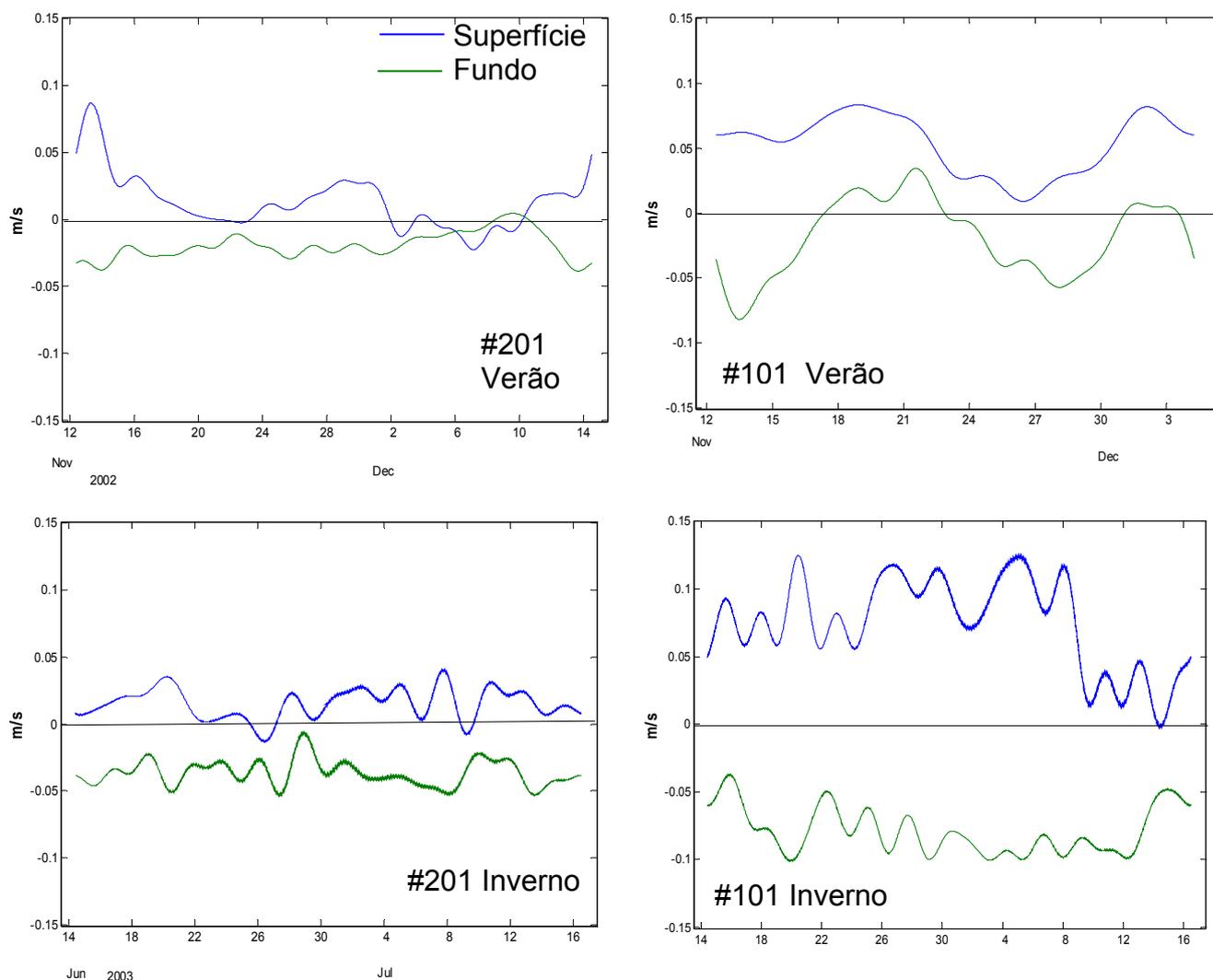


Figura 22 – Filtro espectral de passa - baixa (53h) das correntes longitudinais das estações #101 (a direita) e #201 (a esquerda) para o verão (em cima) e inverno (em baixo), sendo linhas azuis as correntes superficiais e em verde as correntes de fundo.

O filtro de passa-baixa nos correntômetros das estações #03 e #16 mostra um padrão de circulação de armazenamento (unidirecional de enchente) nas profundidades monitoradas (Figura 23). Apenas na estação #03_ verão e #16_ inverno ocorrem situações em que o fluxo passa a ser de vazante.

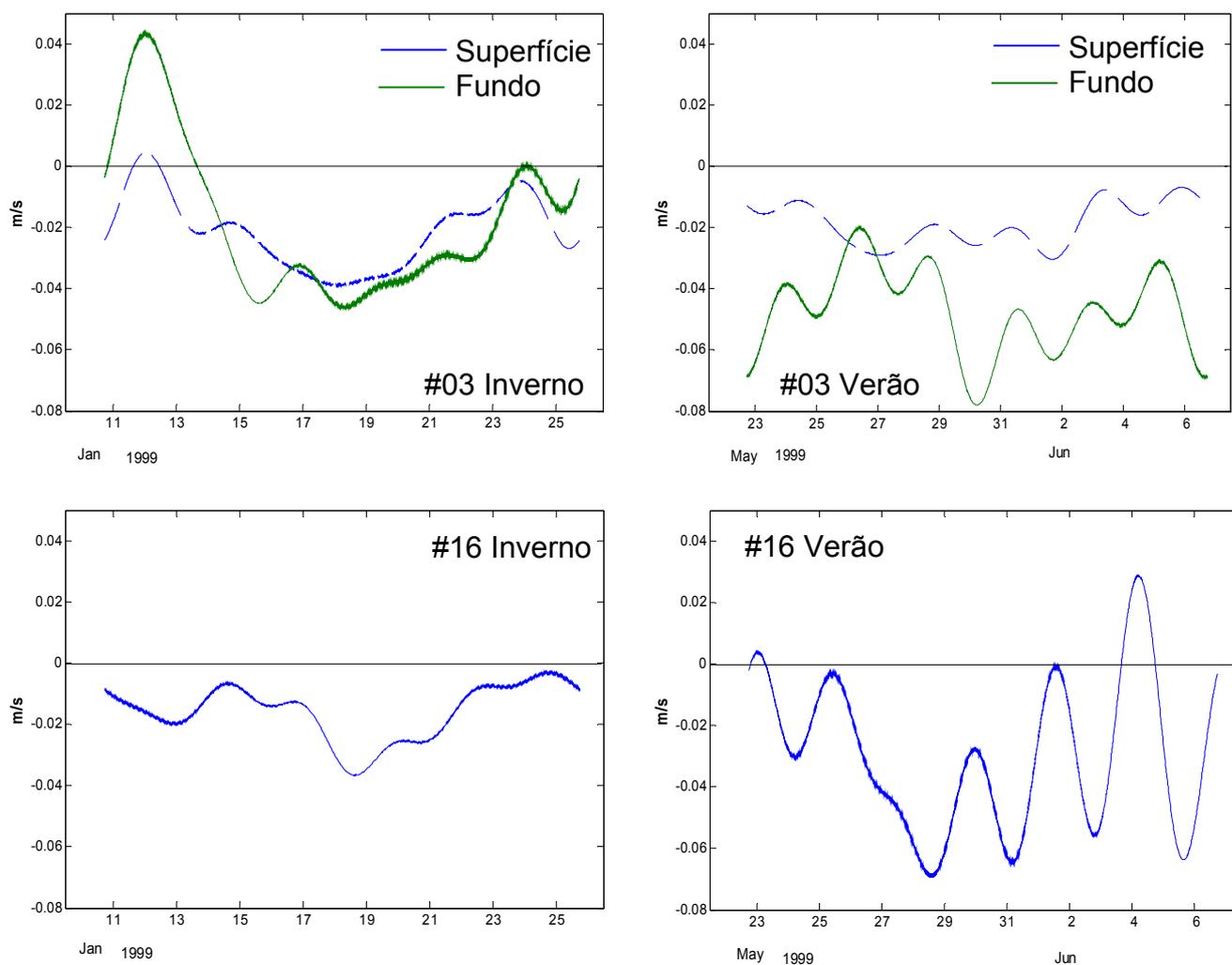


FIGURA 23 – Variação da velocidade sub-inercial da componente de corrente longitudinal ao canal nas estações #03 (em cima) e #16 (em baixo) para o verão (esquerda) e inverno (direita). Na estação #03 a linha tracejada corresponde às correntes superficiais e a linha contínua às correntes de fundo.

Ao analisar o perfil vertical residual da componente longitudinal ao canal das estações #101 e #201 (Figura 24) verificamos o estabelecimento de uma circulação residual gravitacional, com velocidades positivas nas camadas superficiais (escoamento superficial direcionado para fora da Baía de Aratu), e negativas nas camadas mais profundas (bombeamento para dentro da baía). A circulação residual variou sazonalmente, sendo mais intensa durante o inverno. A estação #201 (saída do canal) as correntes residuais foram maiores tanto no

verão quanto no inverno. A magnitude média variou de 0,02 m/s a 0,05 m/s (#201_inverno), sendo que as médias na estação #101 para a superfície e fundo foram respectivamente de 0,01 m/s e -0,02 para o verão e 0,02 m/s e -0,04 m/s para o inverno. Na estação #201, nestas mesmas profundidades, as correntes residuais médias para a superfície e fundo foram respectivamente de 0,05 m/s -0,02 m/s para o verão e 0,07 m/s e -0,08 m/s no inverno.

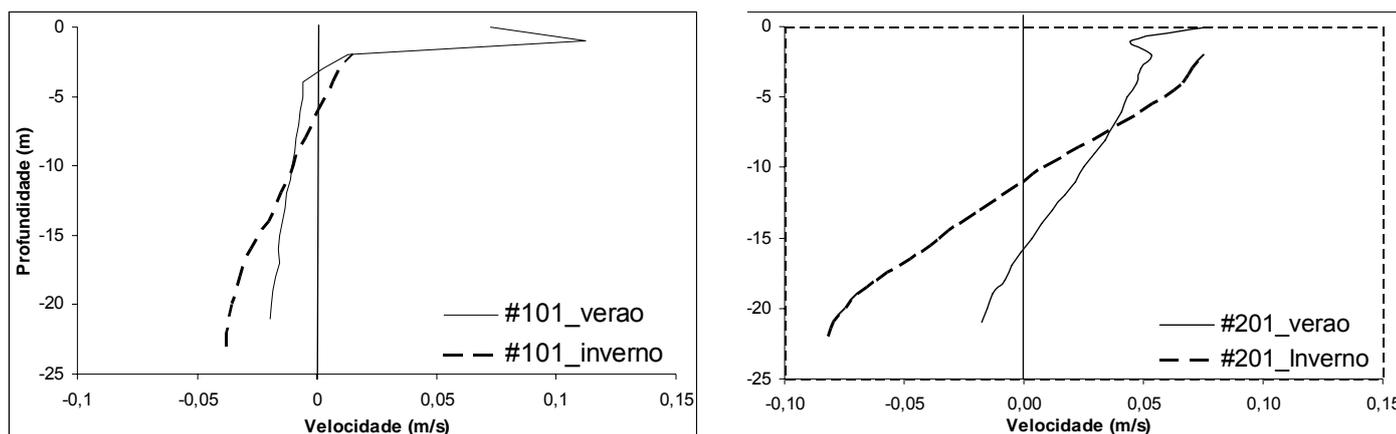


Figura 24 - Variação da componente longitudinal ao canal do vetor da velocidade do fluxo nas estações #101_verão e #101_inverno (a esquerda) e em #201_verão e #201_inverno (a direita).

6 DISCUSSÃO

A maré na Baía de Aratu sofre uma assimetria com tempos maiores de enchente que de vazante. Essa assimetria está em correspondência com a assimetria geral observada na Baía de Todos os Santos (BTS) por Lessa et al. (2000) e Cirano e Lessa (2008). O relativamente grande armazenamento intermareal na Baía de Aratu possibilita a distorção da maré no Canal de Cotegipe ($\max \Delta t_{\text{enchente}}/\Delta t_{\text{vazante}} = 1.34$) maior do que as reportadas para o Canal de Salvador ($\max \Delta t_{\text{enchente}}/\Delta t_{\text{vazante}} = 1.03$, Cirano e Lessa 2008). A maior assimetria de maré em Aratu em quadratura pode ser creditada a lenta inundação de uma extensa área intermareal que se encontram em intervalo elevacional abaixo do nível de maré alta de quadratura, o que está em concordância com processos similares descritos por Lessa (2000) em pequenos estuários de macromarés.

A maré astronômica respondeu por 98% da variância observada no nível d'água, indicando pequeno impacto da maré meteorológica. Estes valores estão em concordância aos encontrados por Cirano e Lessa (2008) para a BTS (97,5%). A maré de Aratu, assim como a medida em Salvador, apresentou a componente semi-diurna lunar como a principal forçante, que é responsável por 44% da variação do nível d'água. Foram registradas durante o monitoramento oscilações sub-mareais de até 17 cm, que está em acordo com os valores

encontrados por Lessa et al. (2000) (oscilações máximas de 20 cm) em um registro de maré de 1 ano no porto de Salvador. Além da magnitude das oscilações, o espectro de energia mostra um pico com período de 13 dias, que também foi observado por Lessa et al. (2000) para o Porto de Salvador. As marés meteorológicas reduzem em amplitude do sul para o norte ao longo da costa brasileira, devido às maiores variações de pressão. Marone (2005) registrou variações de até 80 cm altura na Baía de Paranaguá no estado do Paraná, sendo que no sul da Bahia valores máximos de 33 cm foram registrados por Lessa e Cirano (2004).

Assim como a elevação do nível d'água, as correntes observadas em Aratu são francamente governadas pela maré astronômica. O índice de correlação e a explicação da variância entre a série de correntes observada e as correntes de maré previstas é respectivamente 0,88 e 91% para a Baía de Aratu. Na parte central da BTS o índice de correlação e explicação da variância encontrada por Cirano e Lessa (2008) foi de 0,90 e 85%. Cirano e Lessa (2008) observaram que a influência dos ventos na circulação ocorre apenas na plataforma interna, onde ventos de leste-nordeste causam correntes sub-inerciais direcionadas para o sul no verão e ventos de sul-sudeste geram correntes direcionadas para o norte no inverno. No interior da baía a influencia é negligível, ocorrendo apenas uma maior correlação entre as oscilações sub-inerciais de dentro e de fora da baía no inverno, quando os ventos estão alinhados com a entrada da baía. Dessa forma a circulação sub-inercial na BTS, assim como na Baía de Aratu, é creditada a gradientes de densidade e circulação barotrópica de baixa frequência.

A distribuição dos valores de assimetria de velocidade das correntes no Canal de Cotegipe não reproduziu o padrão esperado dada a variação da assimetria da onda de maré, As marés mais assimétricas de quadratura, com tempos de descida mais curtos, deveria induzir correntes mais velozes de vazante, o que não foi observado. Uma possível explicação para o predomínio das correntes de enchente em quadratura seria a desigualdade diurna da maré, que promove diferenças de elevação maiores entre a baixamar e a preamar, em relação à diferença entre a preamar e a baixamar seguinte.

A coluna d'água na Baía de Aratu é do tipo verticalmente bem misturada, com diferença máxima de salinidade (densidade) entre superfície e fundo de 1,3 (1 kg/m³) observada no inverno. Ocorre variações sazonais nos gradientes verticais de salinidade e temperatura, porém inversas. Enquanto no verão o gradiente mais expressivo é o de temperatura, com diferença máxima entre superfície e fundo de 0,5 °C, no inverno o gradiente mais expressivo é o de salinidade. Cirano e Lessa (2008) observaram diferenças verticais máximas na BTS de temperatura de 2°C (verão) e salinidade de 3 (inverno).

Apesar da boa mistura vertical da coluna d'água, foi observada no canal de Cotegipe a existência de uma circulação gravitacional associada a um gradiente horizontal de

densidade direcionado para dentro da Baía de Aratu. Essa circulação força fluxos sub-mareais que podem causar trocas de água, sólidos e solutos entre a Baía de Aratu e a BTS. Os valores médios dos gradientes de densidade entre a estação #16 e #3 foram de $0,6 \times 10^{-5} \text{ Kg/m}^4$ no verão e de $15 \times 10^{-5} \text{ Kg/m}^4$ no inverno. Este gradiente é quase o dobro do observado por Cirano e Lessa (2008) ($7.94 \times 10^{-5} \text{ kg/m}^4$) para o canal principal da BTS no mesmo inverno.

As correntes potencialmente estabelecidas pelo gradiente de densidade entre a Baía de Aratu (#03) e BTS (#16) foram calculadas para marés de quadratura e sizígia, no verão e no inverno. De acordo com Holloway et al. (1992), a magnitude da corrente baroclínica pode ser calculada pela equação:

$$U(z) = \frac{gH^2}{\rho_0 K_z} \frac{\delta p}{\delta x} \left\{ \frac{3}{16} \frac{1+4a}{1+3a} \left[\left(\frac{z}{H} \right)^2 - 1 - 2a \right] + \frac{1}{6} \left(\frac{z}{H} \right)^3 + \frac{1}{6} + \frac{a}{2} \right\}$$

onde z = elevação (adimensional), H = profundidade total, ρ_0 = densidade média, K_z = Viscosidade vertical assumida como constante com a profundidade e $a = (K_z / k H)$, onde k é o coeficiente linear fricção do fundo dado por $k = u\sqrt{C_d}$, onde C_d é o coeficiente de arrasto. A viscosidade vertical é estimada por $K_z = 0,06 u_x H$, onde u_x é a velocidade de fricção na água calculada por $u_x = \sqrt{k} u-H$. O $u-H$ indica a velocidade u na profundidade $z=H$. Valores calculados para a baía e utilizados na equação de H , u , $u-H$, C_d são respectivamente 30 m, 0,1 m/s, 0,1 m/s e 0,0025. 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 estações é um estreito e longo canal. (Holloway et al. 1992).

A magnitude das correntes calculadas com a equação acima (Figura 25) é similar aos valores observados no inverno, alcançando aproximadamente 0,07 m/s na elevação correspondente do correntômetro inferior. As velocidades calculadas para o verão são entretanto menores que as observadas, e sugere uma inversão na direção do fluxo próximo a superfície que não foi verificada no fundeio com os Aanderaas, simultâneos ao monitoramento com CTD. É observado nos perfis verticais de velocidade (Figura 25) que o nível de velocidade zero ocorre em níveis entre 30% e 40% da profundidade máxima, que é próximo ou logo acima da elevação relativa do correntômetro superior (#03). Isso pode explicar a predominância do fluxo sub-mareal de enchente nas duas séries temporais do correntômetro. Outra razão para a discrepância observada é a possível existência de variabilidades laterais do fluxo, as quais podem ter interferido no campo de correntes de baixa frequência monitorado pelo fundeio.

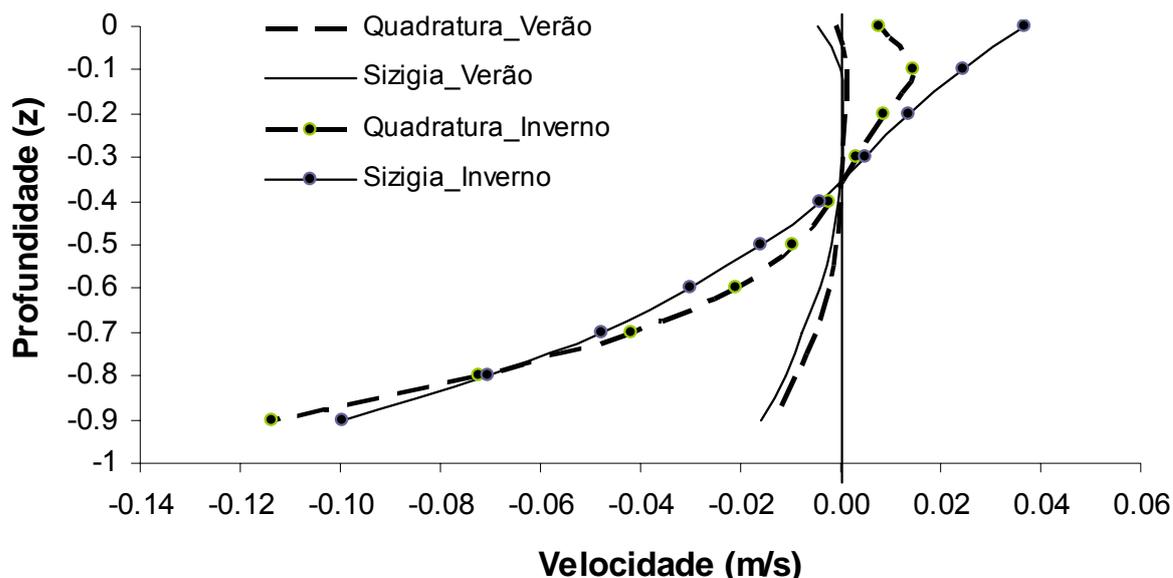


Figura 25 –Distribuição das profundidades das correntes baroclínicas calculadas a partir do gradiente de densidade entre as estações #03 e #16 para quatro ciclos de maré

A circulação residual na Baía de Aratu se mostrou predominantemente estuarina, com água saindo na camada superior da coluna d'água e entrando pela camada inferior. Este mesmo padrão de circulação gravitacional foi observado por Lessa e Cirano (2008) no corpo central BTS. Padrão de circulação semelhante é também relatado por Genz (2006) no canal do Paraguaçu (BTS) em quadratura, por Kjerfve et al (1997) na Baía de Guanabara, e por Marone (2005) na Baía de Paranaguá. Nos dois últimos casos os valores das correntes residuais são um pouco menores que aquelas na Baía de Aratu, ou inferiores a 0,05 m/s.

Uma característica importante da Baía de Aratu é a variação do padrão de circulação durante o ano. Os dados apresentados mostram a existência de pelo menos 3 padrões de circulação residual: a circulação estuarina clássica, a circulação estuarina inversa, e armazenamento (fluxo unidirecional de enchente). Esta variabilidade está condicionada ao balanço hídrico da Baía de Aratu, quando no verão a salinidade é elevada pela evaporação mais intensa e menor precipitação levando à inversão do gradiente de densidade. Resultados semelhantes foram relatados por (Elliott 1976, apud Kjerfve 1989) no estuário de Potomac (EUA), onde 6 modos de circulação foram observados. A circulação estuarina inversa, caracterizada por fluxos residuais de saída de água junto ao fundo e entra junto à superfície, foram registradas no monitoramento do verão de 2002 (ADCP fundeado) e em 2006 (botom-track ADCP).

O transporte de material em suspensão entre a Baía de Aratu e a BTS pode ocorrer sob condições de fluxos residuais sem estratificação ou estratificados. No primeiro caso, o transporte pode ser governado pelo bombeamento da maré, em que o transporte residual é criado por diferenças de fase na velocidade média das correntes de maré na seção e pela

concentração de sedimentos (Stacey et al. 2001). Esse caso especial é dado pelas assimetrias existentes entre as correntes de enchente e vazante. Devido ao predomínio das correntes de vazante no Canal de Cotegipe, pode haver um favorecimento à exportação de material, caso ocorra a correspondência na oscilação dos valores de concentração de sedimentos e velocidade das correntes longo do ciclo de maré.

No caso de fluxos residuais estratificados, o qual aparentemente prevalece no Canal de Cotegipe, o transporte de material em suspensão é direcionado para dentro da baía junto ao fundo e em direção a BTS próximo a superfície. A direção do transporte resultante vai depender da estrutura vertical das concentrações de sedimento em suspensão. Caso as concentrações sejam homogêneas verticalmente, o fluxo baroclínico tende a ser zero, com a camada superior e a inferior se cancelando. Se entretanto existir um gradiente vertical na concentração do material, o transporte por correntes baroclínicas pode então criar um fluxo resultante nos níveis com as maiores concentrações (Martin et al. 2007). Dado que o fluxo direcionado para dentro da baía é estabelecido em cerca de 60% da coluna d'água no Canal de Cotegipe, o transporte resultante de material em suspensão para dentro da Baía de Aratu é esperado. Existe ainda a possibilidade de que a carga poluidora de locais externos a baía, como o Porto de Aratu e a refinaria Landolfo Alves, possa ser seqüestrada para dentro da baía. Poggio et al. (2005) calcularam o transporte de sedimentos em suspensão no talvegue na secção #D1, aplicando uma equação de conversão ao campo vertical de turbidez registrado pelo CTD, tendo obtido como resultado uma importação de sedimentos da ordem de 10^{-4} kg/s m.

Além da variabilidade vertical da circulação sub-mareal, variabilidades laterais poderiam também ocorrer dado à sinuosidade do Canal de Cotegipe. Entretanto, os fluxos residuais das secções #D1 e #D2 não sugerem nenhuma variabilidade lateral significativa. É possível que pequenos giros horizontais existam longe destas secções, ou ainda possam ser formados sobre condições de maré diferentes das monitoradas. Simulações numéricas do fluxo barotrópico poderão responder se a circulação lateral é ou não um importante modo de circulação adicional.

7 CONCLUSÃO

A Baía de Aratu é um sub-sistema costeiro da BTS com 24,5 km² e profundidades geralmente rasas não ultrapassando 5 metros com exceção do Canal de Cotegipe que possui profundidades de até 39 metros. Esse sistema possui águas bem misturadas, recebendo um pequeno aporte de água doce (1,65 m³/s) que representa menos que 3,8 % do prisma de maré da baía. Apesar da pequena descarga de água doce a Baía de Aratu possui um pequeno gradiente horizontal de densidade em relação a BTS que é responsável pela geração de uma circulação residual do tipo estuarina ao longo do Canal de Cotegipe, com fluxo de entrada ocorrendo nos 60% inferiores da coluna d'água. Este padrão de circulação é mais forte durante o inverno quando o gradiente de densidade é maior. Essa estrutura vertical pode, entretanto, mudar para fluxos unidirecionais de enchente ou vazante quando a diminuição do gradiente de densidade consegue quebrar a estratificação da coluna d'água . Um padrão de circulação estuarina inversa pode eventualmente ocorrer quando a direção do gradiente de densidade é invertida devido a situações de balanço hídrico negativo.

As correntes barotrópicas parecem exercer um papel secundário no processo de transporte residual de águas entre a Baía de Aratu e BTS. Ciclos de dominância de vazante e de enchente se alternam entre marés de sizígia e quadratura. Condições de dominância de enchente ocorrem em marés de quadratura associadas à maior desigualdade elevacional no intervalo de baixamar para preamar. Existe também uma modulação barotrópica de 3-4 dias, com causa ainda desconhecida. A sinuosidade existente no canal de Cotegipe pode ser causa de uma dominância de correntes sub-mareais de vazante e de enchente em diferentes lados da secção transversal durante um ciclo da maré, causando vórtices e circulação de giros residuais. A presença destes giros iria induzir a variabilidades laterais nos processos de trocas entre as baías, as quais podem explicar algumas das variabilidades observadas no campo de correntes submareais registrados com correntômetros.

Os resultados obtidos até o momento indicam que substâncias não-conservativas em suspensão na metade inferior da coluna d'água são transportadas para dentro da Baía de Aratu. Isso implica que material nocivo em suspensão na saída da baía e no Canal de Cotegipe, deve encontrar a Baía de Aratu como repositório final. Da mesma forma, substâncias tóxicas provenientes da bacia de drenagem só tem reais condições de serem exportadas caso se mantiverem na metade superior da coluna d'água no Canal e Cotegipe.

8 REFERÊNCIAS

- ALVES T. 2002. Caracterização Geoquímica do Substrato Lamoso de Zonas de Manguezal da Baía de Aratu - Bahia. MSc Dissertation, Programa em Geoquímica e Meio Ambiente, Universidade Federal da Bahia, 120 pp.
- AMORIM, F. N. 2006. Análise do conjunto de dados oceanográficos para a região adjacente ao Porto de Aratu durante o mês de fevereiro de 2006. Relatório Técnico (inédito).
- BITTENCOURT, ACSP, BRICHTA A & DI NAPOLI E. 1974. A sedimentação na Baía de Aratu. Rev. Bras. Geoc., 4(1):51-63.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; FERREIRA, Y. A.; DI NAPOLI, E. Alguns aspectos da sedimentação na Baía de Todos os Santos. Rev. Bras. Geoc., 1976, p. 246-263.
- Cirano, M. ; Lessa, G. C 2004. On the Circulation of a Coastal Channel within the Arolhos Coral-Reef System - Southern Bahia (17°40' S), Brazil. Journal of Coastal Research, Special Issue 39, 2004
- CIRANO M & LESSA GC. 2008. Oceanographic characteristics of Baía de Todos os Santos, Brazil. Brazilian Journal of Geophysics (in press)
- CRA – CENTRO DE RESUSOS AMBIENTAIS. 2000, Saneamento ambiental da Baía de Todos os Santos. Technical Report RT-257-03-GR-002-RF, 248 pp.
- CRA - CENTRO DE RESUSOS AMBIENTAIS. 2004. Diagnostico da concentração de metais pesados e hidrocarbonetos de petróleo nos sedimentos e biota da baía de todos os santos. Technical 0293-RT-00-MA-008 R-02, Vol. II.
- EMILSON I. 1961. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. Bol. Inst. Oce., 17:101–112.
- FRANCO AS. 1988. Tides, fundamentals, analysis and prediction – Fundação Centro Tecnológico de hidráulica. São Paulo, 249 pp.
- FREIRE FILHO R. 1979. Um estudo sobre os metais pesados nos sedimentos recentes da Baía de Aratu (BA). MSc Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia
- GENZ F. 2006. Avaliação dos efeitos da barragem pedra do cavalo sobre a circulação estuarina do rio paraguaçu e baía de iguape. PhD Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, 250 pp.
- GENZ F, CIRANO M. & LESSA GC. 2006 ProcED: a MATLAB package for Processing ADCP Estuarine Data. Cont. Shelf Res. (submitted).
- HOLLOWAY PE, SYMONDS G & NUNES VAZ R. 1992. Observations of Circulation and Exchange Processes in Jervis Bay, New South Wales. Aust. J. Mar. Freshwater Res. 43:1487-515.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia 1992. Normais Climatológicas - 1961 a 1990. Ministério de Agricultura, Pecuária e Abastecimento. <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php?lnk=http://www.inmet.gov.br/html/clima/graficos/index4.html> - 09/01/2008).
- Kjerfve, B., 1989. Estuarine geomorphology and physical oceanography. In: J. Day Jr; C. Hall; W.M. Kemp and A. Arancibia (Eds), Estuarine Ecology. John Wiley & Sons, pp. 47-78.
- Kjerfve, B. ; Ribeiro, C. H. A. ; Oceanographic characteristics of na impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. Continental Shelf Research, Vol 17, No 13, pp 1609-1643, 1997.
- KJERFVE B, SEIRN HE, BLURNBERG AF & WRIGHT L. D. 1992. Modelling of the Residual Circulation in Broken Bay and the Lower Hawkesbury River, NSW. Aust. J. Mar. Freshwater Res., 43:1339-57
- LESSA GC, DOMINGUEZ JML, BITTENCOURT ACSP & BRICHTA, A. 2000. Tides and Tidal Circulation of Todos os Santos Bay: a general characterization. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 73(2):245-261.

- LESSA GC. 2000. Morphodynamic controls on vertical and horizontal tides - field results from two macrotidal shallow estuaries: central Queensland, Australia. *Journal of Coastal Research*, 16(4):976-989.
- Marone, E. ; Machado, E. C.; Lopes, R. M.; Silva, E. T. ; Land-ocean fluxes in the Paranaguá Bay Estuarine System. *Brazilian Journal of Oceanography*, 53(3/4):169-181, 2005.
- MARTIN MA, FRAM JP & STACEY MT. 2007. Seasonal chlorophyll a fluxes between the coastal Pacific Ocean and San Francisco Bay. *MARINE ECOLOGY PROGRESS SÉRIES*. 337:51–61
- POGGIO CA, CARDIA RR & LESSA GC. 2005. Caracterização da circulação estuarina durante um ciclo de maré em uma seção da baía de aratu (bahia) In: Congresso Brasileiro de Oceanografia, 2005, Vitória. Anais...Vitória: CBO, 2005, 3 pp. (digital midia)
- RIBEIRO CHA, WANIEK JJ & SHARPLES J. 2004. Observations of the spring–neap modulation of the gravitational. *Ocean Dynamics* 54:299–306.
- STACEY MT, BURAU JR & MONISMITH SG. 2001. Creation of residual flows in a partially stratified estuary. *J. Geoph. Res.*, 106(C8):17,013-17,037.