

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

HIDRODINÂMICA EM FREQUÊNCIA MAREAL E  
SUBMAREAL DO ESTUÁRIO DO RIO ITAJAÍ-AÇU, SC.

ELIANE CRISTINA TRUCCOLO

ORIENTADOR - Prof. Dr. Luiz Emílio S. B. de Almeida – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

CO-ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini – Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Osmar O. Möller - Laboratório de Oceanografia Física, Universidade de Rio Grande

Prof. Dr. José Antônio Scotti Fontoura - Escola de Engenharia - Laboratório de Engenharia Costeira, Universidade de Rio Grande

Prof. Dr. João Luiz Nicolodi – Universidade de Rio Grande

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutora em Geociências – Área de concentração: Geologia Marinha.

Porto Alegre – 2009

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

HIDRODINÂMICA EM FREQUÊNCIA MAREAL E  
SUBMAREAL DO ESTUÁRIO DO RIO ITAJAÍ-AÇU, SC.

ELIANE CRISTINA TRUCCOLO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutora em Geociências – Área de concentração: Geologia Marinha.

Porto Alegre – 2009

Truccolo, Eliane Cristina  
Hidrodinâmica em frequência mareal e submareal do estuário  
do Rio Itajaí-açu, SC. / Eliane Cristina Truccolo. – Porto Alegre:  
IGEO/UFRGS, 2009.  
[180 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.  
Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em  
Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2009.  
Orientação: Prof. Dr. Luiz Emílio S. B. de Almeida.

1. Propagação de maré. 2. Interação estuário-plataforma  
continental. 3. Análise de ondeletas. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca do Instituto de Geociências – UFRGS  
Miriam Alves CRB 10/1947

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à todos que de alguma forma compartilharam comigo dos momentos felizes vividos nos últimos anos.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Luiz Emílio S. B. de Almeida, pela oportunidade de realização deste trabalho e pela confiança demonstrada.

Ao meu co-orientador, Prof. Dr. Carlos Augusto F. Schettini, pela possibilidade do uso dos bancos de dados de .

Ao Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geociências, Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr., pela amizade e colaboração.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão de bolsa.

A todos do Laboratório de Oceanografia Física da UNIVALI, em especial a Carla, Lourival, Mariana, Morjana, João, Guilherme, Daniel, Elizandra, Antônio, pela amizade e pelo lanche nas quintas-feiras.

Aos meus familiares, Wilson Pai, Nelcy, Yole, Cris e Ric, Juli e Artênio, Wilson Filho e Kathy, e William, por estarem sempre presentes.

Ao meu esposo, Guto,

Aos meus filhos, Bernardo e Ana

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	.....	iii
SUMÁRIO	.....	iv
LISTA DE FIGURAS	.....	vi
LISTA DE TABELAS	.....	xviii
LISTA DE SÍMBOLOS	.....	xx
RESUMO	.....	xxii
ABSTRACT	.....	xxiii
1 INTRODUÇÃO	.....	1
1.1 Estudos prévios no estuário do Rio Itajaí-açu	.....	5
1.2 Motivação e objetivos	.....	6
1.3 Hipótese de trabalho	.....	7
2 OS AMBIENTES ESTUARINOS	.....	9
2.1 Definição e classificação	.....	9
2.2 Hidrodinâmica estuarina em frequência mareal	.....	13
2.2.1 Co-oscilação da maré astronômica	.....	13
2.2.2 Propagação da co-oscilação de maré em estuários	.....	16
2.2.3 Interação da co-oscilação de maré com a descarga fluvial	.....	22
2.2.4 Interação da co-oscilação da maré com sobre-elevação do nível do mar	.....	25
2.3 Hidrodinâmica estuarina em frequência submareal	.....	26
2.3.1 Diferenciação quanto a origem dos movimentos ou escalas espaciais	.....	26
2.3.2 Efeito local e remoto do vento	.....	27
2.3.3 Efeito do vento local e remoto no nível de água e campo de correntes estuarinas	.....	32
3 O ESTUÁRIO DO RIO ITAJAÍ-AÇU	.....	41
3.1 Fisiografia	.....	43
3.2 Clima, condições do tempo e regime de ventos	.....	44
3.3 Descarga fluvial	.....	47
3.4 Hidrodinâmica estuarina	.....	48
3.5 Interação estuário-plataforma continental	.....	51

4 MATERIAL E MÉTODOS	54
4.1 Aquisição de dados	54
4.1.1 Base de dados - Transit (nível da água)	54
4.1.2 Base de dados Itapla (nível e correntes)	55
4.1.3 Outras informações	56
4.2 Tratamento dos dados	58
4.2.1 Decomposição	58
4.2.2 Análise de variância e espectral	59
4.2.3 Análise harmônica e de ondeletas	60
4.2.3.1 Análise da co-oscilação de maré estuarina	60
4.2.3.2 Interação estuário-plataforma em FSubM	63
5 RESULTADOS: SÉRIES TEMPORAIS	65
5.1 Co-oscilações estuarinas	65
5.2 Interações estuário-plataforma em FSubM	77
6 MODULAÇÃO DA CO-OSCILAÇÃO DA MARÉ	86
6.1 Baixa descarga	86
6.2 Alta descarga	93
6.3 Baixa descarga & marés meteorológicas	100
6.4 Distorção da co-oscilação da maré	106
7 INTERAÇÃO ESTUÁRIO-PLATAFORMA EM FSubM	111
7.1 Circulação na plataforma adjacente	113
7.1.1 Nível do mar	113
7.1.2 Correntes costeiras	115
7.2 Circulação estuarina	122
7.2.1 Descarga fluvial e nível de água estuarino	122
7.2.2 Correntes longitudinais estuarinas	126
7.2.3 Fluxo de troca estuarina	133
7.2.4 Interação estuário-plataforma	138
8 CONCLUSÕES	148
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	151
ANEXO 1	164
ANEXO 2	176

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Diagrama dos processos hidrológicos, meteorológicos e oceanográficos determinantes na hidrodinâmica estuarina. As denominações FSupM, FM e FSubM se referem a frequência supramareal, frequência de maré, e frequência submareal, respectivamente .....	4
Figura 2.1 Descrição de partes de um estuário incluindo a região de influência de propagação da onda de maré na porção fluvial (modificado de Dionne, 1963).....	10
Figura 2.2 Representação esquemática da alteração da amplitude de maré e velocidade de corrente em estuários com morfologia variável (modificado de Nichols & Biggs, 1985).....	11
Figura 2.3 Diagramas esquemáticos de estuários dos tipos (a,b) cunha salina e (c,d) parcialmente misturado (modificado de Pritchard, 1989 e Dyer, 1997).....	12
Figura 2.4 Diagrama estratificação - circulação (modificado de Hansen & Rattray, 1966).....	13
Figura 2.5 Representação esquemática do espectro do movimento vertical da água do mar (modificado de Munk, 1950; apud George, 1995).....	14
Figura 2.6 (a) Propagação da maré astronômica oceânica para o interior de um estuário com regime semidiurno (a = amplitude, f = fase, modificado de George, 1995); (b) exemplo de assimetria temporal (fase relativa = 40°) para uma distorção moderada ( $M_4 = 0,25 M_2$ ).....	18
Figura 2.7 Localização do estuário de Delaware (EUA) e a estação de Trenton, juntamente com a Baía de Chesapeake, incluindo os estuários do Rio Potomac e Rio York (modificado de Wong & Garvine, 1984) .....	24
Figura 2.8 Registros de nível de água em FM na Baía de Delaware durante um período de alta descarga fluvial (linha cheia), e a co-oscilação prevista para um período de baixa descarga fluvial (linha pontilhada). O último registro (linha tracejada) mostra as flutuações em FSubM do nível de água (modificado de Parker, 1991).....	25
Figura 2.9 Registros de nível de água em FM (linha cheia) juntamente com os níveis de co-oscilação previstos (linha pontilhada) para estações ao	

longo da Baía Delaware. O último registro (linha tracejada) mostra as flutuações em FSubM do nível de água em Atlantic City (modificado de Parker, 1991) .....	26
Figura 2.10 Flutuação do nível de água estuarina devido aos ventos locais, longitudinais ao eixo principal do estuário, dando origem a sobre-elevação e abaixamento, e o perfil vertical das correntes.....	30
Figura 2.11 Representação esquemática da subida do nível do mar costeiro devido ao mecanismo de transporte de Ekman, resultante da atuação de um vento do quadrante sul .....	32
Figura 2.12 Espectros de energia para o nível de água ao longo do estuário de Chesapeake, (I) em KP, (II) em LW, (III) em SO e (IV) em NA (modificados de Wang & Elliott, 1978) .....	33
Figura 2.13 Perfis teóricos de velocidade vertical para diferentes condições de vento, baseados no modelo parabólico de Hansen & Rattray (1965), (modificado de Geyer, 1997).....	35
Figura 2.14 (a) Localização da Lagoa dos Patos (modificado de Möller Jr., 1996), e (b) representação esquemática da dinâmica da Lagoa dos Patos quando sob efeito de ventos de SW (a) e de NE (b). A linha pontilhada representa a sobre-elevação se a lagoa tivesse suas extremidades fechadas (modificado de Möller Jr., 1996).....	36
Figura 2.15 Séries temporais filtradas para o período de chuvas: velocidade do vento longitudinal ao canal e fluxo de troca estuarina ( $\Delta U$ ); estratificação da salinidade e viscosidade turbulenta média ( $A_z$ ), (modificado de Scully <i>et al.</i> , 2005) .....	39
Figura 3.1 Localização da bacia hidrográfica do rio Itajaí-açu e do estuário no detalhe (modificado de Schettini, 2002).....	41
Figura 3.2 Perfil de declividade dos principais rios do Vale do Itajaí. Os valores de declividade são para os rios Itajaí-açu e do Oeste (modificado de Schettini, 2002a).....	43
Figura 3.3 Imagem do canal visível do satélite GOES-12 mostrando o padrão de circulação atmosférica para o dia 17/11/2004 com a propagação do sistema frontal em Santa Catarina (modificado de <a href="http://www.cptec.inpe.br">www.cptec.inpe.br</a> ).....	46

Figura 3.4 Densidade espectral de energia dos ventos transversais e longitudinais à costa para dois locais no litoral centro-norte de Santa Catarina (PGr = Praia Grande em São Francisco do Sul, distante 100 km ao norte de Itajaí, e Nav = Navegantes): a) componentes leste-oeste do vento, b) componentes norte-sul do vento (Truccolo, em preparação) .....	47
Figura 3.5 Descarga média mensal e desvio padrão do Rio Itajaí-Açu na estação linimétrica de Indaial (modificado de Schettini, 2002a) .....	48
Figura 3.6 Perfis verticais/longitudinais ao longo do estuário do rio Itajaí-Açu de salinidade (A), e concentração de sedimentos em suspensão (mg/l, B), em 05/03/99, com descarga fluvial de 233 m <sup>3</sup> /s (modificado de Schettini, 2002).....	50
Figura 3.7 Condição do estuário do rio Itajaí-açu no diagrama de circulação/estratificação de Hansen & Rattray (1966). Próximo a desembocadura: figuras cheias; 12 km à montante: figuras vazias; círculos: sizígia, novembro de 1994; quadrados: quadratura, junho de 1995; triângulos: sizígia, junho de 1995 (modificado de Schettini <i>et al.</i> , 1997).....	51
Figura 3.8 Elevação do nível de água do estuário do rio Itajaí-açu na região próxima a desembocadura nos meses de abril e maio de 2003 .....	52
Figura 3.9 Séries temporais de: (a) nível de água no estuário do rio Itajaí-Açu e (b) oscilações devido ao tsunami, para um período de 2 semanas; (c) maré astronômica estimada e nível de água, e (d) oscilações devido ao tsunami, para 2 dias após o terremoto (modificado de Truccolo <i>et al.</i> , 2005).....	53
Figura 4.1 Localização do estuário do rio Itajaí-açu com as estações de coleta de dados de nível de água, cota, correntes e variáveis meteorológicas.....	57
Figura 4.2 Perfiladores acústicos de correntes (1) NDP e (2) ADP em suas estruturas de fundeio, e (3) lançamento do fundeio do ADP no estuário.....	58
Figura 4.3 Diagrama esquemático da metodologia utilizada no estudo da co-oscilação da maré astronômica no estuário do rio Itajaí-Açu.....	61
Figura 5.1 Séries temporais de descarga fluvial em Indaial (#Id) e nível de água ao longo do estuário do rio Itajaí-açu em #Gaspar (#G), #Ilhota (#I),	

- #Ebrasa (#E) e #Praticagem (#P). Azul: sinal observado; vermelho: sinal filtrado ..... 66
- Figura 5.2 Séries temporais de descarga fluvial em Indaial e nível de água relativo (observado em azul, filtrado em preto) para #Praticagem e #Gaspar. As linhas tracejadas conectam os picos das oscilações em FSubM ..... 67
- Figura 5.3 Densidade espectral de potência (DEP) do nível de água para (A) #Gaspar, (B) #Ilhota, (C) #Ebrasa e (D) #Praticagem, em função da frequência (ciclos por dia - cpd). D: diurno; SD: semi-diurno; TD: terci-diurno; QD: quarti-diurno ..... 68
- Figura 5.4 Séries temporais de descarga fluvial, níveis da água observados (SO) nas estações #Gaspar (#G), #Ilhota (#I), #Ebrasa (#E) e #Praticagem (#P), e as co-oscilações da maré nas frequências diurna (D), semi-diurna (SD) e quarti-diurna (QD) para o período de 27 de agosto até 15 de novembro de 2007..... 76
- Figura 5.5 Séries temporais de (A) descarga fluvial, (B) pressão atmosférica, (C) vento observado (SO) e filtrado (SF), (D) nível da água observado (SO) e filtrado (SF) na plataforma (azul) e no estuário (verde), (E) correntes no estuário observada (SO) e filtrada (SF) em superfície (vermelho), meio (verde) e fundo (azul), (F) correntes na plataforma longitudinais observadas (SO) e filtradas (SF) em superfície (vermelho), meio (verde) e fundo (azul), e (G) correntes na plataforma transversais observadas (SO) e filtradas (SF) em superfície (vermelho), meio (verde) e fundo (azul)..... 78
- Figura 5.6 Diagrama de distribuição polar de correntes e vento (valores em  $\text{ms}^{-1}$ ). (A,B,C) estuário nos níveis de superfície, meio e fundo, respectivamente; (D) vento; e (E,F,G) plataforma nos níveis de superfície, meio e fundo, respectivamente ..... 80
- Figura 5.7 Densidade espectral de potência (DEP) da tensão do vento longitudinal (A) e transversal (B), do nível da água no estuário (C) e plataforma (E), das correntes estuarinas em superfície (E), meia água (F) e fundo (G), das correntes longitudinais na plataforma em

superfície (H), meia água (I) e fundo (J), e das correntes transversais na plataforma em superfície (K), meia água (L) e fundo (M) .....	83
Figura 5.8 Espectros de potência para cada parâmetro observado: (a) nível de água, (b) correntes longitudinais estuarinas, (c) correntes longitudinais e transversais na plataforma continental, (d) tensão do vento longitudinal e transversal, e (e) pressão atmosférica e descarga fluvial. A variância associada a cada período e ao longo da série é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância de 5% (contornos em linha preta).....	85
Figura 6.1 Razão de amplitude dos principais harmônicos ao longo do estuário durante os períodos: (A) P2 e (B) P3, a partir da desembocadura (#Praticagem) até 55 km a montante (#Gaspar) .....	87
Figura 6.2 Descarga fluvial (A), nível de água observado ao longo do estuário (B) e amplitudes das espécies semi-diurnas $D_2$ (C) diurnas $D_1$ (D) e quarti-diurnas $D_4$ (E) calculados pela AO para o período P2.....	89
Figura 6.3 Razão das amplitudes (a) em relação a amplitude de referência ( $a_R$ - #Praticagem) das espécies $D_1$ , $D_2$ e $D_4$ calculadas pela AO, durante o P2.....	90
Figura 6.4 Descarga fluvial (A,C) e a co-oscilação da maré astronômica observada (vermelho) e maré prevista (azul) ao longo do estuário para os períodos P2 (B) e P1 (D), durante sizígia.....	92
Figura 6.5 Razão de amplitude dos principais harmônicos ao longo do estuário durante os períodos: (A) P8 e (B) P9, a partir da desembocadura (#Praticagem) até 55 km a montante (#Gaspar) .....	94
Figura 6.6 Descarga fluvial (A), nível de água observado ao longo do estuário (B) e amplitudes das espécies semi-diurnas $D_2$ (C) diurnas $D_1$ (D) e quarti-diurnas $D_4$ (E) calculados pela AO para o período P7.....	95
Figura 6.7 Razão das amplitudes (a) em relação a amplitude de referência ( $a_R$ - #Praticagem) das espécies $D_1$ , $D_2$ e $D_4$ calculadas pela AO, durante o P7.....	96

Figura 6.8 Razão das amplitudes das espécies $D_1$ , $D_2$ e $D_4$ no interior do estuário para o P7, durante (A) 3 dias de subida da descarga fluvial e (B) 4 dias de descida .....	97
Figura 6.9 Descarga fluvial (A,C) e a co-oscilação da maré astronômica observada (vermelho) e maré prevista (azul) ao longo do estuário para os períodos P7 (B) e P8 (D) .....	99
Figura 6.10 Razão de amplitude dos principais harmônicos ao longo do estuário durante o P14, a partir da desembocadura (#Praticagem) até 55 km a montante (#Gaspar) .....	100
Figura 6.11 Descarga fluvial (A), nível de água observado (linha cheia) e filtrado (linha pontilhada) ao longo do estuário (B) e amplitudes das espécies semi-diurnas $D_2$ (C) diurnas $D_1$ (D) e quarti-diurnas $D_4$ (E) calculados pela AO para o período P14.....	102
Figura 6.12 Cartas de pressão atmosférica superficial para a América do Sul, sinópticas às imagens de satélite, e tensão do vento em Itajaí, em $N/m^2$ (fonte: DHN e INPE).....	103
Figura 6.13 Razão das amplitudes ( $a$ ) em relação a amplitude de referência ( $a_R$ - #Praticagem) das espécies $D_1$ , $D_2$ e $D_4$ calculadas pela AO, durante o P14 .....	104
Figura 6.14 Descarga fluvial (A) e a co-oscilação da maré astronômica observada (vermelho), maré prevista (azul), e as componentes de FSubM agrupadas para as quatro estações ao longo do estuário para o período P14.....	105
Figura 7.1 Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais (segundo Barbosa, 2007) .....	112
Figura 7.2 Espectros de potência para (A) nível do mar, componentes (B) longitudinal e (C) transversal da tensão do vento. Espectros cruzados e de coerência entre nível do mar e componentes (D,E) longitudinal e (F,G) transversal do vento. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta) .....	114

- Figura 7.3 Espectros de potência de correntes longitudinais (A,B,C) superfície, meio e fundo, e transversais (D,E,F) superfície, meio e fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta) ..... 116
- Figura 7.4 Espectros cruzados e de coerência entre as componentes longitudinais da tensão do vento e correntes (A,B) de superfície, (C,D) meio e (E,F) de fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta) ..... 117
- Figura 7.5 Espectros cruzados e de coerência entre tensão do vento longitudinal e correntes transversais (A,B) de superfície, (C,D) meio e (E,F) de fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta) ..... 119
- Figura 7.6 Espectros cruzados e de coerência entre nível do mar e correntes transversais (A,B) de superfície, (C,D) meio e (E,F) de fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta) ..... 120
- Figura 7.7 Espectros cruzado e de coerência entre as componentes (a,b) longitudinal e (c,d) transversal da corrente superficial e descarga fluvial. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência

- (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 121
- Figura 7.8 Espectros de potência para (A) nível de água estuarino e (B) descarga fluvial. Espectros cruzado (C) e de coerência (D) entre nível de água estuarino e descarga fluvial. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 123
- Figura 7.9 Espectros cruzado e de coerência entre nível de água estuarino e (A,B) nível do mar, (C,D) tensão do vento longitudinal, (E,F) corrente transversal meio e (G,H) corrente transversal fundo na plataforma continental. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 125
- Figura 7.10 Espectros de potência de correntes estuarinas (A) superficial, (B) meio da coluna de água, e (C) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 126
- Figura 7.11 Espectros cruzados e de coerência entre correntes estuarinas (A,B) de superfície e meio, (C,D) de superfície e fundo, e (E,F) de meio e fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 128
- Figura 7.12 Espectros cruzados e de coerência entre a descarga fluvial e correntes estuarinas (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a

- diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 129
- Figura 7.13 Espectros cruzados e de coerência entre a tensão do vento longitudinal e correntes estuarinas (a,b) de superfície, (c,d) meio, e (e,f) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 130
- Figura 7.14 Espectros cruzados e de coerência entre a corrente transversal meio da plataforma continental e correntes estuarinas (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 132
- Figura 7.15 Espectros cruzados e de coerência entre a corrente transversal fundo da plataforma continental e correntes estuarinas (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 133
- Figura 7.16 Cálculo do fluxo de troca estuarina: (A) correntes longitudinais de superfície versus de fundo, (B) fluxo de troca estuarina ..... 135
- Figura 7.17 Espectro de potência do fluxo de troca estuarina. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta) ..... 136
- Figura 7.18 Espectros cruzado e de coerência entre fluxo de troca estuarina e (A,B) descarga fluvial, (C,D) nível de água, (E,F) tensão do vento longitudinal, e (G,H) corrente transversal meio. A variância

- associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 136
- Figura 7.19 Séries temporais filtradas de vento, descarga fluvial, nível do mar e correntes marinhas longitudinais (superfície) e transversais (meio). ..... 138
- Figura 7.20 Cartas sinópticas de pressão atmosférica superficial e imagens de satélite para os dias (a) 22/10 (00Z, ou 21hs do dia 21/10, hora local), (b) 21/10 (15Z, ou 12hs hora local). O mesmo para os dias (c) 04/11 (12Z, ou 09hs hora local), e (d, e) 11/11 (12Z, ou 09hs hora local e 15Z, ou 12hs hora local). (Fonte: DHN e CPTEC-INPE)..... 140
- Figura 7.21 Séries temporais filtradas de nível de água estuarino e do mar, descarga fluvial, componentes transversais e longitudinais do vento e corrente transversal marinha..... 143
- Figura 7.22 Séries temporais de FTE (azul) sobreposto com a (A) descarga fluvial, (B) nível de água, (C) tensão do vento longitudinal, e (D) corrente transversal meio. São indicados três períodos onde o fluxo de troca estuarina representa a circulação gravitacional..... 145
- Figura 7.23 Modelo conceitual de circulação em FSubM para o baixo estuário do rio Itajaí-açu. São indicados os gradientes de pressão barotrópico fluvial ( $\nabla P_F$ ), de pressão barotrópico marinho ( $\nabla P_M$ ) e de pressão baroclínico (densidade,  $\nabla P_D$ ) em três condições hidrodinâmicas para o estuário estratificado ..... 147
- Figura A1.1 (a) Função ondeleta de Morlet de largura e amplitude arbitrária, com tempo no eixo x; (b) construção desta ondeleta (em azul) a partir de uma onda seno (em verde) e modulada por um gaussiano (em vermelho, modificado de Torrence & Compo, 1998) ..... 167
- Figura A2.1 Espectros cruzado e de coerência entre as componentes transversais da tensão do vento e da corrente na plataforma continental (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É

indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 176

Figura A2.2 Espectros cruzado e de coerência entre o nível de água no estuário e: a tensão do vento transversal (A,B), a corrente longitudinal marinha (C,D) superfície, (E,F) meio, (G,H) fundo, e a corrente transversal marinha na superfície (I,J). A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 177

Figura A2.3 Espectros cruzado e de coerência entre a tensão do vento transversal e correntes estuarinas (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo, e entre a corrente transversal na superfície e correntes estuarinas (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 178

Figura A2.4 Espectros cruzado e de coerência entre o campo de correntes longitudinais marinhas e correntes estuarinas. Corrente longitudinal marinha superfície e correntes estuarinas (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo. Corrente longitudinal marinha meio e correntes estuarinas (G,H) superfície, (I,J) meio, (K,L) fundo. Corrente longitudinal marinha fundo e correntes estuarinas (M,N) superfície, (O,P) meio, (Q,R) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 179

Figura A2.5 Espectros cruzado e de coerência entre o nível de água e correntes no estuário (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase

entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta)..... 180

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Principais constituintes de maré astronômica (diurnos e semi-diurnos), e alguns componentes e compostos de água rasa.....	15
Tabela 2.2 Distribuição da variância do nível do mar e estuarino em alguns locais, mostrando como a energia é distribuída em diferentes componentes. LP = longo período, D = diurno, SD = semidiurno, AR = água rasa, NM = nível meteorológico, NF = número de forma (modificado de Pugh, 2004) .....	16
Tabela 2.3 Componentes e compostos da co-oscilação de maré gerados pelos termos não lineares das equações hidrodinâmicas (modificado de Parker, 1991).....	22
Tabela 2.4 Sumário da influência das forçantes externas na dinâmica da circulação em várias escalas no interior do estuário do Rio Columbia (modificado de Arun <i>et al.</i> , 2008) .....	38
Tabela 4.1 Blocos selecionados para os períodos de baixa (P1 a P6) e alta descarga fluvial (P7 a P11).....	61
Tabela 4.2 Blocos selecionados para os períodos de marés meteorológicas.....	61
Tabela 5.1 Análise de variância das séries de níveis de água nas quatro estações ao longo do estuário e para #Cabeçudas.....	67
Tabela 5.2 Total de constantes harmônicas (TC) para os períodos P1, P2, P3, P4, P5 e P6, de baixa descarga fluvial, indicando o número de constituintes (NC) de espécies diurnas (D), semi-diurnas (SD) e de águas rasas (AR), e o percentual médio para as quatro estações. NF: número de forma; MD: máxima descarga no período ( $m^3s^{-1}$ ); DM: descarga média no período ( $m^3s^{-1}$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.....	70
Tabela 5.3 Amplitudes (a, em cm) e fases ( $\theta$ , em graus) dos principais constituintes harmônicos para os períodos P1, P2, P3, P4, P5 e P6, de baixa descarga fluvial; a razão $aM_2/aM_4$ (R), e a fase relativa ( $FR = 2\theta M_2 - \theta M_4$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar .....	71
Tabela 5.4 Total de constantes harmônicas (TC) para os períodos P7, P8, P9, P10 e P11, de alta descarga fluvial, indicando o número de	

constituintes (NC) de espécies diurnas (D), semi-diurnas (SD) e de águas rasas (AR), e o percentual médio para as quatro estações. NF: número de forma; MD: máxima descarga no período ( $m^3s^{-1}$ ); DM: descarga média no período ( $m^3s^{-1}$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.....	72
Tabela 5.5 Amplitudes (a, em cm) e fases ( $\theta$ , em graus) dos principais constituintes harmônicos para os períodos P7, P8, P9, P10 e P11, de baixa descarga fluvial; a razão $aM_2/aM_4$ (R), e a fase relativa ( $FR = \theta M_2 - \theta M_4$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.....	73
Tabela 5.6 Total de constantes harmônicas (TC) para os períodos P12, P13 e P14, de maré meteorológica, indicando o número de constituintes (NC) de espécies diurnas (D), semi-diurnas (SD) e de águas rasas (AR), e o percentual médio para as quatro estações. NF: número de forma; MM: maré meteorológica (cm); DM: descarga média no período ( $m^3s^{-1}$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.....	74
Tabela 5.7 Amplitudes (a, em cm) e fases ( $\theta$ , em graus) dos principais constituintes harmônicos para os períodos P12, P13e P14, de maré meteorológica; a razão $aM_2/aM_4$ (R), e a fase relativa ( $FR = 2 \theta M_2 - \theta M_4$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.....	75
Tabela 5.8 Decomposição da variância das séries horárias de correntes, níveis de água, ventos e pressão atmosférica .....	81
Tabela 6.1 Amplitude (em cm) e fase (em graus) das principais constantes harmônicas de Cabeçudas (fonte: Truccolo <i>et al.</i> , 2004) .....	88

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	= amplitude
$a_m$	= média circular de um grupo de ângulos
$b$	= largura do estuário
$C_{Dw}$	= coeficiente de arrasto do vento
$C_{Df}$	= coeficiente de fricção de fundo
$c$	= constante normalizada
$ds$	= razão da diferença da salinidade do fundo e superfície
$FR$	= fase relativa do $M_2$ para o $M_4$ ( $FR = 2\theta M_2 - \theta M_4$ )
$g$	= componente vertical da aceleração devido a gravidade
$I_0$	= função Bessel
$L$	= comprimento da ondeleta relativo a $s$
$n$	= índice de tempo localizado
$n_t$	= parâmetro de translação
$P$	= profundidade média abaixo do nível médio do mar
$p_a$	= pressão atmosférica
$R$	= razão das amplitudes de $M_2$ e $M_4$ ( $R = aM_4/aM_2$ )
$R_n^2$	= espectro de coerência
$S$	= salinidade
$S_o$	= operador de alisamento
$S_{escala,tempo}$	= alisamento ao longo do eixo escala e tempo
$s$	= escala
$s_d$	= desvio padrão circular
$s_a$	= salinidade média vertical
$s_e$	= parâmetro de dilatação
$S_0$	= menor escala resolvida
$S_j$	= maior escala resolvida
$t$	= tempo
$u$	= velocidade média na seção transversal no sistema de referência cartesiano
$u_s$	= velocidade média temporal na superfície
$u_p$	= velocidade média temporal no fundo

$u_f$	= velocidade devida ao escoamento fluvial
$x,y,z$	= coordenadas do sistema de referência cartesiano
$x_n$	= série temporal
$W$	= intensidade do vento
$z$	= registro do nível de água utilizado na ondeleta
$W_n$	= transformada de ondeleta contínua
$y$	= transformada de ondeleta contínua para a maré
$\psi_L$	= ondeleta com a janela de Kaiser
$\hat{\psi}$	= transformada de Fourier da ondeleta
$\hat{x}_k$	= transformada de Fourier da série temporal
$\psi_0(\eta')$	= ondeleta de Morlet no tempo dado por $\eta'$
$ W_n^X ^2$	= espectro de potência da ondeleta
$ W_n^{XY}(s) $	= espectro cruzado da ondeleta
$v$	= corrente paralela à costa
$\eta$	= elevação superficial acima do nível médio do mar
$\rho$	= densidade da água do mar
$\rho_A$	= densidade do ar
$\tau_w$	= tensão do vento sobre a superfície livre
$\tau_{x,y}$	= tensão do vento transversal e longitudinal
$\tau_f$	= tensão de cisalhamento de fundo
$\omega$	= frequência
$\phi_n$	= diferença de fase obtida no espectro de coerência
$\Delta U$	= fluxo de troca estuarina
$\Delta f$	= medida de incerteza na frequência
$\Delta t$	= medida de incerteza no tempo
$\phi$	= diferença de fase
$\Pi$	= função retangular
$\mathcal{O}_0$	= comprimento de escala
$\beta$	= valor do filtro de Kaiser

## RESUMO

O presente trabalho investiga a hidrodinâmica do estuário do rio Itajaí-Açu em termos do comportamento da co-oscilação da maré astronômica ao longo do sistema e das trocas estuário-plataforma em baixa frequência. Dados de nível da água foram coletados em intervalos horários, em quatro estações ao longo do estuário, a 1,5, 18, 35 e 55 km de distância a partir da desembocadura, no período de dezembro de 1999 até dezembro de 2000. Dados de velocidade e direção de correntes foram coletados em intervalos horários através de perfiladores de correntes por efeito Doppler (PACD), sendo um fundeado no baixo estuário, a 3,5 km a montante da desembocadura, e um fundeado na plataforma interna, cerca de 4 km defronte da desembocadura. Os PACDs registraram dados entre outubro de 2002 até abril de 2003. Dados horários de velocidade e direção de ventos foram obtidos com uma estação meteorologia em Itajaí. Dados de descarga fluvial em valores diários foram obtidos para o rio Itajaí-Açu junto a Agência Nacional de Águas. Os dados foram analisados através de análise harmônica de marés e transformada de ondeletas contínua. A interação estuário-plataforma foi investigada em frequência sub-marea (FSubM), sendo calculado um parâmetro de Fluxo de Troca Estuarino (FTE) para quantificar as trocas. Os resultados mostraram que a co-oscilação da maré no estuário é fortemente modulada pela descarga fluvial. Em condições de alta descarga, a propagação da co-oscilação é fortemente friccional, com atenuação dos constituintes de maré. Em condições de baixa descarga a propagação é não-friccional, ocorrendo até a amplificação de alguns constituintes. Perturbações do nível da água produzidas por marés meteorológicas propagam-se para o interior do estuário sem perda de energia. A análise de ondeletas permitiu observar que a amplificação é maior em períodos de sizígia, enquanto que é insignificante durante períodos de quadratura. Foi possível também observar que deformação da co-oscilação responde rapidamente a elevação da descarga. As trocas estuário-plataforma em FSubM são mais intensas em períodos de baixa descarga, dirigidas primeiramente pela circulação gravitacional. Durante eventos de marés meteorológicas o efeito remoto do vento longitudinal à costa induz a elevação do nível costeiro através do mecanismo de Ekman, e uma das implicações disto é a intensificação da circulação gravitacional estuarina e aumento da FTE. Embora o estuário do rio Itajaí-Açu apresente sua dinâmica fortemente forçada pelos períodos de alta descarga fluvial, durante períodos de baixa descarga, que ocorrem durante a maior parte do tempo, as trocas com a plataforma adjacente são afetadas pelos efeitos remotos do vento. O vento local não apresentou papel relevante.

## ABSTRACT

The present study assessed the hydrodynamics of the Itajaí-Açu river estuary through the investigation of the co-oscillations of the astronomical tide along the system and the investigation of the estuary-shelf exchange at low frequency. Water level data were recorded hourly at four sites along the estuary, at 1.5, 18, 35, and 55 km from the mouth, during the period from December 1999 to December 2000. Current velocity and direction were recorded hourly using acoustic Doppler current profilers (ADCP), moored at the lower estuary, at 3.5 km upstream from the mouth, and at the inner shelf, 4 km offshore in front the mouth. The ADCPs recorded from October 2002 to April 2003. Wind speed and direction were recorded hourly at a meteorological station located at Itajaí. Itajaí-Açu river discharge was obtained with the Brazilian National Water Agency at daily basis. The dataset was analyzed using tidal harmonic analysis and continuous wavelet transform. The estuary-shelf interaction was assessed at sub-tidal frequency (SubTF), by calculating an Estuarine Exchange Flux (EEF) in order to quantify the exchanges. The results showed that the tidal co-oscillation in the estuary is strongly modulated by river discharge. Under high discharge conditions, the co-oscillation is strongly frictional, with attenuation of the tidal constituents. Under low discharge conditions, the propagation is non-frictional, with slightly amplification of some tidal constituents. Sea level perturbations caused by meteorological tides propagates up estuary with no loss of energy. The wavelet analysis allowed to observe that the amplification is higher during spring tide, meanwhile is insignificant during neap tides. It was also noticeable that the tidal deformation responds quickly to the increasing of river discharge. The estuary-shelf exchanges at SubTF were intenser at low discharge periods, driven firstly by the gravitational circulation. During meteorological tides events the longshore winds produces the water level rise through the Ekman mechanism, and one implication is the intensification of the gravitational circulation and the EEF. Although the dynamics of the Itajaí-Açu river estuary is strongly forced by events of high river discharge, during the periodos of low river discharge, which lasts for longer times, the exchanges with the inner shelf are affected by remote winds. The local winds play small role in the system.

## 1. INTRODUÇÃO

Os estuários foram definidos por Cameron & Pritchard, em 1963, como corpos de água costeiros semifechados onde ocorre a mistura entre as águas provenientes da drenagem continental com as águas marinhas. De acordo com Dyer (1997), a definição mais satisfatória seria: "estuário é um corpo de água costeiro semifechado com livre conexão com o oceano aberto, estendendo-se rio acima até o limite da influência da maré, sendo que em seu interior a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce originada da drenagem continental".

Os ambientes estuarinos são sistemas de transição entre o oceano e o continente, porém, são biologicamente mais produtivos do que os rios e o oceano adjacente devido as altas concentrações de nutrientes que estimulam a produção primária (Miranda *et al.*, 2002). Estes sistemas possuem grande importância ecológica devido aos padrões de circulação característicos que, retendo nutrientes, algas e outras plantas, estimulam a produtividade (Miranda *et al.*, 2002), tendo também importância em vários processos ambientais, como a dispersão de sal e do fitoplâncton, a retenção ou exportação de sedimentos e poluentes para a plataforma, e a geração da zona de turbidez máxima (Dyer, 1973, 1995; Geyer, 1997).

Os estuários são vulneráveis em função de estarem próximos a desembocaduras de rios, onde tem sido registrado no mundo toda uma crescente expansão populacional das cidades litorâneas, e.g. mais de 70% da população mundial habitam estas áreas, e cerca de 60% das grandes cidades ocupam seus entornos. As causas para esta vulnerabilidade decorrem das várias ações humanas como o uso destes ambientes para recepção de esgotos domésticos, industriais e material tóxico (Miranda *et al.*, 2002); a utilização destes ambientes como vias de acesso para o interior do continente; as atividades portuárias; instalação de indústrias pesqueiras; extração de areia; recreação; dentre outros.

Estes ambientes semifechados são sistemas encontrados em todas as regiões litorâneas do globo, sendo altamente dinâmicos em resposta à mudanças constantes em resposta às forçantes hidrológicas, meteorológicas, climatológicas e oceanográficas (Fairbridge, 1980; Nichols & Biggs, 1985; Godin, 1985; Prandle, 1991; Geyer, 1997; Dyer, 1997; Miranda *et al.*, 2002). Apesar da grande diversidade, os estuários compartilham de atributos comuns, sendo o escoamento residual em duas camadas uma característica típica (Nichols & Biggs, 1985). Este tipo de escoamento, denominado de circulação gravitacional, estuarina ou convectiva, é resultante de movimentos bidirecionais na coluna de água: a camada superficial de origem fluvial com fluxo residual para o oceano, e a camada de fundo de origem marinha com fluxo residual para o continente. Este tipo de escoamento é resultado do gradiente horizontal de densidade entre a fluvial e a água marinha.

A descarga fluvial a partir da bacia de drenagem, a maré astronômica gerada nos oceanos e a mistura incompleta entre ambas as águas são responsáveis pela circulação gravitacional são geralmente consideradas como principais forçantes nos padrões de circulação de estuários (Simmons, 1955; Pritchard, 1967b; Dyer, 1973; LeBlond, 1978; Aubrey & Speer, 1985; Speer & Aubrey, 1985; Godin, 1985; Pritchard, 1989; Schroeder *et al.*, 1990; Cheng *et al.*, 1991; Parker, 1991; Prandle, 1991; Le Provost, 1991; George, 1995; Blanton *et al.*, 2002; Schettini *et al.*, 1997, 2002, 2006; Perez *et al.*, 2000). Contudo, isto se deve ao fato de que a maioria dos estudos tem como base dados obtidos em campanhas durante um ou dois ciclos de maré, não permitindo observar oscilações com períodos maiores (Pritchard, 1989).

Além da descarga fluvial, maré e mistura, outros processos podem apresentar-se relevantes. Particularmente em regiões de micro ou meso marés, os efeitos das perturbações meteorológicas sobre o nível da água e correntes podem alterar significativamente os padrões estuarinos. Tais perturbações dizem respeito principalmente à variação do clima de ventos regional, tanto com atuação local quanto remota (Wang, 1979; Elliott, 1982; Garvine, 1985; Kiley & Welch, 1989; Blumberg & Goodrich, 1990; Nichols, 1994; Möller *et al.*, 1996; Geyer, 1997; Valle-Levinson *et al.*, 1998b; Militello & Kraus, 2001), e a circulação da plataforma continental adjacente, através de ondas, correntes e marés meteorológicas (Weisberg, 1976; Kjerfve *et al.*, 1978; Wang & Elliott, 1978; Elliott, 1978; Elliott & Wang, 1978; Elliott *et al.*, 1978;

Pritchard & Vieira, 1984; Wong & Garvine, 1984; Vieira, 1985; Goodrich, 1988; Wong, 1991; Garvine, 1991; Paraso & Valle-Levinson, 1996; Geyer, 1997; Wong, 1998; Wong, 2000; Wong, 2002ab; Pattiaratchi, 2000; Valle-Levinson *et al.*, 2002ab, Sepúlveda *et al.*, 2004; Valle-Levinson *et al.*, 2004; Scully *et al.*, 2005; Edwards *et al.*, 2007; Snedden *et al.*, 2007; Arun *et al.*, 2008; Yuk & Aoki, 2009; entre outros).

Os diferentes processos que influenciam na hidrodinâmica estuarina possuem diferentes escalas temporais e espaciais, ocorrendo tanto na porção fluvial, na conexão com a porção marinha, bem como no interior do sistema (Figura 1.1). Na interface entre o estuário e o rio, ou porção fluvial, há o predomínio da descarga de água doce. Na porção marinha, a circulação na plataforma adjacente influencia a dinâmica estuarina através de forçantes como ondas de marés astronômicas, marés meteorológicas, ondas de plataforma e de gravidade. No seu interior, efeitos morfológicos e os ventos de atuação local são importantes para a dinâmica. Assim, a hidrodinâmica do sistema estuarino será o resultado da interação entre processos externos ao domínio estuarino: componentes fluvial e marinha, adicionalmente aos processos que ocorrem na própria bacia estuarina.

As diferentes escalas temporais destes processos variam da ordem de segundos até vários dias. Os movimentos que ocorrem em períodos de marés astronômicas semi-diurnas e diurnas, de 12:25 e 24:50 hs, respectivamente, são denominados de mareais, ou Frequência Mareal (FM). Estes movimentos para o interior do estuário são denominados de co-oscilação da maré astronômica. Os movimentos que ocorrem em períodos menores são denominados de oscilações de Frequência Supramareal (FSupM), e.g. ondas de gravidade, de tempestade, seiches e maremotos. Os movimentos de períodos maiores são denominados de Frequência Submareal (FSubM), e.g. a descarga fluvial, inclinação da superfície da água ao longo do estuário, ondas de marés meteorológicas de baixa frequência e ondas de plataforma.

As forçantes em FM, FSupM e FSubM são processos independentes, porém, o efeito combinado ou não destas na hidrodinâmica estuarina torna complexo estudos da propagação da maré ao longo do sistema, da determinação de fluxos no seu interior e dos fluxos residuais entre estuário e o oceano adjacente. A importância do estudo destas forçantes é também significativa no estudo de dispersão de sal, transporte de sedimentos e poluentes, geração de turbidez máxima, variação no tempo de inundação e exposição

em marismas e manguezais, navegabilidade, principalmente em canais de acesso a portos (Officer, 1976; Stone *et al.*, 1978; Kjerfve, 1986, 1990; Schnack, 1993; Dyer, 1997, 1995; Miranda *et al.*, 2002).

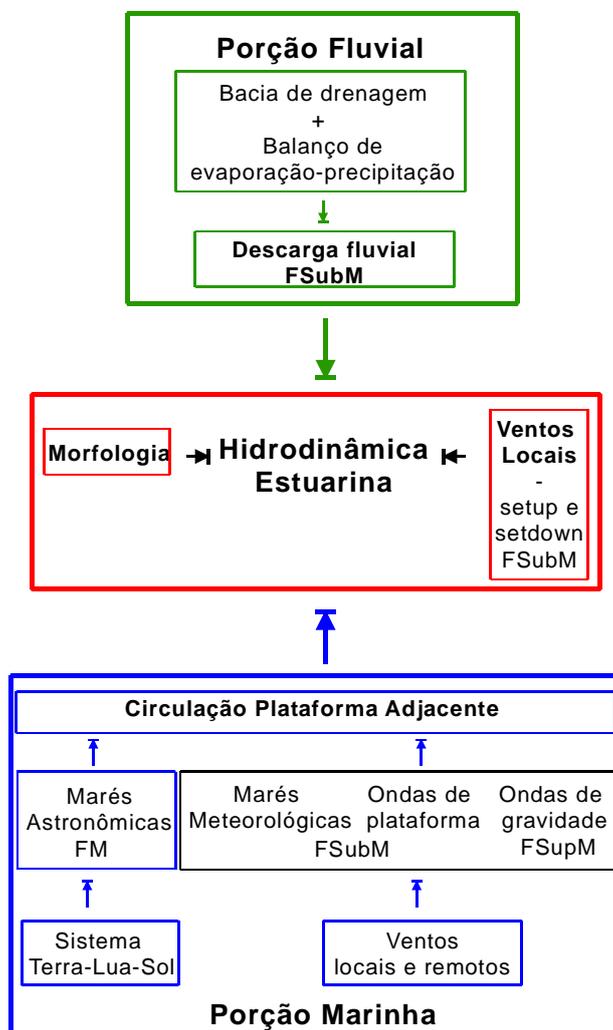


Figura 1.1 Diagrama dos processos hidrológicos, meteorológicos e oceanográficos determinantes na hidrodinâmica estuarina. As denominações FSupM, FM e FSubM se referem a frequência supramareal, frequência de maré, e frequência submareal, respectivamente.

Pritchard (1989), destacou que os estudos relacionados às variações temporais do nível de água e das correntes em FSubM, obtidos através de investigações observacionais e teóricas, tiveram importância significativa e somaram informações indispensáveis para o entendimento do funcionamento da hidrodinâmica estuarina. O entendimento das características do movimento em FSubM não só é importante para a compreensão geral da hidrodinâmica mas também porque determina o transporte de longo termo de material dissolvido e particulado nestes ambientes (Geyer, 1997).

Estudos sobre a hidrodinâmica de um estuário devem considerar a componente atmosférica, o que geralmente não ocorre.

### ***1.1 Estudos Prévios no Estuário do Rio Itajaí-Açu***

O litoral de Santa Catarina possui numerosas e diversas feições morfológicas, com os estuários representando uma porção significativa desta extensão. Segundo Schettini (2002), o estuário do rio Itajaí-açu é um dos mais importantes sistemas da região sul e do Brasil, sendo talvez um dos ambientes mais bem estudados e compreendidos no que diz respeito a sua hidrodinâmica em FM e dinâmica de sedimentos finos, principalmente devido aos fatos de ter uma morfologia simples e dimensões modestas, o que facilita a obtenção de dados representativos.

O estuário do rio Itajaí-açu abriga um dos principais portos do País, sendo o primeiro do Brasil em volume de exportação, e está inserido numa região considerada das mais industrializadas do estado e da região sul. Estes e outros fatores motivaram diversos estudos que se iniciaram na década de 80 e enfocaram a dinâmica de sedimentos e a hidrodinâmica do estuário (e.g. Döbereiner, 1985 e 1986; Ponçano, 1982, 1987).

Diversos estudos a respeito da hidrodinâmica do estuário apontam para uma grande variabilidade de processos (Schettini *et al.*, 1995, 1996, 1997ab; Schettini & Carvalho, 1998ab). Estes estudos enfocam processos em FM, relacionados com a descarga fluvial, os efeitos da descarga sobre a intrusão salina, sobre o transporte de sedimentos, e sobre a qualidade da água, havendo também estudos sobre aspectos ecológicos e oceanográficos da pluma do estuário na plataforma adjacente (Schettini *et al.*, 1998; Schettini & Truccolo, 1999ab; Schettini, 2000ab; Schettini, 2001; Schettini & Toldo Jr., 2001; Schettini, 2002; Schettini *et al.*, 2005; Schettini *et al.*, 2006). Muitos destes estudos foram realizados utilizando-se medições diretas de níveis e correntes e distribuições de salinidade e sedimentos em suspensão. Embora alguns tenham períodos de amostragem longos, as campanhas eram sinóticas ou de curta duração, não se estendendo por períodos maiores que aqueles de FM. Até o momento, nenhum trabalho foi realizado para a investigação de processos em escala de FSubM.

A hidrodinâmica do estuário do rio Itajaí-açu é dominada pelas variações na descarga fluvial, porém esta ocorre em pulsos que respondem diretamente e em curto espaço de tempo à eventos meteorológicos na bacia de drenagem, não apresentando uma clara distribuição sazonal (Schettini, 2001). Em função disto, o estuário pode ser caracterizado como um estuário dominado por enchentes relâmpago, termo que denota a alta variabilidade da descarga ao longo do ano. A co-oscilação da maré astronômica é o segundo processo dominante, promovendo juntamente com a descarga fluvial uma circulação gravitacional bem definida e uma coluna de água claramente estratificada. Entretanto, as oscilações do nível do mar em FSubM não podem ser completamente desconsideradas, uma vez que sobre-elevações de até 1 m já foram registradas na região (Truccolo *et al.*, 2006), sendo significativo para o clima de micro-maré regional de altura média da ordem de 0,8 m (Schettini, 2002).

## ***1.2 Motivação & Objetivos***

O estuário do rio Itajaí-Açu apresenta significativa importância em termos ecológicos, sociais e econômicos para o estado de SC. Os processos hidrodinâmicos e relacionados com os processos de transporte de massa são razoavelmente bem entendidos neste sistema. No entanto, ainda existem muitas questões a serem avaliadas no que concerne ao comportamento das oscilações em FM, sua propagação ao longo do sistema, sua modulação pela descarga fluvial, e o efeito de oscilações do nível do mar costeiro em FSubM. A principal motivação desta Tese é preencher esta lacuna, tendo como objetivo geral entender a hidrodinâmica do estuário do rio Itajaí-açu nas diferentes escalas tempo-espaço, procurando identificar o papel dos movimentos estuarinos nas FM e FSubM.

Os objetivos secundários são:

- 1) caracterizar a variabilidade do nível de água estuarino em FM no estuário do rio Itajaí-açu e mecanismos forçantes nos contornos marinhos e fluviais,
- 2) diferenciar o comportamento da co-oscilação de maré quanto aos efeitos de processos de FSubM como a descarga fluvial e sobre-elevação do nível do mar costeiro,
- 3) identificar alterações da co-oscilação de maré, como assimetrias de tempo e de amplitude, através dos indicadores de distorção conhecidos, devido a pulsos de vazão e sobre-elevação do nível do mar costeiro,

4) relacionar a hidrodinâmica em FSubM no estuário a tensão dos ventos e a circulação costeira,

5) avaliar o comportamento do nível de água estuarino e a estrutura vertical de correntes do estuário em FSubM,

6) identificar flutuações no campo de correntes estuarinas em FSubM e sua relação com os ventos remotos e locais, bem como a conexão com os fluxos na plataforma continental adjacente.

### ***1.3 Hipótese de Trabalho***

A hidrodinâmica no estuário do rio Itajaí-açu tem como processo dominante a descarga fluvial, sendo a co-oscilação de maré astronômica um mecanismo forçante secundário (Schettini, 2002). No entanto, em períodos de baixo fluxo de água doce, a maré torna-se o principal mecanismo, seguido pelos movimentos em FSubM de origem marinha. A maré oceânica ao propagar-se para o interior de um sistema fechado pode sofrer distorções na simetria, altura e fase, devido à interação com a morfologia do sistema, pulsos de vazão, ventos, ondas e circulação costeira. No caso de haver significativa modificação das características da co-oscilação da maré, é dito que o estuário possui uma natureza friccional.

A primeira hipótese a ser testada é a de que o estuário possui uma natureza pouco friccional durante períodos de baixas descargas, devido ao pequeno afunilamento do canal para o alto estuário, resultando desta forma em uma pequena amplificação dos principais harmônicos e numa distorção suave da curva da co-oscilação da maré. Em períodos de significativa descarga fluvial, o estuário apresenta uma natureza fortemente friccional, alterando e até mesmo extinguindo as oscilações barotrópicas do nível de água no estuário, havendo assimetrias de tempo e altura, indicando que este é o processo determinante da hidrodinâmica estuarina. Em condição fluvial oposta, e ainda com a coincidência de uma elevação do nível do mar costeiro, de FSubM, a co-oscilação também é modulada por esta onda que pode se propagar para o alto estuário sem perda de energia, resultando em amplitudes maiores da co-oscilação durante uma maré meteorológica.

A segunda hipótese a ser testada é a de que, mesmo que o estuário do rio Itajaí-açu apresente uma circulação que consiste no clássico sistema baroclínico em duas

camadas, com vazante próximo a superfície devido a descarga fluvial que é compensada pela enchente no fundo com a água salgada, ou seja, um sistema altamente estratificado, o nível de água e o padrão vertical de correntes é alterado em função dos ventos remotos e das trocas com a plataforma continental adjacente. As trocas em FSubM entre estuário e plataforma se dariam a partir da resposta a ventos remotos e do mecanismo de transporte transversal de Ekman. As oscilações de FSubM de origem marinha no interior do estuário compreendem então uma terceira parte dos movimentos importantes no sistema.

A hipótese geral é que ambos os processos hidrodinâmicos de FM e FSubM são significativos no estuário do rio Itajaí-açu, contribuindo para tornar os movimentos estuarinos mais complexos juntamente com a descarga fluvial, podendo alterar desta forma o balanço de sal e sedimentos em suspensão no sistema.

O presente trabalho será dividido em capítulos, com o Capítulo 2 caracterizando os estuários de uma forma geral, enfocando os mecanismos hidrológicos, meteorológicos e oceanográficos forçantes, escalas temporais envolvidas, e a hidrodinâmica estuarina. O Capítulo 3 caracteriza o estuário do rio Itajaí-açu e a plataforma continental adjacente. O Capítulo 4 apresenta material e métodos do estudo. O Capítulo 5 apresenta os resultados preliminares a partir da descrição das séries temporais e análises de variância e espectral. O Capítulo 6 apresenta os resultados e discussões da hidrodinâmica em FM, com as variações na co-oscilação da maré astronômica e assimetrias em função da sua propagação para o interior do sistema, bem como a modulação devido aos fluxos do rio e marés meteorológicas a partir de análises mais específicas como a de Ondeletas. O Capítulo 7 apresenta os resultados e discussões sobre os processos hidrodinâmicos estuarinos em FSubM, demonstrando a interação entre o estuário, ventos e a plataforma continental a partir também de análises mais elaboradas como a de Ondeletas. Considerações finais são reportadas no Capítulo 8.

## 2. OS AMBIENTES ESTUARINOS

### 2.1 *Definição e Classificação*

Existem atualmente na literatura mais de 40 diferentes esquemas de classificação que definem estuários sob diversos aspectos. A primeira proposta para a definição em termos dinâmicos de estuários foi feita por Ketchum (1951, *apud* Perillo, 1995), onde um estuário é um corpo de água em que a água do mar mistura-se e é mensuravelmente diluída pela água do rio. Pritchard (1952a) refinou esta definição propondo um estuário é um corpo de água costeiro tendo uma livre conexão com o oceano aberto e contendo uma quantidade mensurável de água do mar.

Uma definição comumente adotada atualmente é a de Cameron & Pritchard (1963, versão modificada da versão original proposta por Pritchard, 1952a), onde estuários são corpos de água costeiros semifechados com uma livre conexão com o oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce derivada da drenagem continental. No entanto, esta definição considera somente a região no estuário de influência da água do mar ou zona de mistura, excluindo a região de influência de propagação da onda de maré na porção fluvial do estuário, denominada de co-oscilação de maré astronômica. Dionne, em 1963, introduziu o conceito da propagação da maré estuário adentro com a definição: estuário é um braço de mar que adentra em um vale de rio tão para o interior quanto o limite da elevação da maré, usualmente sendo divisível em três setores: (1) o baixo estuário (ou estuário marinho), com conexão livre para o mar aberto; (2) o médio estuário, onde ocorre a mistura de água doce e salgada; e (3) o alto estuário (ou estuário fluvial), caracterizado por apresentar somente água doce, porém sujeito aos efeitos das marés (Figura 2.1). Os limites entre os três setores são variáveis e definidos de acordo com a descarga fluvial, as correntes de marés, a influência do vento e a interação com a circulação da plataforma continental adjacente.

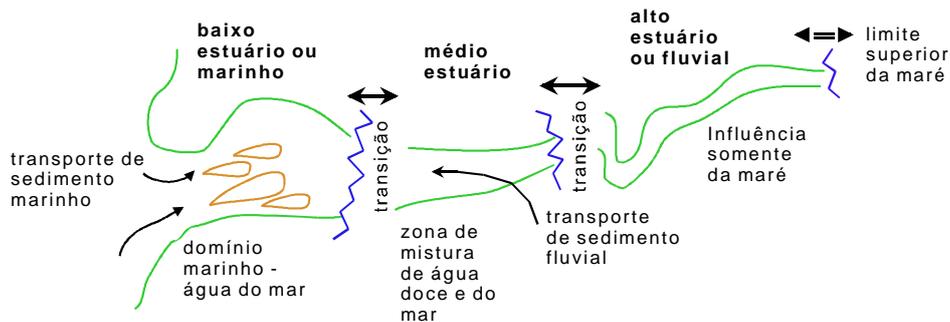


Figura 2.1 Descrição de partes de um estuário incluindo a região de influência de propagação da onda de maré na porção fluvial (modificado de Dionne, 1963).

Os estuários estão localizados ao longo de regiões costeiras de características diversas que apresentam uma ampla variedade nas condições topográficas, climáticas, hidrológicas e oceanográficas (Miranda *et al.*, 2002). Devido a esta diversidade, existem muitos tipos de estuários e esquemas de classificação em que estes podem ser inseridos e comparados. As primeiras classificações de estuários apareceram no início da década de 50, com os trabalhos de Kuelegan (1949), e Stommel (1951, 1953). Este último autor considerou os movimentos e processos de mistura em estuários como sendo causados pelos efeitos de processos oceanográficos, meteorológicos e hidrológicos, tais como maré, vento e descarga fluvial.

Após Stommel (1951, 1953), seguiram-se sistemas de classificação considerando diferentes parâmetros indexadores tais como a geomorfologia (Fairbridge, 1980), evolução paleogeográfica (Dalrymple *et al.*, 1992), regime de maré atuante na costa onde os estuários estão localizados (Davies, 1964; Hayes, 1975; Nichols & Biggs, 1985), e aspectos hidrodinâmicos. Entre estes últimos, destaca-se a estratificação vertical da salinidade (Pritchard, 1955; Cameron & Pritchard, 1963; Pritchard, 1967ab, 1989), e diagramas de estratificação – circulação (Simmons, 1955; Ippen & Harleman, 1961; Hansen & Rattray, 1966; Harleman & Abraham, 1966; Fisher, 1972; Hamilton & Rattray, 1978; Rattray & Uncles, 1983; Prandle, 1985; Jay & Smith, 1988; Scott, 1993).

A classificação de Hayes (1975) é bastante simples e utilizada frequentemente. É baseada na altura de maré, sendo o estuário classificado em regimes: (1) micromaré, onde a altura é inferior a 2 m, (2) mesomaré, a altura varia entre 2 e 4 m, e (3) macromaré, a altura de maré é maior que 4 m. O termo hipermaré é uma adição recente e compreende alturas de maré superiores a 6 m.

Nichols & Biggs (1985), elaboraram uma classificação levando em conta que a onda de maré ao se propagar para o interior de estuários sofre distorções na sua simetria, altura e fase, devido à interação com a morfologia do estuário. Esta classificação utiliza o balanço entre os efeitos de fricção com o fundo e a convergência lateral do canal de acesso, resultando em três grupos de estuários (Figura 2.2): hipersíncrono, síncrono e hiposíncrono. Nos estuários hipersíncronos, os efeitos de convergência do canal são dominantes e a fricção tem um papel menor. Neste caso ocorre o aumento da altura maré e da velocidade de correntes de maré a partir da desembocadura devido à constrição lateral. A constrição lateral causa a compressão da onda, e pela conservação de energia ocorre o aumento da altura. A fricção torna-se mais importante próximo à cabeceira do estuário, acarretando a dissipação de energia e conseqüente diminuição da altura e intensidade das correntes de maré. Nos estuários síncronos ocorre um equilíbrio entre os efeitos de fricção e constrição, mantendo as características da onda de maré ao longo do estuário. Nos estuários hiposíncronos a fricção excede a convergência lateral. A altura e velocidade das correntes de maré diminuem continuamente ao longo do estuário. Esta classificação desconsidera variações no fluxo fluvial, quando a descarga fluvial é aumentada devido à precipitação na bacia de drenagem e pode influenciar na propagação e forma da onda de maré, nem da influência de sobre-elevações do nível do mar.

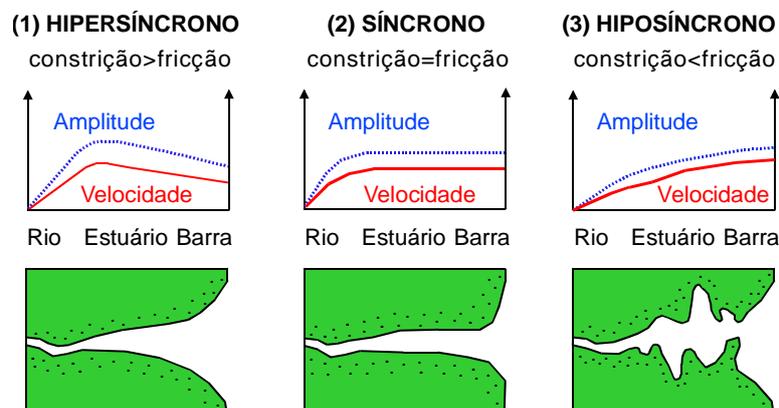


Figura 2.2 Representação esquemática da alteração da amplitude de maré e velocidade de corrente em estuários com morfologia variável (modificado de Nichols & Biggs, 1985).

A partir de um refinamento da classificação proposta por Stommel (1951, 1953), Pritchard (1955, 1967ab e 1989) e Cameron & Pritchard (1963), desenvolveram uma classificação de estuários incluindo aspectos de estratificação vertical de salinidade, distinguindo-os em quatro grupos: (1) altamente estratificado (do tipo cunha salina); (2)

altamente estratificado (do tipo fjörd); (3) parcialmente misturado; e (4) verticalmente homogêneo (subdividido em lateralmente homogêneos e não-homogêneos).

Segundo Dyer (1997), os estuários do tipo cunha salina são geralmente associados a um regime de micromarés, havendo predominância da descarga fluvial sobre a maré. A água doce flui quase continuamente para jusante na camada superficial sobre a água salgada que ocupa a camada de fundo, formando uma cunha salina (Figura 2.3ab). Os estuários do tipo parcialmente misturado são geralmente associados à dominância das marés sobre a descarga fluvial. Com a ação das marés todo o volume do estuário oscilará periodicamente de acordo com as correntes de enchente e vazante. Porém, um estuário terá a característica de parcialmente misturado somente se ocorrer uma destruição da haloclina induzida pela mistura eficiente provocada por vórtices turbulentos entre as duas camadas (Figura 2.3cd).

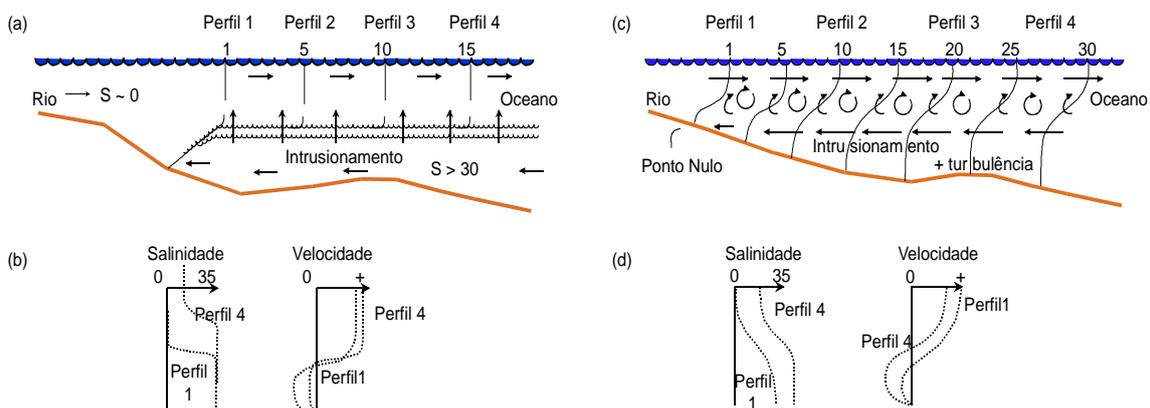


Figura 2.3 Diagramas esquemáticos de estuários dos tipos (a,b) cunha salina e (c,d) parcialmente misturado (modificado de Pritchard, 1989 e Dyer, 1997).

O diagrama de estratificação-circulação de Hansen & Rattray (1966), é um esquema de classificação amplamente utilizado (Figura 2.4). O diagrama utiliza parâmetros adimensionais de estratificação e de circulação calculados a partir de dados experimentais. O parâmetro de estratificação é calculado pela razão da diferença da salinidade do fundo e superfície,  $ds$ , pela salinidade média vertical  $\langle s_a \rangle$ . Valores estes obtidos a partir da média de um ciclo completo de maré. O parâmetro de circulação é calculado pela razão da velocidade média temporal na superfície,  $u_s$ , pela velocidade devida ao escoamento fluvial  $u_f$ . O diagrama é dividido em quatro regiões que tipificam diferentes regimes de escoamento. O tipo 1 apresenta fluxo resultante na direção do oceano em todas as profundidades, e o transporte de sal em direção ao interior do estuário é devido somente ao processo de difusão turbulenta, sendo subdividido em dois

subtipos (1a e 1b). O tipo 2 apresenta fluxo residual reverso na coluna de água e corresponde ao tipo parcialmente estratificado. O tipo 3 possui o transporte de sal para o interior do estuário devido principalmente à advecção. O tipo 4 apresenta grande estratificação de salinidade (cunha salina).

Segundo Pritchard (1989), a utilização de séries temporais curtas para a construção do diagrama de estratificação – circulação (um ou dois ciclos de maré) pode gerar erro, pois a classificação obtida não leva em consideração os movimentos de períodos longos, originados pela meteorologia e/ou hidrologia. Estes movimentos podem apresentar energia significativa e alterar o campo de velocidades e o grau de estratificação de um estuário. Portanto, a classificação a partir do diagrama pode apresentar diferentes respostas em função das condicionantes ambientais ao longo do tempo e ao longo do próprio estuário.

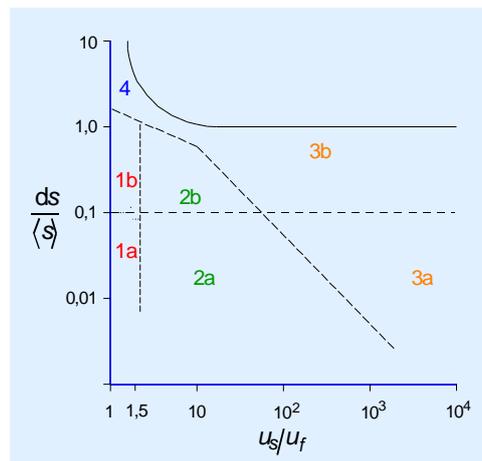


Figura 2.4 Diagrama estratificação - circulação (modificado de Hansen & Rattray, 1966).

## 2.2 Hidrodinâmica Estuarina em Frequência Mareal

### 2.2.1 Co-Oscilação da Maré Astronômica

Os movimentos que dominam o espectro de variações do nível de água e correntes na maioria dos sistemas estuarinos estão em FM (Figura 2.5). Estes são controlados por oscilações em períodos de horas e relacionados com as variações do nível do mar costeiro. O nível do mar é uma combinação de três fatores principais que podem ser representados como *Nível do mar observado = nível médio + nível astronômico + nível meteorológico* (Pugh, 1987, 2004). A distribuição de energia do

nível de água oceânica associada às marés astronômicas em FM ocorre em períodos de 2 a 30 horas e representa a segunda maior contribuição de energia (Figura 2.5). Depois desta, a maior energia está relacionada com as oscilações de períodos menores (segundos a minutos) das ondas de gravidade geradas pelo vento em FSupM. Por fim, em maiores períodos (dias a meses) estão as flutuações em frequência inferior à frequência da maré, FSubM, que compreendem oscilações do nível oceânico gerados por influências atmosféricas, e.g. sobre-elevações do nível do mar ou marés meteorológicas.

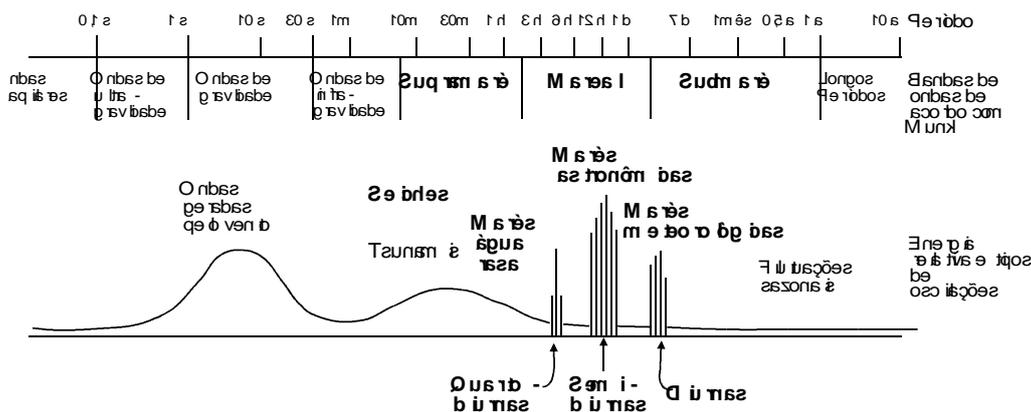


Figura 2.5 Representação esquemática do espectro do movimento vertical da água do mar (modificado de Munk, 1950; apud George, 1995).

As flutuações do nível do mar em FM são resultados dos efeitos astronômicos, e por isso apresentam períodos diretamente relacionados a estes. As principais variações ocorrem em períodos diurnos e semidiurnos, sendo denominados de constituintes astronômicos puros (cf. Tabela 2.1). Contudo, a medida que a onda de maré propaga-se através das plataformas continentais, esta sofre deformações gerando os constituintes de água rasa. Estes são chamados de componentes (ou espécies filhas, e.g.  $M_4$ ) e compostos de marés (e.g.  $MN_4$ ). Os principais constituintes semidiurnos lunares e solares (e.g.  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  e  $K_2$ ) são normalmente mais importantes que outros harmônicos, e quase todos os componentes e compostos de água rasa são combinações destes.

O padrão de maré astronômica predominante num local pode ser obtido através do cálculo do Número de Forma (NF), introduzido por Courtier (1938; apud Defant, 1961), que mede a importância relativa dos constituintes diurnos e semidiurnos através da razão das amplitudes ( $a$ ), sendo calculado por  $NF = aK_1 + aO_1/aM_2 + aS_2$ . Os valores de NF definem 4 tipos de regime de marés astronômicas: semidiurno ( $NF <$

0,25), misto com desigualdades semidiurnas ( $0,25 \leq NF < 1,5$ ), misto com desigualdades diurnas ( $1,5 \leq NF < 3$ ) e diurno ( $NF \geq 3$ ).

Tabela 2.1: Principais constituintes de maré astronômica (diurnos e semidiurnos), e alguns componentes e compostos de água rasa.

Harmônicos de maré	Velocidade angular ( $^{\circ}/h$ )	Período (hs solares)
Diurnos e Semidiurnos		
O <sub>1</sub>	13,943	25,82
K <sub>1</sub>	15,041	23,93
M <sub>2</sub>	28,984	12,42
S <sub>2</sub>	30,000	12,00
K <sub>2</sub>	30,082	11,97
Componentes e Compostos de Água Rasa		
M <sub>4</sub>	57,971	6,21
M <sub>6</sub>	86,956	4,14
M <sub>8</sub>	115,755	3,11

A maré astronômica no interior do estuário apresenta diferenças em relação à maré astronômica na plataforma adjacente. Os efeitos da diminuição da profundidade, da interação da onda de maré com a morfologia do estuário e com a descarga fluvial, causam distorções do padrão da onda, passando de um padrão praticamente senoidal para padrões assimétricos entre períodos de enchente e de vazante (George, 1995; Parker, 1991; Miranda *et al.*, 2002). Desta forma, a maré dentro do sistema estuarino é denominada de co-oscilação de maré astronômica (Godin, 1985; Miranda *et al.*, 2002). A co-oscilação de maré astronômica consiste de uma sucessão de ondas livres geradas no oceano e que se propagam para o interior do sistema, possuindo o mesmo período da maré oceânica, contudo, sem que a ação destas no estuário seja uma resposta direta às forças geradoras de maré (Miranda *et al.*, 2002).

Pugh (2004), mostra que mesmo usando os valores de NF e/ou o regime de maré astronômica na costa (e.g., Hayes, 1975), para caracterizar a co-oscilação da maré num sistema estuarino, deve-se também separar a variabilidade do nível de água em componentes tal como é feito para o nível do mar observado (Figura 2.5). Esta variabilidade pode ser caracterizada pela distribuição da variância, que representa a energia dos diferentes componentes do nível de água do estuário (cf. Tabela 2.2). Esta diferenciação informa de maneira mais clara as características dos sistemas, como pode ser visto para Honolulu, São Francisco e Buenos Aires, todos com  $NF \sim 1$  e de

micromaré, mas com variâncias que apresentam importância diferenciada nos movimentos de diferentes escalas temporais.

Tabela 2.2: Distribuição da variância do nível do mar e estuarino em alguns locais, mostrando como a energia é distribuída em diferentes componentes. LP = longo período, D = diurno, SD = semidiurno, AR = água rasa, NM = nível meteorológico, NF = número de forma (modificado de Pugh, 2004).

Locais	Nível Astronômico			AR	NM	Total	NF	Descrição
	LP	D	SD					
Honolulu	9	154	157	0	35	355	1,05	Ilha oceânica – <b>micromaré</b>
São Francisco	10	240	6.500	10	20	6.780	0,85	Baía profunda com canal para o oceano – <b>micromaré</b>
Buenos Aires	20	160	440	20	2.500	3.140	0,69	Estuário do Rio da Prata – <b>micromaré</b>

### ***2.2.2 Propagação da Co-oscilação de Maré em Estuários***

Correntes de maré e nível de água em estuários são independentes de processos biológicos, químicos e sedimentológicos (este último exceto para a parametrização do coeficiente de tensão de cisalhamento do fundo e evolução de longo termo da geometria do sistema), e, ao contrário, estes processos são frequentemente dependentes dos movimentos de maré (Prandle, 1991). A co-oscilação da maré astronômica estuarina, ao propagar-se para o interior do sistema, sofre distorções devido a diminuição da profundidade, as variações na descarga fluvial, aos efeitos do vento, e a circulação no oceano adjacente causados pela meteorologia (Godin, 1985; George, 1995; Prandle, 1991). Uma das distorções são as assimetrias entre os intervalos de tempo durante as fases de enchente e a vazante, resultado da distorção na forma da onda ao propagar-se para regiões mais rasas. Por exemplo, no decorrer de um ciclo de maré, há um transporte de volume a montante da barra do estuário (maré de enchente) e a jusante desta barra (maré de vazante). Se os intervalos de tempo de maré enchente e maré vazante forem diferentes, as velocidades das correntes de marés também serão diferentes e inversamente proporcionais ao período em questão para respeitar a continuidade de volume do estuário ao longo do tempo.

Segundo Pugh (2004), para fluxos de maré em canais a amplitude da  $M_2$  na corrente normalmente é fator mais importante no transporte de fundo, mas a assimetria, que decide a direção do fluxo residual de sedimentos, depende da diferença de fase entre a  $M_2$  e a  $M_4$ . No entanto, o transporte de sedimentos pode ser aumentado na direção do fluxo com a adição de um fluxo médio à oscilação de maré. A assimetria temporal e de amplitude na co-oscilação desempenha então um papel importante no transporte residual de sedimentos de fundo e em suspensão em estuários, pois altera os padrões de evolução geológica e a navegabilidade do canal de acesso à portos (Speer & Aubrey, 1985). Em função desta assimetria, um determinado estuário pode apresentar períodos de preenchimento de sedimentos ou ser exportador de sedimentos para a plataforma. No primeiro caso, o período de subida da maré é mais curto que o período de descida, resultando em correntes de enchente mais intensas que as correntes de vazante, sendo o estuário classificado como dominado por enchente. No segundo caso ocorre o contrário, o período de descida da maré é mais curto que o período de subida, resultando em correntes de vazantes mais intensas que as correntes de enchente, sendo o estuário classificado como dominado por vazante (Aubrey & Speer, 1985; Parker, 1991).

A Figura 2.6a mostra o exemplo de um estuário com geometria afunilada, de regime de maré semidiurno e dominado por enchente, segundo George (1995). A curva A mostra a alteração na forma da curva da maré astronômica semidiurna oceânica durante a sua propagação para o interior do estuário. Esta passa de uma forma senoidal para uma curva marcada pela assimetria no tempo e na velocidade (curvas B e C). Os primeiros efeitos da fricção causam uma leve distorção, resultando na enchente mais curta do que a vazante no baixo estuário e aumento da altura da co-oscilação devido ao efeito de afunilamento do canal (curva B). A assimetria espacial pode ser vista com a preamar ocorrendo um pouco depois que a preamar da curva A, e a baixamar ocorrendo após a baixamar, porém com um atraso 2 vezes maior que a preamar. A curva C representa a distorção típica no alto estuário, com assimetrias mais pronunciadas.

Na propagação da co-oscilação da maré estuário acima também ocorre interações não lineares entre os principais constituintes harmônicos devido a fricção, originando assimetrias de fase e forma da co-oscilação, e resultando em novos harmônicos de frequências maiores (Godin, 1985; Speer & Aubrey, 1985; Prandle,

1991; Parker, 1991; George, 1995). Os harmônicos são o resultado da distribuição da energia em outras espécies ( $s$ ) além das principais  $s = 0, 1$  e  $2$ , através de combinações entre os principais constituintes ou múltiplos entre si. No caso da maré predominante ser semidiurna, a energia é redistribuída para espécies pares,  $s = 0, 2, 4, 6, 8, \dots$  (e.g.  $M_4$ ). Segundo George (1995), as distorções mais fortes ocorrem quando as ondas propagam-se para o interior de estuários e baías, chegando até aos rios, havendo distorção em graus crescentes durante a propagação (e.g. nulo, suave, severo), aumentando exponencialmente o número de espécies (e.g. 2, 6, 10-40).

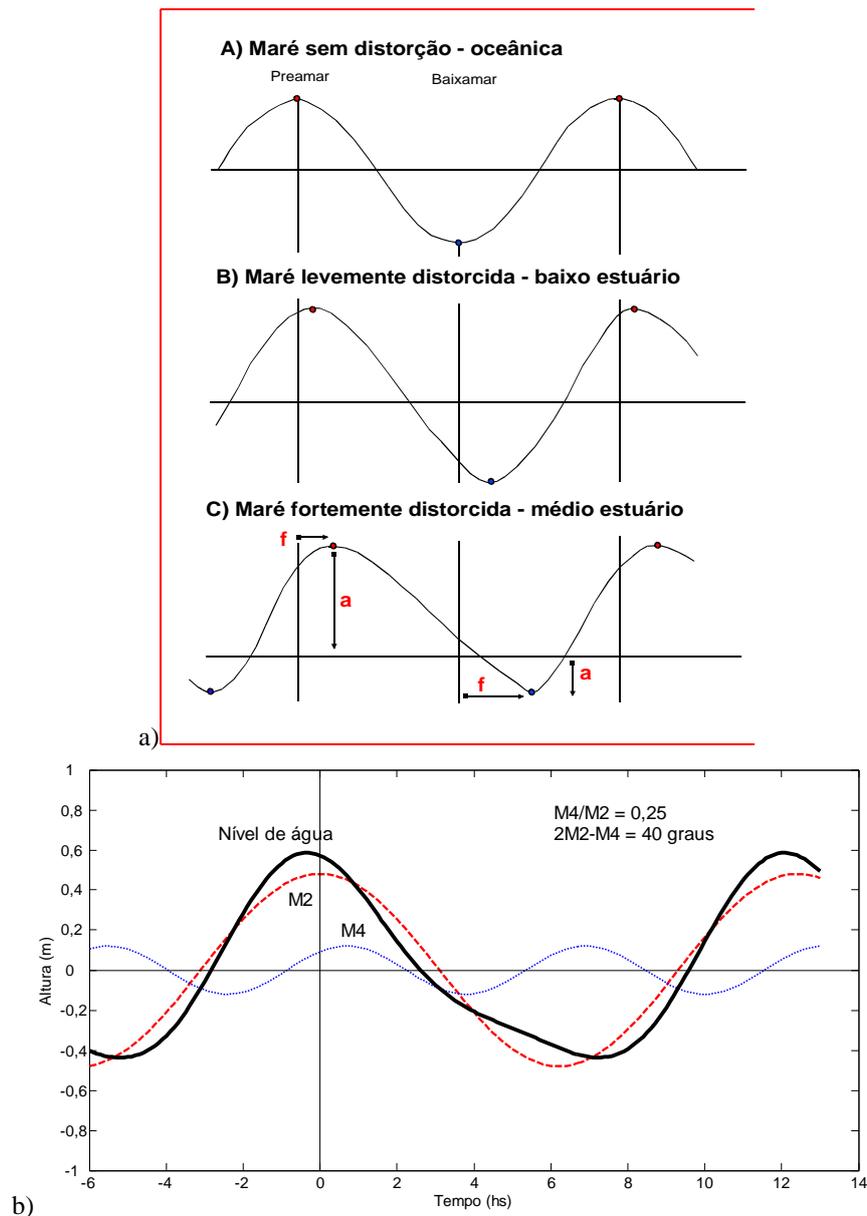


Figura 2.6 (a) Propagação da maré astronômica oceânica para o interior de um estuário com regime semidiurno ( $a$  = amplitude,  $f$  = fase, modificado de George, 1995); (b) exemplo de assimetria temporal (fase relativa =  $40^\circ$ ) para uma distorção moderada ( $M_4 = 0,25 M_2$ ).

Segundo Speer *et al.* (1991, apud George, 1995), o regime semidiurno de maré é o tipo mais frequentemente encontrado nas regiões costeiras do mundo, e quando o  $M_2$  é dominante, o componente quarti-diurno  $M_4$  possui importância significativa dentro do sistema estuarino. Segundo George (1995), este fato auxilia no estudo do comportamento da co-oscilação, pois as relações entre as amplitudes e fases destes podem ser usadas como indicadores da distorção. Os indicadores usados para a determinação da assimetria são:

1) a razão das amplitudes de  $M_2$  e  $M_4$ , dado por  $R = aM_4/aM_2$ , que quantifica a distorção existente no local, resultando no valor da magnitude da assimetria gerada no interior do estuário, sendo significativa para valores  $\geq 0,20$ .

2) a fase relativa do  $M_2$  para o  $M_4$ , dado por  $FR = 2\theta M_2 - \theta M_4$ , determina o sentido da assimetria com predomínio de correntes de maré de enchente (entre  $0^\circ$  e  $180^\circ$ ) ou vazante (entre  $180^\circ$  e  $360^\circ$ ), controlando, portanto, a forma geral distorcida da curva da co-oscilação da maré. Um exemplo desta distorção avaliada pelos indicadores é apresentado na Figura 2.6b. Para um regime de maré semidiurno, com uma distorção moderada da co-oscilação de  $R = 0,25$  e  $FR$  de  $40^\circ$ , a forma geral da curva da co-oscilação é para enchente.

A fricção, a interação não linear entre os principais constituintes de maré em ambientes mais rasos, e a distorção podem ser representadas nas equações da hidrodinâmica da maré, havendo, no entanto, uma variação da importância relativa destes termos ao longo do estuário, e também durante um ciclo de maré (Godin, 1985; Parker, 1991; George, 1995; Prandle, 1991). O resultado são três termos que podem indicar a alteração na forma da co-oscilação bem como o processo causador.

As equações hidrodinâmicas unidimensionais do movimento e conservação de massa de maré são:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - C_{Dr} \frac{1}{\rho + \eta} u|u| \quad (1)$$

e

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial}{\partial x} (b p + \eta \bar{u}) = 0 \quad (2)$$

onde  $\eta$  é a elevação superficial acima do nível médio do mar,  $u$  é a velocidade média na seção transversal,  $b$  é a largura do estuário,  $p$  é a profundidade média abaixo do nível médio do mar,  $t$  é o tempo,  $x$  é a coordenada cartesiana com sentido para jusante do estuário ( $x = 0$  na cabeceira do estuário),  $g$  é o componente vertical da aceleração devido a gravidade, e  $C_{Df}$  é o coeficiente de fricção de fundo.

A integração da equação do movimento em profundidade resulta na tensão de cisalhamento de fundo,  $\tau_f$ , que é representada pela lei quadrática de fricção do fundo:

$$\tau_f = C_{Df} \rho u |u| \quad (3)$$

O  $C_{Df}$  indica os efeitos da fricção no fundo que são opostos ao fluxo das correntes de maré e removem a energia do movimento. O efeito é um processo não linear e a relação envolvendo  $u^2$  é conhecida como lei quadrática de fricção do fundo. O valor de  $C_{Df}$  depende da distância do fundo onde a corrente é medida, geralmente de 1 m, o que resulta na variação do  $C_{Df}$  em torno de 0,0015 a 0,0025.

Nas equações hidrodinâmicas os termos não-lineares são três, dois deles referidos como de água rasa. O primeiro termo de água rasa é o segundo termo da equação do movimento, denominado de termo inercial longitudinal:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} \quad (4)$$

O segundo termo de água rasa é o segundo termo da equação de continuidade:

$$\frac{\partial (b \eta u)}{\partial x} \quad (5)$$

O terceiro termo não-linear é o termo da fricção:

$$C_{Df} \frac{1}{p + \eta} u |u| \quad (6)$$

Este termo possui dois aspectos não lineares: o primeiro é a parte quadrática,  $u |u|$ , e o segundo é o efeito da elevação  $\eta$  no denominador. Este último pode ser

representado por  $\eta u|u|$  e corresponde ao efeito da elevação na perda de movimento friccional por unidade de volume do fluido.

Considerando-se um ambiente estuarino com regime semidiurno de maré e onde as variações na descarga fluvial são desprezíveis, os efeitos dos termos de água rasa e dos termos friccionalis podem ser avaliados através da interação do constituinte principal  $M_2$  com outros constituintes (Parker, 1991). Os termos de água rasa e o termo friccional (eq. 4, 5 e 6) originam os mesmos efeitos na co-oscilação da maré astronômica, gerando novos componentes e compostos de maré com frequências que são a soma e a diferença das frequências dos constituintes que estão interagindo. Os efeitos se resumem em: (1) geração de componentes de maré de espécies pares ( $M_4$ ), compostos quarti-diurnos ( $MN_4$ ) e terci-diurnos ( $MK_3$ ), e ainda compostos de baixa frequência, e (2) variação do nível médio da água induzidos pela maré.

O termo friccional quadrático origina um grupo de diferentes componentes, possuindo um efeito isolado e mais intenso que os outros termos não lineares. Este termo produz: (1) a atenuação da maré, (2) a formação de componentes de maré ímpares ( $M_6$ ), compostos semidiurnos ( $2MN_2$ ), compostos de alta frequência como os terci, quinto, e sexto-diurnos, e (3) perda de momentum de um constituinte astronômico devido a presença de outro, podendo ainda alterar o nível de água médio através da interação de  $M_2$  e  $M_4$ .

A Tabela 2.3 resume uma análise apresentada por Parker (1991) da interação de dois constituintes de maré, por exemplo, o principal lunar  $M_2$  e outro de menor importância, denominado de C, a qual gera componentes e compostos de maré. No caso de ocorrer interação do constituinte semidiurno  $M_2$  com ele mesmo, o componente resultante será o  $M_4$ , de menor período. No caso da interação ocorrer entre dois constituintes semidiurnos,  $M_2$  e  $N_2$ , o composto resultante será  $MN_4$  e um composto  $MN$  de FSubM. Da interação entre o constituinte semidiurno  $M_2$  e um constituinte diurno  $K_1$  resultará o composto terço-diurno  $MK_3$ , juntamente com o composto diurno  $MK_1$ , que possui a mesma frequência que o constituinte principal lunar diurno  $O_1$ . O resultado do efeito do termo friccional quadrático pode ser visto na terceira e quinta colunas da Tabela 2.3. A diferença de frequência entre dois constituintes que estão interagindo  $|\omega M_2 - \omega C|$  resulta em duas novas constituintes com frequências

$\omega M_2 + \omega C$  e  $\omega M_2 - \omega C$  (na terceira coluna é mostrado o primeiro constituinte). Por exemplo, a interação entre  $M_2$  e  $N_2$  resultará em dois novos compostos semidiurnos  $2MN_2$  e  $2NM_2$ , que possuem a mesma frequência dos constituintes astronômicos  $L_2$  e  $2N_2$ , respectivamente.

Tabela 2.3: Componentes e compostos da co-oscilação de maré gerados pelos termos não lineares das equações hidrodinâmicas (modificado de Parker, 1991).

Interação de $M_2$ com	Constituintes de maré gerados			
	$\omega M_2 - \omega C$	$2\omega M_2 - \omega C$	$\omega M_2 + \omega C$	$2\omega M_2 + \omega C$
$M_2$	Média	-	$M_4$	$M_6$
$N_2$	$MN$ (Mm)	$2MN_2$ ( $L_2$ )	$MN_4$	$2MN_6$
$S_2$	$MS$ (MSf)	$2MS_2$ ( $\mu_2$ )	$MS_4$	$2MS_6$
$K_1$	$MK_1$ ( $O_1$ )	$2MK_3$	$MK_3$	$2MK_5$
$O_1$	$MO_1$ ( $K_1$ )	$2MO_3$ ( $MK_3$ )	$MO_3$ ( $2MK_3$ )	$2MO_5$ ( $3MK_5$ )
Termos não lineares responsáveis	$\frac{\partial}{\partial x} \eta u$ , $\eta  u $ , $u \frac{\partial u}{\partial x}$ , ou $ u $ com fluxo residual (ex. descarga fluvial)	$ u $	$\frac{\partial}{\partial x} \eta u$ , $\eta  u $ , $u \frac{\partial u}{\partial x}$ , ou $ u $ com fluxo residual (ex. descarga fluvial)	$ u $

### 2.2.3 Interação da Co-oscilação de Maré com a Descarga Fluvial

A co-oscilação da maré no interior do sistema estuarino também será influenciada por variações da descarga fluvial e pelos movimentos em FSubM gerados na plataforma continental adjacente ao estuário e que se propagam para o seu interior. Assim como as oscilações do nível do mar de longo período, a descarga fluvial também pode ser identificada como um processo de frequência submareal (FSubM).

Segundo Parker (1991), a fricção, a descarga fluvial e a co-oscilação da maré estão intrinsecamente relacionadas, pois a fricção é sentida somente onde existem correntes, deste modo, a descarga fluvial determinará a sucessão de correntes que prevalecerão num ciclo de maré, tornando dependente a distorção gerada na co-oscilação em função da variabilidade do escoamento fluvial. Assim como os termos não lineares das equações hidrodinâmicas transferem momentum e energia de uma

frequência para outra através da interação entre constituintes astronômicos de maré, este processo ocorrerá também entre um constituinte astronômico e o escoamento residual, representado pela descarga fluvial (Parker, 1991). Quando a descarga fluvial for significativa, o termo friccional quadrático (eq. 6) causará os mesmos efeitos que os outros termos não lineares (cf. Tabela 2.3). Os efeitos do termo friccional quadrático foram resumidos por Parker (1991) como segue:

(1) perda de momentum adicional do principal constituinte da co-oscilação da maré, conforme a razão entre a velocidade da corrente fluvial pela velocidade de corrente de maré aumenta, ou, o aumento da descarga fluvial acarreta a diminuição da variação da co-oscilação da maré;

(2) geração de componentes pares como o componente  $M_4$  - a transferência de momentum do  $M_2$  para o  $M_4$  aumenta de zero (no fluxo médio) para um máximo quando a velocidade média da corrente fluvial for igual a velocidade da corrente da co-oscilação da maré; e

(3) atraso das baixamares a partir da redução na variação da maré devido ao fluxo fluvial com o aparecimento de componentes pares.

Godin (1985) apontou ainda que, em períodos com fluxo elevado, a incursão da co-oscilação poderá ser bloqueada, ocorrendo a dissipação de energia devido ao atrito nas margens e no fundo do estuário, resultando numa onda extremamente deformada da sua porção marinha. Porém, ao longo do estuário, o efeito da descarga fluvial nos registros da co-oscilação de maré variam: a descarga fluvial muda diariamente e o registro da co-oscilação de maré numa estação a montante da barra estuarina, no alto estuário, deverá ser marcado por maiores irregularidades na sua forma que numa estação mais próxima a barra, no baixo estuário (Godin, 1985).

Durante um evento de alta descarga fluvial a distorção da corrente de maré, o atraso na baixamar e o aumento da razão  $M_4/M_2$ , são consequências da interação friccional quadrática do constituinte  $M_2$  com o fluxo fluvial. Porém, como apontado por Godin (1985), estes efeitos terão intensidades diferenciadas ao longo do sistema estuarino. George (1995) resumiu estes efeitos em: (1) níveis mais elevados de preamar e baixamar, porém com o nível da preamar menos alterado do que o da baixamar, pois a maior largura do canal em preamar permite acomodar um maior volume de água

proveniente do fluxo fluvial, (2) maior duração e variação das correntes de vazante, ocorrendo o inverso para as correntes de enchente, e (3) os limites de energia da co-oscilação são deslocados a jusante, e muitas vezes, uma grande parte do estuário pode ser caracterizado como um rio sem efeito da maré.

Um exemplo da influência da descarga fluvial na co-oscilação da maré pode ser visto no trabalho de Parker (1991), em Trenton, na Baía de Delaware (Figuras 2.7 e 2.8). Nos dias 25 e 26 a descarga fluvial aumentou significativamente, resultando em diminuição da variação da altura da co-oscilação e na distorção assimétrica da curva, com um atraso das baixamares bastante pronunciado e com antecipação das preamares. A distorção assimétrica é indicativo de um valor alto para a razão  $M_4/M_2$ , que indica a magnitude da assimetria, já que o ponto analisado (Trenton) se localiza entre a barra e a região de limite de maré, onde a importância relativa da maré e da descarga se somam no estuário.



Figura 2.7 Localização do estuário de Delaware (EUA) e a estação de Trenton, juntamente com a Baía de Chesapeake, incluindo os estuários do Rio Potomac e Rio York (modificado de Wong & Garvine, 1984).

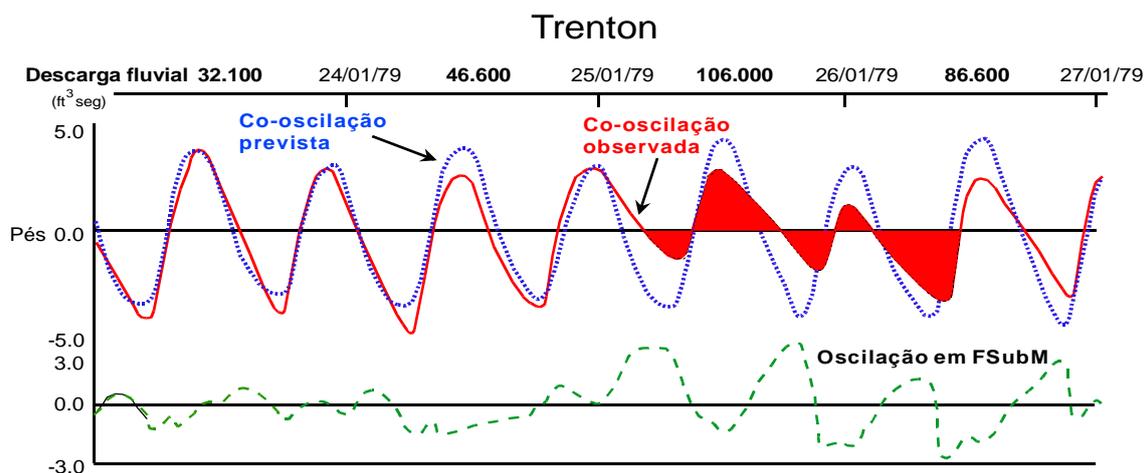


Figura 2.8 Registros de nível de água em FM na Baía de Delaware durante um período de alta descarga fluvial (linha cheia), e a co-oscilação prevista para um período de baixa descarga fluvial (linha pontilhada). O último registro (linha tracejada) mostra as flutuações em FSubM do nível de água (modificado de Parker, 1991).

#### 2.2.4 Interação da Co-oscilação da Maré com Sobre-elevação do Nível do Mar

Os termos não lineares das equações hidrodinâmicas são responsáveis pelo espalhamento de linhas espectrais através da interação entre os constituintes astronômicos de maré, entre estes e a descarga fluvial, e também pela interação com as flutuações em FSubM de origem meteorológica (Parker, 1991), como elevação significativa do nível do mar. Portanto, os termos de água rasa e o friccional (eq. 4, 5 e 6) também estão envolvidos na variação da altura da co-oscilação da maré astronômica durante a ocorrência de uma maré meteorológica. Segundo Parker (1991), o primeiro efeito é a variação lenta da profundidade onde a co-oscilação da maré está se propagando: na crista da maré meteorológica a profundidade será maior e a variação na amplitude da co-oscilação será maior. O aumento de profundidade resultará também na diminuição das velocidades de corrente da co-oscilação e, então, uma menor atenuação friccional. Na cava da maré meteorológica ocorre o inverso: menor profundidade resulta em maior atenuação friccional, e a amplitude será menor do que a esperada.

A Figura 2.9 mostra estes efeitos ao longo da Baía Delaware, de acordo com Parker (1991). Em 18 de Janeiro foi observada uma redução da co-oscilação observada em Trenton que não pôde ser atribuída a descarga fluvial. Neste dia foi observada a cava de uma onda de maré meteorológica em Atlantic City (vide localização na Figura 2.7). A partir do dia 19 até 21 foi observada a crista da maré meteorológica na costa, juntamente com um período curto de subida do nível do mar. Conforme se observa os

registros de co-oscilação da maré astronômica registrada para as estações localizadas no interior do estuário (Trenton e Philadelphia), no dia 20, estes são maiores que os valores previstos para estes locais.

A ocorrência conjunta de significativas sobre-elevações do nível do mar costeiro (ou marés meteorológicas), próximas a desembocaduras de estuários, com períodos de descargas fluviais elevadas, e ainda combinadas com períodos de sizígias da co-oscilação, resultam em níveis de água médios extremamente elevados ao longo do estuário, devido ao efeito conjugado da subida do nível e do represamento do escoamento fluvial. Neste caso, a oscilação em FSubM oceânica está atuando como uma barreira hidráulica à vazão, aumentando o risco de inundação no alto estuário.

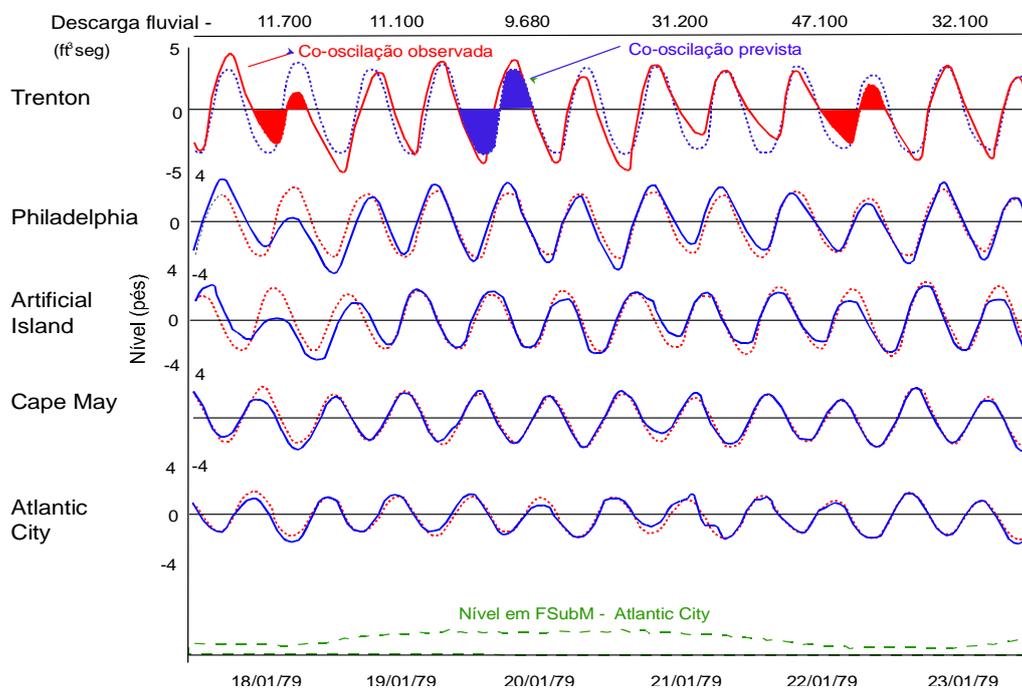


Figura 2.9 Registros de nível de água em FM (linha cheia) juntamente com os níveis de co-oscilação previstos (linha pontilhada) para estações ao longo da Baía Delaware. O último registro (linha tracejada) mostra as flutuações em FSubM do nível de água em Atlantic City (modificado de Parker, 1991).

## 2.3 Hidrodinâmica Estuarina em Frequência Submareal

### 2.3.1 Origem dos Movimentos ou Escalas Espaciais

Segundo Snedden *et al.* (2008), após duas décadas do modelo de circulação gravitacional estuarino descrito por Pritchard, em 1955, instrumentos de aquisição de dados de longo período foram capazes de capturar as múltiplas passagens de sistemas

atmosféricos sinópticos e relacioná-los aos movimentos estuarinos em escalas temporais de 3 a 20 dias. Segundo os autores, muitos destes fluxos podem ter mais influência na hidrodinâmica estuarina do que aqueles produzidos pelas marés astronômicas somente. Os movimentos estuarinos em FSubM podem ser diferenciados de acordo com a origem dos efeitos: (1) hidrológicos, através das variações nos fluxos de água doce no alto estuário, resultantes do balanço evaporação-precipitação na bacia de drenagem e ao longo do sistema, sendo este um efeito local, e (2) meteorológicos, através da atuação do vento de natureza local ou remota: o primeiro resulta em variações na inclinação da superfície da água ao longo do estuário (com sobre-elevação ou rebaixamento), e o segundo influencia através das oscilações do nível do mar na plataforma continental que se propagam como ondas para o interior dos estuários.

Outra diferenciação pode ser feita a partir da origem dos movimentos relacionada às escalas espaciais de ocorrência, dentro ou fora do sistema estuarino, sendo divididas em:

(1) escala local, que inclui os efeitos da descarga fluvial e da atuação do vento na superfície estuarina,

(2) escala não local ou remota, que inclui o efeito do vento na plataforma continental alterando o nível do mar e o campo de correntes marinhas.

Esta diferenciação e terminologia serão usadas ao longo do trabalho. O efeito local da descarga fluvial já foi apresentado em diferentes contextos ao longo dos Cap. 1 e 2.

### ***2.3.2 Efeito Local e Remoto do Vento***

Segundo Snedden *et al.* (2008), estudos em estuários relativamente profundos (> 10 m) mostraram que a influência da meteorologia sobre a variabilidade do nível de água estuarino e correntes ocorre através tanto por ventos locais quanto remotos. O efeito do vento local na hidrodinâmica estuarina compreende a ação direta deste na superfície do estuário. O efeito remoto do vento compreende a ação indireta sobre o estuário, através da variação do nível do mar na desembocadura do sistema em função da conexão com a plataforma continental adjacente (cf. Figura 1.1).

Estudos pioneiros sobre os efeitos do vento, local e/ou remoto, na hidrodinâmica de estuários datam da década de 70 com os trabalhos de Weisberg (1976), Elliott (1976), Wang & Elliott (1978), Elliott & Wang (1978), Elliott (1978), Kjerfve *et al.* (1978), Elliott *et al.* (1978), Wang (1979) e Elliott (1982). Estes trabalhos procuraram descrever a natureza básica da circulação estuarina e suas interações com a variabilidade atmosférica em escalas de tempo em FSubM, em períodos de 2 a 20 dias. A partir da década de 80 foram realizados estudos mais elaborados através de análises de séries temporais e aplicação de modelos numéricos envolvendo fluxos entre estuário e plataforma, processos de mistura e estratificação salina, transporte de material dissolvido e em suspensão de longo período em estuários (Hamilton *et al.* 1980; Walters, 1982; Swenson & Chuang, 1983; Smith, 1983; Wong & Garvine, 1984; Pritchard & Vieira, 1984; Garvine, 1985; Wilson *et al.*, 1985; Vieira, 1985; Goodrich, 1988; Mertz *et al.*, 1988; Kiley & Welch, 1989; Pritchard, 1989; Wiseman Jr. *et al.*, 1990; Schroeder *et al.*, 1990 ; Wiseman Jr. *et al.*, 1990 ; Wong, 1991; Valle-Levinson, 1995; Paraso & Valle-Levinson, 1996; Noble *et al.*, 1996; Möller Jr. *et al.*, 1996 ; Geyer, 1997 ; Wong & Moses-Hall, 1998ab; Valle-Levinson *et al.*, 1998ab ; Valle-Levinson *et al.*, 2000; Wong, 2000 ; Pattiaratchi, 2000 ; Möller Jr. *et al.*, 2001 ; Wong, 2002ab ; Valle-Levinson & Brown, 2002 ; Valle-Levinson *et al.*, 2002 ; Fernandes *et al.*, 2002 ; North *et al.*, 2004 ; Sepúlveda *et al.*, 2004; Scully *et al.*, 2005 ; Snedden *et al.*, 2007 ; Edwards *et al.*, 2007; Haihong & Qin, 2008; Chawla *et al.*, 2008; French *et al.*, 2008).

A dinâmica da atuação dos ventos pode ser abordada através de modelos analíticos (e.g. Garvine, 1985) que indicam que a importância relativa do efeito local aumenta com o aumento da distância da desembocadura do estuário. O modelo proposto faz uma análise para a determinação da dominância relativa dos efeitos dos ventos, local e remoto, quando ambos forem significativos, com base no comprimento e orientação do estuário. Em estuários curtos, o efeito remoto do vento tende a dominar nas variações do nível e correntes barotrópicas, explicado pelo maior comprimento de onda dos movimentos em FSubM em comparação ao comprimento do estuário. A orientação dos estuários em relação a linha de costa determina se os efeitos dos ventos local e remoto sobre o estuário serão somados ou não. Em sistemas com orientação paralela a linha de costa, os ventos longitudinais a costa terão direções similares aos ventos que atuarão localmente sobre a superfície do sistema, sendo somados seus efeitos no estuário. No

entanto, em estuários com orientação transversal a linha de costa haverá a componente transversal do vento, de atuação local, enquanto que os ventos remotos serão longitudinais a costa, havendo então a oposição ou combinação dos efeitos na hidrodinâmica estuarina.

Além da distinção na escala espacial, a atuação dos ventos local e remoto também apresenta diferenças nas escalas temporais, de períodos que vão de 2 a 20 dias. Ao longo desta escala existe o predomínio de diferentes efeitos em determinadas faixas de tempo, e.g., a coerência entre a tensão do vento local, o nível de água e correntes estuarinas é mais significativa nos períodos de 2 a 5 dias. Nestes períodos dominam os efeitos do vento local. Em períodos maiores os efeitos da tensão do vento remoto tornam-se mais significativos, originando os movimentos estuarinos que estão associados com a circulação da plataforma adjacente. Outro ponto é que em estuários relativamente profundos com uma comunicação livre com a plataforma continental, a atenuação friccional das oscilações do nível do mar produzidas remotamente é tipicamente ausente, e as amplitudes destas flutuações ao longo do estuário são espacialmente uniformes (Snedden *et al.*, 2008).

### *Efeito local*

O efeito local está relacionado com a transferência de momentum através das tensões tangenciais do vento soprando por sobre a superfície estuarina, resultando num gradiente de nível de água ao longo do estuário. O resultado é a sobre-elevação e rebaixamento que compreendem o aumento e a diminuição da inclinação do nível de água ao longo do estuário (Figura 2.10). O primeiro movimento ocorre quando um vento local sopra sobre um canal de pequena profundidade, na região do alto estuário e com sentido ao baixo estuário. O efeito do arrasto do vento na inclinação da superfície da água é o de movimentar esta água na direção do vento e originar níveis mais altos na porção do baixo estuário. Para um vento local soprando agora da região do baixo estuário com sentido para a cabeceira, o efeito é o oposto, diminuindo o nível de água estuarino nessa porção. Deste quadro resulta um balanço entre as forças da tensão do vento ( $\tau_w$ ) e do gradiente de pressão (FGP), que são opostas (Figura 2.10). A tensão do vento sobre a superfície pode ser calculada como:

$$\tau_w = C_{Dw} \rho_A W^2 \quad (7)$$

onde  $\tau_w$  é a tensão do vento,  $C_{Dw}$  é o coeficiente de arrasto do vento,  $\rho_A$  é a densidade do ar e  $W$  é o vento, normalmente medido a 10 m de altura. A força de gradiente de pressão horizontal pode ser calculada como:

$$FGP = \rho g \frac{d\eta}{dL} \quad (8)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $d\eta/dL$  é o desnível da superfície livre ao longo do estuário.

Em função do sentido destas forças podem ocorrer movimentos opostos ao longo da coluna de água de um estuário onde a circulação gravitacional. O perfil vertical da velocidade das correntes apresenta uma forma parabólica, com as correntes próximas a superfície ( $u_s$ ) no sentido do vento e as correntes mais profundas ( $u_p$ ) com direção contrária (Figura 2.10). Para um estuário do tipo cunha salina este quadro torna-se ainda mais complexo devido aos movimentos originados pela circulação gravitacional, tendo o vento influência nos gradientes de sal e, portanto, alterando a circulação em duas camadas (Geyer, 1997; Wong, 2002ab; Scully *et al.*, 2005).

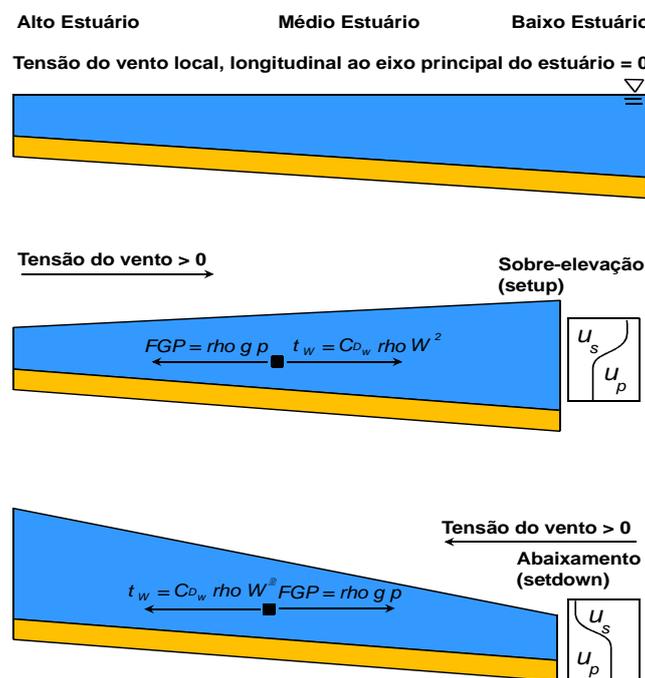


Figura 2.10 Flutuação do nível de água estuarina devido aos ventos locais, longitudinais ao eixo principal do estuário, dando origem a sobre-elevação e abaixamento, e o perfil vertical das correntes.

### *Efeito remoto*

O efeito remoto está relacionado com a transferência de momentum através das tensões tangenciais do vento soprando por sobre a superfície do mar na plataforma continental e regiões oceânicas mais afastadas. Se o vento aumenta o nível do mar então diz-se que ocorre uma oscilação positiva, do contrário, uma oscilação negativa. Estes movimentos são resultantes da atuação de ventos paralelos a linha de costa, promovendo um fluxo de águas na plataforma devido ao mecanismo de Ekman, e correspondentes flutuações do nível do mar na desembocadura estuarina (Elliott *et al.*, 1978; Garvine, 1985; Goodrich, 1988; Geyer, 1997; Valle-Levinson *et al.*, 1998ab; Valle-Levinson *et al.*, 2000; Scully *et al.*, 2005; Snedden *et al.*, 2007; Edwards *et al.*, 2007; Chawla *et al.*, 2008; French *et al.*, 2008). A teoria proposta por Ekman determina que o transporte integrado na camada sob influência do vento é ortogonal ao sentido do vento, para esquerda no hemisfério sul. A orientação da linha de costa e a profundidade da plataforma continental influenciam no processo. Para o litoral brasileiro, a linha de costa normalmente orientada no eixo sudoeste-nordeste e a plataforma rasa com isóbaras paralelas a costa oferece condições para aumento ou diminuição do nível do mar devido ao transporte de Ekman para ventos predominantes de NE ou SW (Figura 2.11).

Durante a atuação de ventos provenientes do quadrante sul, normalmente associados a sistemas frontais e ciclones extratropicais, em regiões profundas do oceano e sem influência da fricção, o transporte ocorre com sentido da costa (Figura 2.11). Deste modo, é originado uma corrente paralela à costa ( $v$ ) que aumenta linearmente no tempo a uma razão inversamente proporcional a profundidade da água em movimento. A conservação da massa requer um correspondente aumento constante do nível do mar em resposta ao transporte de Ekman e este aumento se desenvolve em equilíbrio dinâmico com a corrente paralela. O aumento resulta em um empilhamento de águas junto à costa denominada de maré meteorológica local (oscilação positiva do nível do mar), para distinguir das ondas que propagam-se livremente a partir da zona de geração, sendo denominadas de remotas (Pugh, 2004), ou ondas de plataforma continental. Durante a atuação de ventos do quadrante norte o transporte médio terá sentido mar afora e acarretará na diminuição do nível de água nos estuários, favorecendo o movimento de água doce para o oceano (Wong, 1998; Wong *et al.*, 1998ab; Wong,

2002ab; Valle-Levinson *et al.*, 1998ab; Xie & Eggleston, 1999; Velasco & Winant, 2004; Scully *et al.*, 2005).

As oscilações do nível do mar costeiro positivas promovem a geração de um gradiente de pressão horizontal (ou gradiente de pressão barotrópico, GPB) entre a plataforma continental (nível mais alto) e a costa (nível mais baixo), resultando em aumento do nível de água nos estuários a partir da propagação destas flutuações para o seu interior. Deste modo, variações no nível do mar costeiro propagando-se para o interior de baías e estuários em resposta às variações dos componentes longitudinais do vento produzem níveis de água estuarinos em FSubM mais altos sendo resultantes do transporte de Ekman transversal à plataforma, subindo ou descendo os níveis de água primeiro na costa e, então, progressivamente para maiores distâncias a partir da desembocadura.

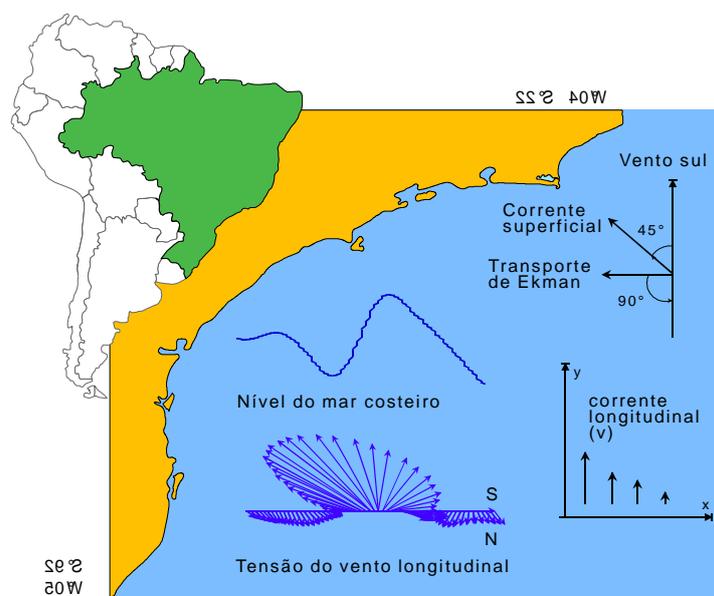


Figura 2.11 Representação esquemática da subida do nível do mar costeiro devido ao mecanismo de transporte de Ekman, resultante da atuação de um vento do quadrante sul.

### 2.3.3 Efeito do Vento Local e Remoto no Nível de Água e Campo de Correntes Estuarinas

Além do nível de água estuarino, a estrutura vertical de correntes, com vazante nas camadas mais próximas a superfície e enchente nas camadas próximas ao fundo, também pode ser influenciada pela atuação dos ventos local/remota e pela circulação da plataforma continental em FSubM. Elliott (1976) estudou a Baía de Chesapeake e o

estuário do Rio Potomac (Figura 2.7) e encontrou efeitos combinados dos ventos locais e remotos devido a orientação paralela do eixo principal da baía à orientação da linha de costa. Segundo o autor, duas diferentes respostas do campo de correntes em FSubM às forçantes meteorológicas foram identificadas no Rio Potomac: a primeira foi relacionada com os ventos de atuação local, que representaram cerca de 50% das flutuações (além das correntes estuarinas, o nível de água e a inclinação do nível ao longo do sistema apresentaram um relação positiva aos ventos locais); a segunda resposta não teve relação com os ventos locais, sendo inferido que estas flutuações poderiam ser devido a conexão do estuário com a baía, resultantes do efeito remoto. Em um segundo trabalho, Elliot (1976) documentou a significativa correlação inversa entre os ventos e correntes submareais próximas ao fundo no estuário do Rio Providence (em Long Island).

O trabalho de Wang & Elliott (1978), também na Baía de Chesapeake e no estuário do Rio Potomac (Figura 2.7), permitiu determinar a escala temporal para os efeitos local e remoto, bem como a variação destes ao longo do sistema. A análise dos espectros das flutuações do nível de água estuarina mostrou períodos de maior energia concentrados em 20, 5 e 2,5 dias (Figura 2.12). Segundo os autores, foi observada a atenuação rápida das amplitudes das flutuações de 20 dias em direção ao alto estuário, enquanto que as flutuações em 2,5 dias tiveram um comportamento oposto, indicando uma atenuação em direção a desembocadura.

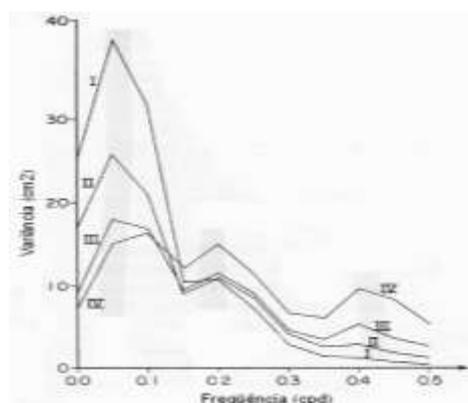


Figura 2.12 Espectros de energia para o nível de água ao longo do estuário de Chesapeake, (I) em KP, (II) em LW, (III) em SO e (IV) em NA (modificados de Wang & Elliott, 1978).

Valle-Levinson (1995) relacionou a estrutura vertical de correntes, níveis e temperatura da água na desembocadura da Baía de Chesapeake com as oscilações mareais e meteorológicas durante a passagem do furacão Emily em 1993. As flutuações

em baixa frequência do escoamento e da temperatura durante o período de julho-setembro, e trocas através da desembocadura da baía, pareceram ser causadas pela superposição do vento e modulação do ciclo sizígia-quadratura. O trabalho mostrou que a tensão do vento remoto originou uma resposta barotrópica no fluxo residual, através do efeito dos ventos do quadrante sul (norte) em empurrar água da plataforma continental para dentro (fora) do estuário. Eventos extremos de ventos norte-nordeste produziram diminuição do nível resultando num fluxo residual de saída, e que após cessar, o fluxo barotrópico residual de entrada restabelece o volume de água perdido pelo estuário.

Geyer (1997) mostrou as variações na estrutura salina em dois pequenos estuários em Cape Cod (EUA) relacionadas às variações da tensão do vento local. Durante períodos com ventos que sopram em direção a costa, longitudinais ao estuário, a circulação gravitacional foi reduzida, e o gradiente de sal ao longo do estuário foi intensificado conforme o volume de água doce foi sendo acumulado. O contrário foi observado durante ventos em direção a plataforma continental, também longitudinais ao eixo principal do estuário, onde houve um incremento nos fluxos superficiais de vazante e o gradiente de sal diminuído. Outro resultado deste trabalho foi o cálculo dos perfis verticais de velocidade para diferentes condições do estuário (Figura 2.13). O perfil A corresponde a condições típicas de tensão do vento de SW de 0,05 Pa e um gradiente horizontal de salinidade de  $10 \text{ km}^{-1}$ . Neste caso, a tensão do vento aproximadamente cancela a circulação estuarina, tendendo a isolar a água doce no estuário. O perfil B apresenta condições com tensão do vento de NE de 0,05 Pa e sem gradiente horizontal de salinidade, neste caso, o cisalhamento vertical resulta na substituição da água doce, próxima a superfície, pela água mais salgada da camada mais profunda. O perfil C inclui somente o gradiente horizontal de salinidade de  $10 \text{ km}^{-1}$  e mostra que na ausência da tensão do vento, o gradiente de salinidade poderia resultar num fluxo de vazante significativo.

Outro resultado deste trabalho foi que num dos estuários o tempo de residência variou em função principalmente das trocas produzidas pelo vento, de menos de 1 dia durante ventos de NE e de 2,6 dias durante fortes ventos de SW. Segundo o autor, a influência significativa do vento nas trocas foi devido em parte a pouca profundidade destes ambientes, que acentuaram a influência da tensão do vento em relação aos efeitos

do gradiente horizontal de densidade, e ainda, os tempos de residência destes estuários foram comparáveis as escalas de tempo da forçante vento, permitindo acentuadas mudanças nas propriedades da água durante a atuação destes ventos.

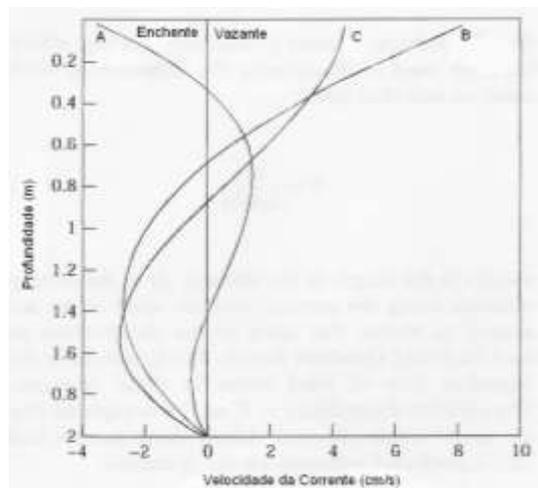


Figura 2.13 Perfis teóricos de velocidade vertical para diferentes condições de vento, baseados no modelo parabólico de Hansen & Rattray (1965), (modificado de Geyer, 1997).

Um exemplo regional da atuação conjunta dos ventos local e remoto foi o estudo realizado por Möller Jr. (1996) para a Lagoa dos Patos, que apresenta o eixo principal na direção SW-NE (Figura 2.14a), paralelo à linha de costa e longitudinal aos ventos predominantes. O efeito do vento local sobre o nível da lagoa é esquematizado na Figura 2.14b. Durante os ventos de SW os gradientes de pressão gerados pelos ventos locais e remotos estarão direcionados para a Ponta da Feitoria. Durante ventos de NE o nível de água irá diminuir em ambas as extremidades e aumentar na região intermediária. Foi visto também que na região da Ponta da Feitoria ocorrerá uma inversão nos gradientes de pressão originados pelos ventos, resultando em valores máximos e mínimos de nível de água associados com este efeito.

Na última década muitos estudos foram feitos sobre a variabilidade estuarina em FSubM e sua relação com o regime de ventos, dentre eles pode-se citar: Wong (2000, 2002ab); Valle-Levinson *et al.* (2002); Valle-Levinson *et al.* (2004); Scully *et al.*, 2005; Edwards *et al.* (2007); Snedden *et al.* (2007); Chawla *et al.* (2008); Yuk & Aoki (2009); entre outros. Wong (2002b) detalhou a resposta do nível de água e correntes aos ventos locais e remotos no Rio Indian (próximo a Baía de Delaware, Figura 2.7), indicando que a força do vento foi importante na variabilidade em FSubM do estuário. O trabalho apresentou flutuações no nível de água coerentes com ventos em periodicidades de 2 a

10 dias, com uma maior resposta na direção paralela a costa, e menor aos ventos transversais. Segundo o autor, os ventos longitudinais promoveram subida ou descida do nível do mar através do transporte de larga escala de Ekman sobre a plataforma continental, porém os ventos transversais, de atuação remota ao estuário, também contribuíram com as flutuações do nível do mar devido a pouca profundidade da plataforma. O trabalho indicou ainda que as correntes apresentaram coerência com os ventos nestas duas direções, mas valores maiores foram limitados a escalas de tempo de 2 a 5 dias. As trocas nestas frequências foram devido aos efeitos do vento remoto na plataforma através de flutuações do nível do mar costeiro na desembocadura do estuário.

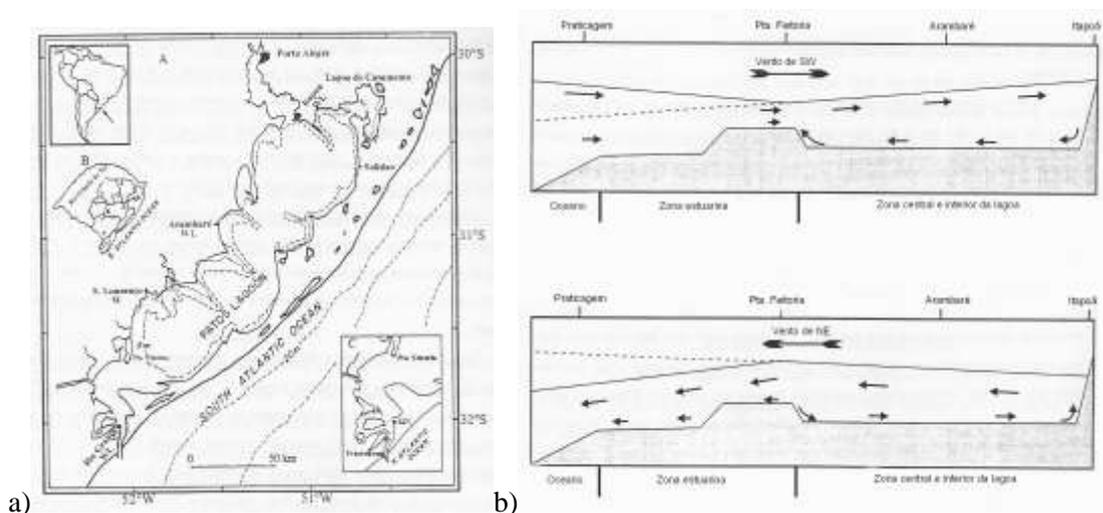


Figura 2.14 (a) Localização da Lagoa dos Patos (modificado de Möller Jr., 1996), e (b) representação esquemática da dinâmica da Lagoa dos Patos quando sob efeito de ventos de SW (a) e de NE (b). A linha pontilhada representa a sobre-elevação se a lagoa tivesse suas extremidades fechadas (modificado de Möller Jr., 1996).

Valle-Levinson *et al.* (2002) apresentou um estudo relacionando velocidade e densidade da água com ventos e nível do mar na desembocadura da Baía de Chesapeake (Figura 2.7). O período de estudo foi de 70 dias e incluiu a passagem do furacão Floyd em 1999. Os fortes ventos associados com o Floyd foram da direção nordeste, durante 4 dias anteriores a passagem do olho do furacão, e ventos de noroeste que atuaram após a passagem do olho, sendo observada também significativa descarga fluvial associada com a passagem da depressão atmosférica. Segundo o autor, os ventos de nordeste causaram fluxos de enchente na região rasa ao norte da desembocadura enquanto fluxos de vazante foram observados na região mais profunda ao sul da desembocadura. A mudança para ventos de noroeste coincidiram com um pulso de descarga fluvial dando

origem a força de gradiente de pressão barotrópica que resultou no fluxo residual de vazante em toda a desembocadura inibindo qualquer fluxo de enchente, sendo observada uma acentuada diminuição da salinidade num período de apenas 1 dia. O autor ainda comenta que aproximadamente 1/3 do fluxo residual de vazante foi causado pela forçante vento e 2/3 pela descarga fluvial.

Snedden *et al.* (2007) detalharam a importância relativa das forçantes fluviais, mareais e atmosféricas na variabilidade do nível de água do estuário Breton Sound, situado na bacia deltaica do Rio Mississippi. A atuação da tensão dos ventos locais foi mínima dentro do sistema, presumivelmente devido a redução na pista de atuação destes ventos em função da morfologia do delta. No entanto, a tensão do vento sobre o oceano costeiro foi mais importante em afetar as oscilações do nível estuarino devido a dinâmica de Ekman que produziu sobre-elevação e rebaixamento no contorno marinho do estuário. Esta dinâmica originou gradientes de pressão que forçaram a água para o interior e para fora do estuário, ocorrendo trocas também em canais e baías rasas, ou em mangues. Durante estes períodos de trocas com a plataforma continental, o sistema estuarino pode ser altamente friccional. Conforme o nível de água aumentou na região da plataforma próxima a desembocadura estuarina, a fricção diminuiu a entrada da água no estuário, causando flutuações atenuadas no interior do sistema defasadas daquelas no contorno marinho. A atenuação e a diferença de fase aumentaram para o alto estuário, porém os níveis tenderam a se equilibrar conforme o período da oscilação costeira aumentou. O estudo apresenta também as diferentes respostas do estuário em escala sazonal: durante a primavera, quando a descarga foi maior, os níveis de água em baixa frequência foram forçados pela combinação das forçantes atmosféricas e fluviais, enquanto que estes últimos foram menores na desembocadura, e, durante o outono, a variabilidade do nível de água ao longo do estuário foi controlado totalmente por variações costeiras no contorno marinho.

Chawla *et al.* (2008) avaliaram a resposta de longo termo da circulação a forçantes externas no estuário do rio Columbia (EUA), um estuário dominado por rio. As velocidades residuais mostraram geralmente um padrão em duas camadas com acentuada variabilidade sizígia-quadratura e sazonal, esta última primariamente devido as variações no fluxo fluvial. Adicionalmente, uma redução no fluxo residual de enchente foi observada durante períodos de fortes ventos longitudinais a costa para o

norte. A dinâmica na plataforma via subsidência e transporte pela pluma reduziram a salinidade da água que fluiu para o interior do estuário durante a enchente, que então levou a redução no fluxo residual. A Tabela 2.4 apresenta um sumário da resposta da circulação estuarina a diferentes forçantes no estuário. Segundo os autores, este estudo ilustrou a importância de observações costeiras para o entendimento de processos físicos em um sistema altamente dinâmico como o estuário do Rio Columbia.

Tabela 2.4: Sumário da influência das forçantes externas na dinâmica da circulação em várias escalas no interior do estuário do Rio Columbia (modificado de Chawla *et al.*, 2008).

<b>Escala</b>	<b>Forçante externa</b>		
	<b>Vento</b>	<b>Descarga fluvial</b>	<b>Maré</b>
Circulação residual	Influência na forçante baroclínica através da dinâmica de trocas com a plataforma	Influência sazonal dominante (devido aos pulsos de primavera)	Influência dominante do ciclo quadratura-sizígia (devido a assimetria de maré)
Circulação semidiurna	Sem influência	Influência modesta devido a interação com a tensão friccional de fundo	Influência dominante barotrópica, com uma leve influencia baroclínica na assimetria de maré no Canal Norte
Circulação diurna	Sem influência	Influência moderada no Canal Sul (devido ao impacto do movimento da cunha salina na assimetria de maré)	Influência dominante baroclínica (assimetria de maré)

Scully *et al.* (2005) demonstraram que ventos longitudinais ao canal do estuário do Rio York tiveram um papel dominante em governar os fluxos de trocas estuarinas e o correspondente aumento ou diminuição na estratificação vertical de densidade (Figura 2.7). Contrariamente ao encontrado em estudos anteriores que sugerem que a tensão do vento atua predominantemente como fonte de energia para a mistura da estratificação estuarina, os resultados mostraram que o vento foi o mecanismo dominante em alterar o gradiente de densidade longitudinal, exercendo deste modo um controle de primeira ordem no desenvolvimento da estratificação. A capacidade do vento em influenciar a circulação, afetando diretamente o gradiente de densidade longitudinal, aumentando ou diminuindo a estratificação via advecção horizontal, tem sido ignorado em estudos de ambientes estuarinos. Durante dois experimentos, com duração de 1 mês cada, em condições de chuva e estiagem, o fluxo de troca estuarina foi mais bem correlacionado com a componente do vento longitudinal ao canal do estuário (Figura 2.15 para o

primeiro caso). O fluxo de troca estuarina ( $\Delta U$ ) foi calculado pela subtração das velocidades submareais, longitudinais ao canal do estuário, medidas na superfície e próxima ao fundo; valores positivos de  $\Delta U$  são consistentes com a circulação produzida pela densidade. A Figura 2.15 apresenta um padrão em que ventos que sopraram com sentido para o baixo estuário aumentaram o fluxo de troca estuarina enquanto que ventos que sopraram com sentido para o alto estuário reduziram ou reverteram o fluxo. Segundo o estudo, o fluxo de troca interagiu com o gradiente longitudinal de salinidade e então ventos que sopraram para o baixo estuário favoreceram o desenvolvimento da estratificação vertical, enquanto que ventos contrários tiveram o efeito oposto, indicando que a atuação do vento muitas vezes resulta em significativas mudanças na estratificação do que as resultantes do forçante mareal e da variabilidade sizígia-quadratura.

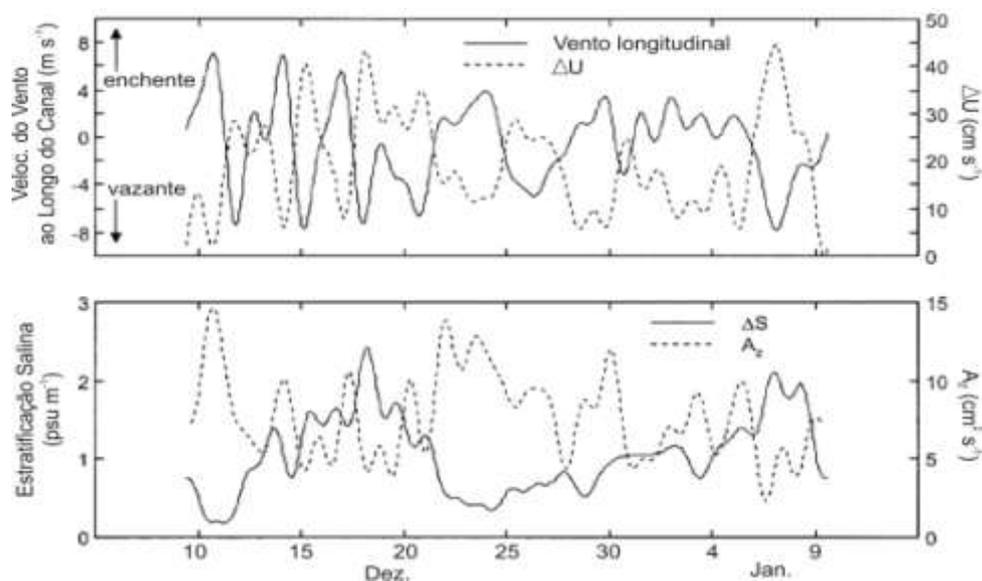


Figura 2.15 Séries temporais filtradas para o período de chuvas: velocidade do vento longitudinal ao canal e fluxo de troca estuarina ( $\Delta U$ ); estratificação da salinidade e viscosidade turbulenta média ( $A_z$ ), (modificado de Scully *et al.*, 2005).

Todos estes estudos demonstraram o papel relevante da forçante meteorológica nos sistemas estuarinos. É importante observar também que os exemplos citados são de estuários parcialmente misturados ou verticalmente homogêneos, ou ainda ambientes que em algum período curto apresentaram características de estuário altamente estratificado ou de cunha salina. Segundo Chawla *et al.* (2008), o desenvolvimento da circulação baroclínica depende da distribuição da salinidade e da dinâmica do transporte de sal, que é fortemente dependente da circulação. Estes autores enfatizam que forçantes externas podem então levar a um ambiente altamente não estacionário em um estuário

dominado por rio onde a circulação baroclínica representa uma porção significativa da circulação total. Segundo os autores, em tais sistemas a dinâmica da circulação é influenciada pela combinação das forçantes externas tais como ventos, descarga de rios e marés, bem como mistura interna. A variabilidade nos processos de transporte depende, portanto, de uma extensa variabilidade das forçantes externas.

### 3. O ESTUÁRIO DO RIO ITAJAÍ-AÇU

A região litorânea do estado de Santa Catarina possui uma extensão de aproximadamente 500 km apresentando rica diversidade de feições morfológicas: promontórios rochosos, ilhas, penínsulas, planícies costeiras, estuários, lagoas, enseadas, baías, praias expostas ou abrigadas. Ao longo do litoral ocorrem dezenas de estuários de pequenas dimensões, dentre os quais o do rio Itajaí-açu é o mais importante (Figura 3.1) tanto em termos econômicos, através da atividade portuária, quanto ecológicos, pois apresenta a maior bacia de drenagem da vertente Atlântica do estado. A bacia do rio Itajaí-açu é o maior sistema fluvial entre a Lagoa dos Patos (RS) e o rio Ribeira do Iguape (SP) (Schettini, 2002). Assim como tantos outros ambientes aquáticos costeiros, este estuário está pressionado pelas diferentes atividades antrópicas locais, como a contínua e crescente concentração populacional, dragagens, aterros hidráulicos, despejo de efluentes domésticos e industriais, retificação de canais, entre outras.

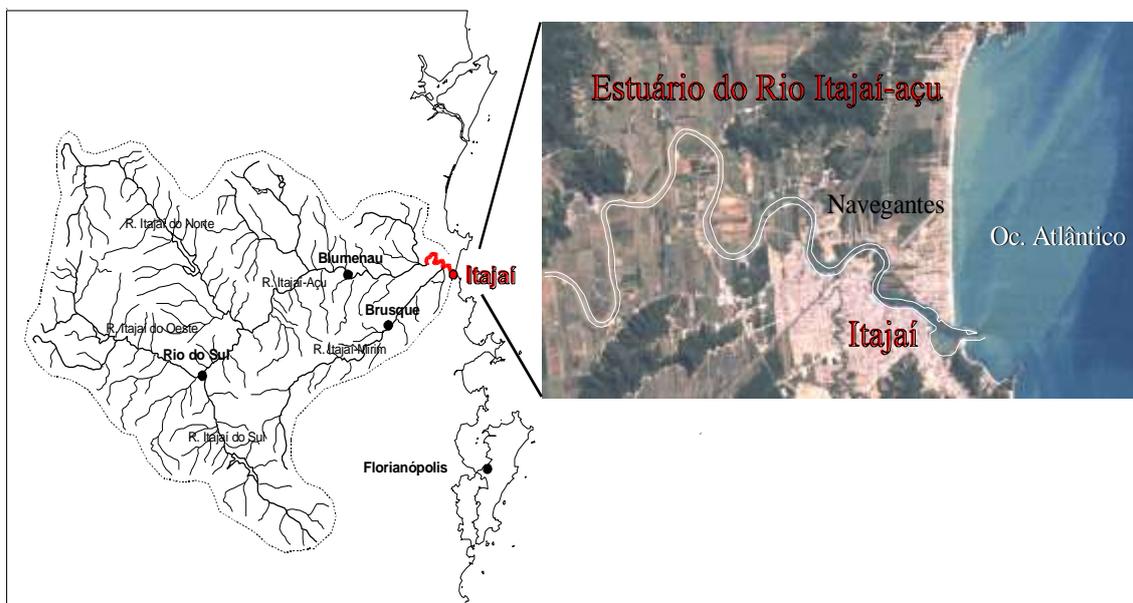


Figura 3.1 Localização da bacia hidrográfica do rio Itajaí-açu e do estuário no detalhe (modificado de Schettini, 2002).

A bacia do rio Itajaí (Figura 3.1) engloba 46 municípios e cerca de 1 milhão de habitantes (22% da população do Estado), sendo que as atividades econômicas nessa bacia contribuem com mais de 35% da arrecadação do ICMS de Santa Catarina (Santa Catarina, 1997; apud Rörig, 2005). A atividade industrial na bacia hidrográfica compreende um parque composto por cerca de 3.000 unidades entre pequenas (90%), médias (7,9%) e grandes (1,6%), diferenciando-se em indústrias têxteis, metalmecânicas, pesqueiras, frigoríficas, de papel, pasta, mecânica, curtumes, fecularias e extratoras de óleo vegetal (Santa Catarina, 1997; apud Rörig, 2005). A industrialização no Vale do Itajaí está em expansão, com destaque para a indústria têxtil, metal-mecânica e de processamento de pescado (Itajaí e Navegantes), sendo a ampliação e modernização do Porto de Itajaí e o recém instalado Porto de Navegantes dois importantes fatores de incentivo neste processo (Rörig, 2005). A região estuarina do rio Itajaí-açu, além de receber contribuições de água, sedimentos e poluentes de toda esta bacia hidrográfica, apresenta setores com considerável concentração demográfica e industrial pesqueira, constituindo um significativo aporte local de poluentes (Rörig, 2005).

O Porto de Itajaí é o maior porto catarinense, e o segundo maior do Brasil em movimentação de contêineres de longo curso (Porto de Itajaí, 2005). Nos últimos anos apresentou o maior crescimento entre os principais portos do país chegando a aproximadamente 300%, sendo essencialmente exportador, com 82% da movimentação dos contêineres para este fim, e com o maior valor agregado de carga, chegando a U\$ 1,05 o quilo da mercadoria (Porto de Itajaí, 2005). Em 2005, cresceu 41% com apenas 4 berços, em comparação com o Porto de Santos, maior da América Latina, com 58 berços, sendo que este cresceu no mesmo período somente 22% (Porto de Itajaí, 2005). As operações dos Portos de Itajaí e Navegantes dependem de um programa de dragagens semi-permanente que é realizado através de um sistema de dragagem por injeção de água. Neste sistema, uma embarcação com um sistema de bombas e tubulação injeta água pressurizada através de um dispersor junto ao fundo, criando uma camada de lama fluida. Esta, por sua vez, flui por gravidade para regiões mais profundas na plataforma adjacente. Este sistema é aplicado vários dias por mês para evitar o assoreamento do canal de acesso e bacia de evolução. Isto reflete a elevada dinâmica de sedimentos finos neste sistema estuarino. Segundo Schettini & Toldo Jr. (2001), a fonte de material que assoreia a região portuária é principalmente a plataforma

adjacente, ainda que com materiais que tenham sido anteriormente exportados pelo próprio estuário.

### 3.1 *Fisiografia*

O estuário rio Itajaí-açu recebe o aporte de uma bacia de drenagem de 15.500 km<sup>2</sup> (Figura 3.1), que representa 37% da vertente Atlântica de Santa Catarina, ou 25% de toda a área do estado (Gaplan, 1986). A bacia é dividida em três regiões denominadas Alto, Médio e Baixo Vale, sendo os limites latitudinais em torno de 26°25'S e 27°52'S, com o extremo oeste dos divisores de água a longitude aproximada de 50°21'W e a foz entre as cidades de Itajaí e Navegantes (26°55'S e 48°40'W), cerca de 80 km ao norte de Florianópolis (Rörig, 2005).

O rio Itajaí-açu possui três grandes tributários, o Itajaí do Norte ou Hercílio, o Itajaí do Oeste e Itajaí do Sul. O seu percurso é de cerca de 200 km desde as cabeceiras até a foz no Oceano Atlântico (Comitê do Itajaí, 2004). O seu perfil longitudinal contém três setores com baixa declividade (Figura 3.2): o primeiro, onde percorre os terrenos sedimentares paleozóicos permo-carboníferos dos grupos Passa Dois e Tubarão, em altitude média de 325 m, tem uma declividade de 0,022% numa extensão aproximada de 93 Km; o segundo, compreende o trecho entre Subida e Salto Weissbach, com altitude média de 60 m e 0,066% de declividade, numa extensão de 45 Km; o terceiro corresponde ao curso inferior, entre Salto Weissbach e a cidade de Itajaí, com um percurso de 80 Km e 0,030% de declividade (Gaplan, 1986).

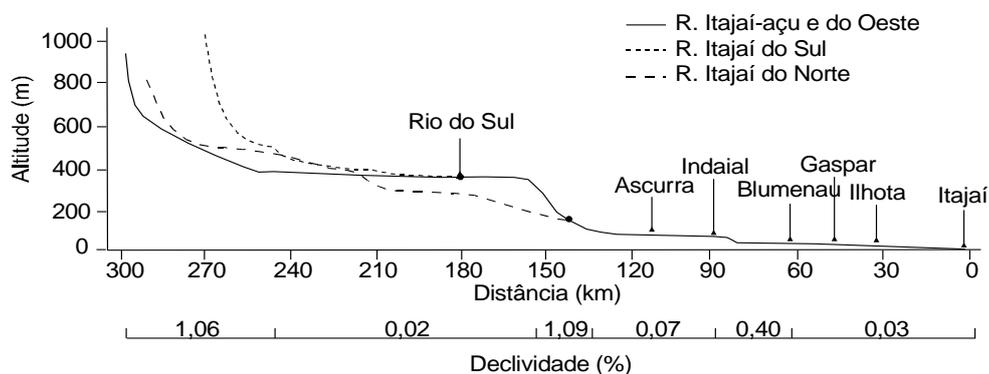


Figura 3.2 Perfil de declividade dos principais rios do Vale do Itajaí. Os valores de declividade são para os rios Itajaí-açu e do Oeste (modificado de Schettini, 2002).

O estuário do rio Itajaí-açu apresenta extensão de 70 km, percorrendo uma planície costeira com formato afunilado, iniciando na altura de Blumenau e abrindo para o oceano. O estuário apresentando um espelho de água estimado em 14 km<sup>2</sup>, com um suave afunilamento a montante da desembocadura. A largura média varia entre 100 e 150 m entre Blumenau e Ilhota, e nos últimos 20 km a largura dobra para 150 a 300 m (Schettini *et al.*, 2006). O alinhamento geral do estuário é na direção leste-oeste, sendo que próximo da desembocadura ocorrem uma série de meandros simétricos. A profundidade varia entre 5 e 8 m ao longo de todo o estuário, havendo pontos localizados com profundidades superiores à 10 m. No baixo estuário na área de atividade portuário a bacia de evolução e o canal de acesso são mantidos com profundidade de 11 m através de dragagens (Schettini, 2002).

O estuário do rio Itajaí-açu pode ser classificado como sendo de planície costeira segundo os tipos geomorfológicos de estuários sugeridos por Pritchard (1967a), e como estuário de frente deltaica segundo a classificação fisiográfica proposta por Fairbridge (1980). De acordo com a distinção de setores proposta por Dionne (1963, cf. Cap. 2), o trecho entre a desembocadura até o ponto de deságua do tributário Itajaí-Mirim é definido como baixo estuário, com predominância de águas mais salinas durante a maior parte do tempo. O trecho entre este ponto até a localidade de Ilhota é definido como médio estuário, pois esta é a zona onde normalmente se encontra a máxima intrusão salina em períodos de baixa descarga. A partir deste ponto até a altura de Blumenau, ~70 km da desembocadura, compreende o alto estuário, onde os efeitos da maré ainda são notados mas não a presença de água salgada (Schettini, 2002).

### ***3.2 Clima, Condições do Tempo e Regime de Ventos***

Como resultado da circulação do ar e a latitude da região, o clima da bacia do rio Itajaí-açu é mesotérmico úmido (grupo climático Cfa ou subtropical úmido segundo a classificação de Köppen), com a precipitação bem distribuída ao longo do ano (Nimer, 1989; Gaplan, 1986). A precipitação média anual é de 1.416 mm, e a evapotranspiração média anual é de 1.080 mm, o que resulta em um superávit hídrico médio de 360 mm (Gaplan, 1986). A temperatura média anual é de 21,8°C, porém, a partir das regiões mais ao sul em direção ao norte do estado ocorre um aumento na temperatura média de

18,9°C para 20,3°C, e um aumento na precipitação média de 1.219 mm a 1.875 mm (Gapan, 1986).

É observada uma maior influência da circulação atmosférica na variabilidade pluviométrica do que na variabilidade térmica. Os índices de precipitação são aproximadamente mais altos durante o verão, embora seja possível verificar picos ao longo de todo o ano. O mês mais chuvoso no período entre 1912 e 2003 foi Janeiro com uma média de 205 mm, enquanto o mês mais seco foi Junho com uma média de 89 mm. Este padrão é alterado durante os anos de El Niño e La Niña, que possuem importância significativa no clima do sul-sudeste brasileiro, e.g. o ano de 1983-84 com as inundações em Blumenau. Assim como para a precipitação, a temperatura média anual apresenta-se bastante variável ao longo do ano, bem como ao longo dos anos devido à influência de fenômenos de escala planetária (e.g. El Niño e La Niña) sobre o regime climático regional (Schettini, 2001). A amplitude térmica é amenizada pelas altas serras a oeste e ao sul, bem como a influência marítima que é bastante significativa para a região.

O regime de ventos e as condições do tempo na região do estuário do rio Itajaí-açu são influenciados por processos atmosféricos de escalas temporais e espaciais diferentes. Durante o ano, predominam os ventos úmidos provenientes do quadrante norte, principalmente o nordeste, originados na borda oeste do sistema semi-fixo de alta pressão atmosférica, denominado de Anticiclone do Atlântico Sul (AAS, Figura 3.3), que cobre boa parte do Oceano Atlântico Sul na região subtropical. Estes ventos amenos são característicos para a região durante todo o ano devido a grande escala espacial deste sistema, o qual atua em toda a costa leste e sul do Brasil. Este sistema é perturbado quase semanalmente pela passagem de sistemas frontais originados pelo encontro da massa de ar fria do Anticiclone Móvel Polar (AMP, Figura 3.3), que migra sobre a região de sudoeste para nordeste a partir de altas latitudes, e da massa de ar quente do AAS. A entrada quase que periódica das frentes frias e quentes que compõem o sistema frontal modifica significativamente a circulação atmosférica em Santa Catarina em função da proximidade da zona de geração dos ciclones extra tropicais.

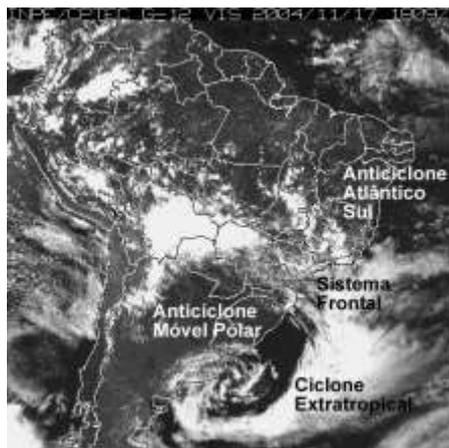


Figura 3.3 Imagem do canal visível do satélite GOES-12 mostrando o padrão de circulação atmosférica para o dia 17/11/2004 com a propagação do sistema frontal em Santa Catarina (modificado de [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br)).

Durante a passagem de uma frente fria sobre a região ocorrem alterações nas condições predominantes do tempo, passando de quente e úmido com o transporte da massa de ar tropical pelos ventos amenos de nordeste, para frio e seco com o transporte da massa de ar polar pelos ventos de sul, mais fortes. No período que antecede a entrada da frente fria, a direção predominante do vento começa a girar no sentido antihorário a partir do vento de nordeste chegando aos ventos de oeste, com aumento nas suas intensidades. São observadas rajadas de ventos neste período, com significativa variação nas suas direções (Stech & Lorenzzetti, 1992). Durante o domínio da frente fria é observado ventos do quadrante sul (principalmente de sudoeste) de forte intensidade, e aumento nos índices de precipitações, com chuvas caracteristicamente do tipo convectiva. O retorno do vento ao quadrante norte (principalmente de nordeste) ocorre em média 1 dia após a passagem do sistema pela região. A velocidade média de propagação do sistema frontal é de 500 km/dia, tendo uma duração média de 2 a 3 dias e um tempo consecutivo médio entre as frentes de 6 à 11 dias (Stech & Lorenzzetti, 1992).

A velocidade dos ventos observados para a região de Itajaí durante a estação de inverno e verão, calculados para o período de 1912 a 2003, são aproximadamente constantes, em torno de 5 e 6 km/h, respectivamente. Os valores mais significativos (e.g, 60 km/h) podem ocorrer com menor frequência e estão associados à baixas pressões atmosféricas dos ciclones extratropicais. Em escalas diárias os ventos locais de brisas de terra e de mar (ou terral e maral, respectivamente) também podem ter uma contribuição significativa no regime de ventos. Na região do estuário do rio Itajaí-açu

estes ventos transversais à costa (na direção oeste-leste ou terral-maral), e os ventos de vale-montanha que sopram ao longo do Vale, somam a maior parte da energia cinética do vento, maior inclusive que os ventos longitudinais à costa, de direção norte-sul (Figura 3.4 ab). A combinação destes ventos altera ou até mesmo diminui a velocidade dos ventos dos quadrantes norte - sul.

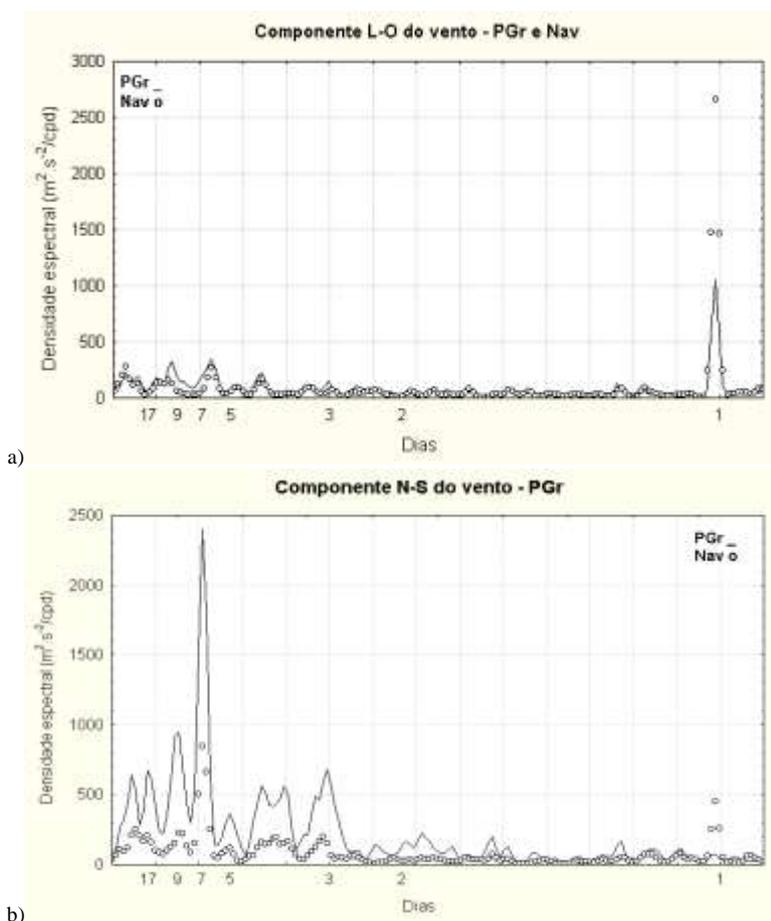


Figura 3.4 Densidade espectral de energia dos ventos transversais e longitudinais à costa para dois locais no litoral centro-norte de Santa Catarina (PGr = Praia Grande em São Francisco do Sul, distante 100 km ao norte de Itajaí, e Nav = Navegantes): a) componentes leste-oeste do vento, b) componentes norte-sul do vento (Truccolo, 2000).

### 3.3 Descarga Fluvial

O valor médio anual da descarga fluvial do rio Itajaí-açu é de  $228 \pm 282 \text{ m}^3/\text{s}$ , com valores mínimos e máximos de  $17 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $5.390 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente, sendo que a máxima vazão já registrada ocorreu durante o evento de El Nino de 1984 (Schettini, 2002). Estes valores foram calculados com registros que cobrem o período de 1934 até 2004 para a estação linimétrica em Indaial. Esta estação está localizada à 90 km da

desembocadura, que representa uma área de captação de 11.110 km<sup>2</sup>, ou aproximadamente 70% de toda a bacia hidrográfica (Schettini, 2002). A descarga média mensal apresenta dois picos de máximas vazões ao longo do ano, em fevereiro,  $285 \pm 185$  m<sup>3</sup>/s, e em outubro,  $309 \pm 192$  m<sup>3</sup>/s, e dois picos de mínima, em abril,  $164 \pm 110$  m<sup>3</sup>/s, e em dezembro,  $185 \pm 124$  m<sup>3</sup>/s (Figura 3.5).

Os valores de descarga médios mensais apresentam alta variabilidade, demonstrando que o regime hidrológico do rio Itajaí-açu é consideravelmente variável ao longo do tempo, tanto em termos sazonais quanto em termos inter-anuais ou até decadais (Schettini, 2002). Segundo este autor, a distribuição de frequência das médias mensais apresenta uma distribuição unimodal, o que reflete a relativa baixa descarga do rio durante a maior parte do tempo, inferior ao valor médio, com ocorrência de pulsos esporádicos em função da precipitação na bacia hidrográfica. No entanto, a reposta do estuário aos eventos de grande precipitação é rápida, e possuem uma duração em torno de 2 a 3 dias. O regime fluvial é mais bem interpretado considerando baixas descargas fluviais durante a maior parte do tempo ( $< 150$  m<sup>3</sup>/s), com picos de descarga que ultrapassam 1.000 m<sup>3</sup>/s. Os períodos de baixa descarga entre os pulsos de alta duram em média 11 dias, porém podem ocorrer períodos de baixa descarga com mais de 120 dias de duração (Schettini & Carvalho, 1998a).

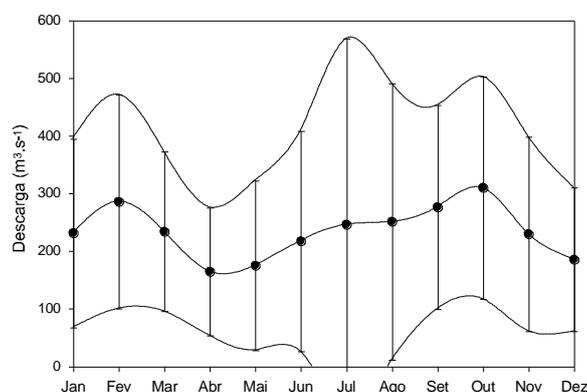


Figura 3.5 Descarga média mensal e desvio padrão do Rio Itajaí-Açu na estação linimétrica de Indaial (modificado de Schettini, 2002).

### 3.4 Hidrodinâmica Estuarina

A hidrodinâmica do estuário do rio Itajaí-açu está diretamente relacionada às variações das marés astronômicas oceânicas (em FM) e a descarga fluvial (em FSubM), que se alternam no domínio dos movimentos de água, da mistura de massas de água e

na distribuição de sal e sedimentos ao longo do sistema (Schettini, 2002). O regime regional de marés astronômicas é caracterizado como do tipo misto, predominantemente semi-diurno com desigualdades de alturas para as preamares e baixa-mares consecutivas, apresentando um Número de Forma de 0,4 (cf. Cap. 2). A altura média da maré é de 0,8 m, com máximas de 1,2 m durante os períodos de sizígia, e níveis mínimos de 0,3 m durante períodos de quadratura, caracterizando um regime de micro-marés (Schettini *et al.*, 1996).

O padrão da onda de maré na porção estuarina é significativamente influenciado pelos constituintes de água rasa devido a plataforma continental adjacente ser rasa e larga, e ainda pela recortada linha de costa. A Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) fornece 32 constituintes harmônicos de maré para a região do Porto de Itajaí, sendo 14 destes componentes e compostos de água rasa. A importância destes últimos é verificada no padrão de variação do nível de água estuarino em períodos de quadratura, quando ocorrem quatro preamares e baixamaraes em um dia (Schettini, 2002). Segundo Schettini *et al.* (1997a), o comportamento da progressão da maré até 8 km da desembocadura foi avaliado como síncrono para um período de baixa descarga fluvial, indicando baixa fricção e a uniformidade do canal neste trecho; há um atraso de fase de 20 min em relação à desembocadura, e a celeridade da onda é de 9,5 m/s. A maré propaga-se até Blumenau, distante aproximadamente 70 km da desembocadura do estuário, apresentando ali oscilações da ordem de 0,15 m durante períodos de sizígia.

O padrão no campo de velocidades de corrente de maré é bastante regular durante períodos de descarga fluvial próxima a média, com períodos definidos de enchente e vazante até 12 km da desembocadura do estuário (Schettini, 2002). Durante as fases de enchente e vazante o escoamento instantâneo é unidirecional, ocorrendo inversão de correntes na coluna de água após as estofas de preamar e baixamar. Durante este períodos podem ocorrer gradientes verticais em torno de 0,6 m/s (em condições de sizígia). Durante condições de baixas descargas as correntes de maré máximas chegam a 0,9 e 0,4 m/s, durante os períodos de sizígia e quadratura, respectivamente. Sob condições de descarga elevada, a velocidade de corrente é controlada diretamente pela vazão, podendo atingir valores superiores a 2 m/s (Schettini, 2002).

A distribuição de sal no estuário apresenta padrão altamente estratificado, com as isohalinas distribuídas quase na horizontal, apresentando na maior parte do tempo

uma distribuição do tipo cunha-salina (Figura 3.6). A extensão da intrusão da salinidade é explicada na sua maior parte (em torno de 70%) pelas variações na descarga fluvial (Schettini & Truccolo, 1999a,b). Os 30% restantes são devido à co-oscilação da maré astronômica e, possivelmente, devido às oscilações originadas pela interação estuário-plataforma. Isso é possível devido à altura média da maré astronômica não ultrapassar 0,8 m, onde a combinação de marés de sizígia e sobre-elevações excepcionais do nível oceânico podem elevar o nível de água estuarino e modificar o padrão de circulação (Schettini & Truccolo, 1999b). A influência da salinidade, no entanto, ocorre no máximo até a altura do município de Ilhota, junto a foz do Rio Luis Alves, cerca de 30 km à montante da embocadura (Schettini *et al.*, 2006).

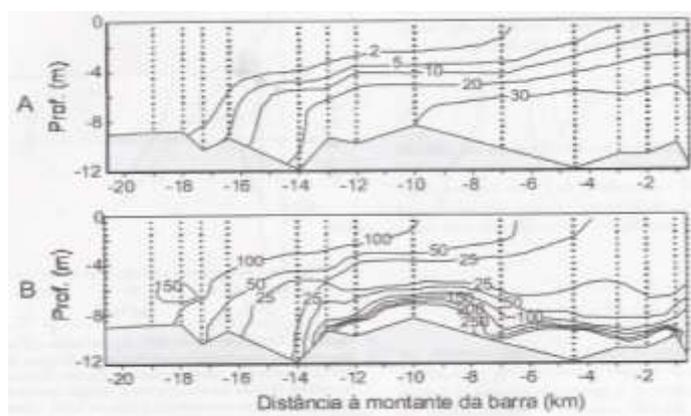


Figura 3.6 Perfis verticais/longitudinais ao longo do estuário do rio Itajaí-Açu de salinidade (A), e concentração de sedimentos em suspensão (mg/l, B), em 05/03/99, com descarga fluvial de 233 m<sup>3</sup>/s (modificado de Schettini, 2002).

Os eventos de flutuação da descarga fluvial no estuário do rio Itajaí-açu não somente alteram o nível de água estuarino e a distribuição de sal, mas também a taxa de material particulado e dissolvido em suspensão (Figuras 3.8). Segundo Schettini (2002), em condições de descarga em torno de 300 m<sup>3</sup>/s, a penetração de água marinha alcança aproximadamente 18 km a montante da barra. Com o aumento da descarga para valores superiores a 1.000 m<sup>3</sup>/s, a água salgada é totalmente expulsa da bacia estuarina. A extensão da intrusão salina pode ser modelada empiricamente (EC, em Km) em função da descarga fluvial (Q, m<sup>3</sup>/s) como  $EC = -1,72 + 32,69 e^{(-0,00217Q)}$ , com um coeficiente de explicação  $r^2 = 0,70$  (Schettini & Truccolo, 1999a).

O estuário do rio Itajaí-açu foi classificado como sendo do tipo altamente estratificado ou de cunha salina por Schettini *et al.* (1997b), através do diagrama de classificação de Hansen & Rattray (1966), para condições de descarga fluvial

intermediárias de  $500 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figura 3.7). Os pontos amostrados estão nos primeiros 12 km do estuário, e apresentam-se agrupados numa mesma zona de transição entre altamente estratificado e cunha salina do diagrama.

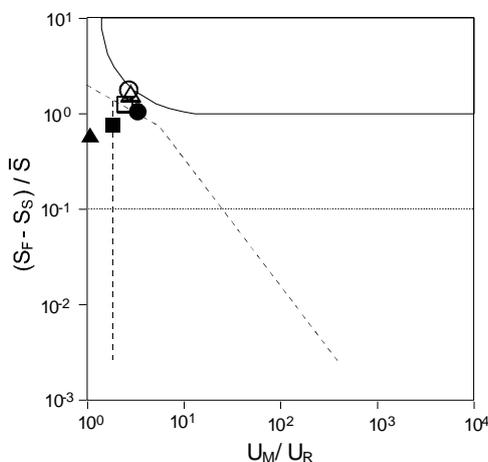


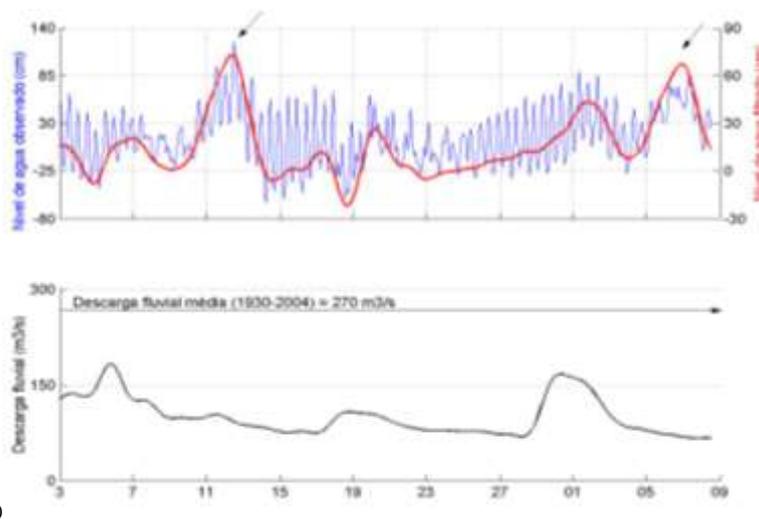
Figura 3.7 Condição do estuário do rio Itajaí-açu no diagrama de circulação/estratificação de Hansen & Rattray (1966). Próximo a desembocadura: figuras cheias; 12 km à montante: figuras vazias; círculos: sizígia, novembro de 1994; quadrados: quadratura, junho de 1995; triângulos: sizígia, junho de 1995 (modificado de Schettini *et al.*, 1997).

### 3.5 Interação Estuário - Plataforma Continental

A plataforma continental adjacente ao estuário caracteriza-se por ser relativamente larga, com isóbatas alinhadas paralelamente à costa, e com orientação geral da linha de costa de  $45^\circ$  em relação ao norte. Estas características permitem a geração de significativas elevações do nível do mar devido a atuação dos ventos local e remoto, podendo propagar-se para o interior do sistema estuarino e causar inundações. Segundo Truccolo *et al.* (2006), as marés meteorológicas de baixa frequência são importantes para o litoral de SC, representando cerca de 25% da variabilidade do nível do mar na costa.

A alteração do nível do mar na costa de amplitudes significativas podem ter influência direta no nível de água e correntes do estuário, ocasionando aumentos do nível de água que podem chegar à 1 m acima da maré astronômica prevista. Este efeito pode ser amplificado quando a maré meteorológica positiva, resultante de ventos do quadrante sul, ocorre combinada à um período de maré astronômica de sizígia, adicionados também à valores altos de descarga fluvial. A Figura 3.9a mostra dois

eventos de elevação do nível de água estuarino (indicados pelas flechas, com valores em torno de 0,8 m e 0,7 m) próximo a desembocadura entre Abril e Maio de 2003. A Figura 3.8 (b) mostra o nível de água em Maio de 2005, onde foi observado uma inundação no centro de Itajaí até 3 quadras do rio. Devido a entrada de água do mar com a maré astronômica, e intensificado pela maré meteorológica positiva na costa, foi também observado que esta água apresentava valores altos de salinidade. Um comportamento oposto também já foi observado, com o nível de água no interior do estuário reduzido devido à marés meteorológicas negativas na costa originadas com os ventos do quadrante norte. O resultado é o nível com valores de 0,5 a 0,6 m mais baixos que a maré astronômica prevista para o local, podendo dificultar as atividades de navegação e operações portuárias.



(a)

Figura 3.8 Elevação do nível de água do estuário do rio Itajaí-açu na região próxima a desembocadura nos meses de abril e maio de 2003.

As ondas de gravidade, *swell* e *sea*, também conhecidas como ondulações geradas não localmente e localmente, respectivamente, possuem períodos de segundos (FSupM). Estas se propagam pela plataforma continental até chegarem às costas onde dissipam a energia recebida do vento ao longo da faixa de areia das regiões costeiras. Em função da proximidade com a zona de geração destas ondas, o litoral de SC é significativamente atingido por ondas de diferentes direções, alturas significativas ( $H_s$ ) e períodos ( $P$ ). Alves & Melo (1999) identificaram quatro regimes de ondas para o litoral centro norte de SC: 50% de todo o regime observado predominaram ondas de E, com  $P$  entre 6 a 11 seg e  $H_s$  de 0,5 a 1,5 m; com 25% ocorrem as ondas de SE geradas não localmente, com características próprias de *swell* e de maior energia, com  $P$  entre 7 a 16 seg,  $H_s$  de 1 a 2 m; com 10% cada uma, ocorrem as ondas de ENE e SSE, geradas

localmente (as primeiras tem P de 3 a 8 seg e Hs média de 0,75 m, variando entre 0,5 a 1,5 m, as segundas tem P de 4 a 8 seg e Hs de 1 a 3,5 m). Apesar disto, o litoral centro-norte do estado tem uma orientação geral de linha de costa que o torna abrigado das ondas provenientes do quadrante S, sendo atingido somente por ondas das direções SE, E e NE. Apesar de não haver estudos da influência do regime de ondas na costa no estuário do rio Itajaí-açu, a ação direta de ondas de gravidade não é relevante sobre a dinâmica estuarina, uma vez que a barra totalmente retificada e estreita atua como um filtro para estas ondas (Schettini, 2002).

Foi possível observar os efeitos do tsunami indonésio de 26 de dezembro de 2004 no nível da água no baixo estuário (Figura 3.9). As ondas geradas pelo maremoto, em FSupM, produziu oscilações de até 90 cm de altura e 20 min de período, aproximadamente 20 hs após o maremoto dizimar as regiões costeiras da Indonésia. No dia 27/12, às 05:00 hs, o nível de água estava em 1,2 m, 20 min depois o nível diminuiu abruptamente para 0,3 m. Apesar de ser um fenômeno raro e não ter causado danos materiais na região, estas oscilações tiveram intensidades significativas no interior do estuário, e devem ser consideradas a nível de alerta para as operações portuárias (Truccolo *et al.*, 2005).

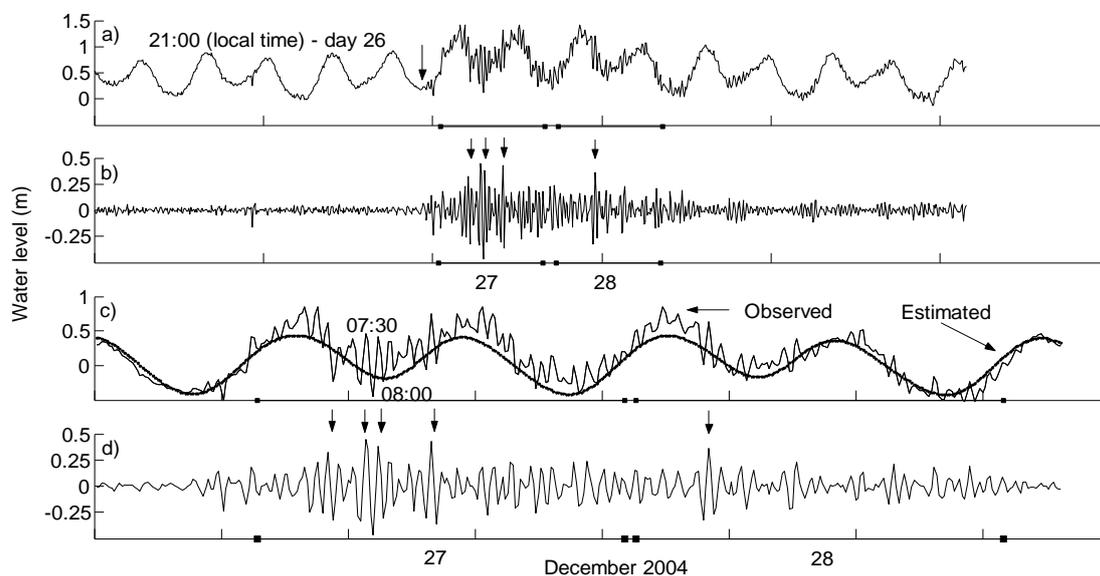


Figura 3.9 Séries temporais de: (a) nível de água no estuário do rio Itajaí-Açu e (b) oscilações devido ao tsunami, para um período de 2 semanas; (c) maré astronômica estimada e nível de água, e (d) oscilações devido ao tsunami, para 2 dias após o terremoto (modificado de Truccolo *et al.*, 2005).

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1 Aquisição de Dados

Os dados utilizados nesta Tese foram coletados principalmente durante e execução de dois projetos. Séries temporais de nível de água ao longo do estuário do rio Itajaí-açu foram adquiridas durante o Projeto Transit - *Transport and Transformation Process in the Itajaí-açu Estuary*, projeto de cooperação internacional Brasil Alemanha MCT/DLR Mar-41, desenvolvido pelo Laboratório de Oceanografia Física – CTTMar – Univali, em conjunto com a Universidade de Kiel, 1999-2000. Séries temporais sinópticas de nível da água, velocidade e direção de correntes no baixo estuário e na plataforma continental adjacente foram obtidas durante o Projeto Itapla – *Interação entre o estuário do rio Itajaí-Açu e Plataforma Continental, e suas implicações na evolução costeira e produtividade biológica*, desenvolvido pelo Laboratório de Oceanografia Física - CTTMar – Univali, com recursos da Fundação Catarinense de Apoio a Pesquisa - FAPESC, no período de 2002 a 2003.

#### 4.1.1 Base de Dados - Transit (nível da água)

As séries temporais de nível da água compreendem o período entre dezembro de 1999 até dezembro de 2000, em quatro estações localizadas a 1,5, 18, 35 e 55 km a montante da desembocadura (Figura 4.1). A estação a 1,5 km consistiu da base de monitoramento de nível da água da empresa de dragagem Serviços e Operações Marítimas Ltda - SOMAR, estando instalada na sede da praticagem (#Praticagem). A estação a 18 km foi instalada em um estaleiro (#Ebrasa); a estação a 35 km foi instalada na sede municipal de Ilhota (#Ilhota); e a estação a 55 km foi instalada na sede municipal de Gaspar (#Gaspar). Nas estações #Ebrasa, #Ilhota e #Gaspar foram utilizados registradores de nível da água digitais com sensores pressão, marca OTT Hydrometrie™, modelo Orphimedes®. Os registros de nível de água foram realizados

em intervalos horários. As séries temporais foram inicialmente organizadas em planilhas Excel (Microsoft Inc.), onde pequenas falhas foram corrigidas e exportadas em formato ASCII para posterior processamento em ambiente Matlab (MathWorks, Inc.).

#### **4.1.2 Base de Dados Itapla (nível e correntes)**

Dados de velocidade e direção de correntes foram obtidos em duas estações, uma localizada no estuário a aproximadamente 3,5 km a montante da desembocadura (#Estuário), e uma na plataforma continental adjacente junta a Bóia 1 de balizamento do canal de acesso ao porto, aproximadamente 4 km mar afora a partir da desembocadura (#Plataforma, Figura 4.1). Foram utilizados dois perfiladores acústicos de correntes por efeito Doppler (PACD). Um da marca Sontek™, modelo ADP® (denominado de ADP), de 1.500 kHz, e um da marca Nortek™, modelo Aquadopp Profiler® (denominado de NDP), de 1.000 kHz (Figura 4.2). O NDP registrou também dados de pressão, fornecendo também o nível da água.

Os dados de corrente na #Estuário foram coletados no período de outubro de 2002 a julho de 2003, com duas interrupções de até dois dias para manutenção ou troca do equipamento. Os dados de corrente na #Plataforma foram coletados no período de setembro de 2002 a março de 2003, com uma interrupção de 20 dias entre dezembro e janeiro. Na #Estuário foi inicialmente utilizado o ADP, que registrou dados de velocidade e direção de correntes a cada 0,25 m de coluna de água a partir do fundo até a superfície, em uma coluna de água de 8,5 m, totalizando 26 células de medição. Os dados foram obtidos em intervalos de uma hora a partir de médias de 2 minutos de aquisição contínua em 2 Hz. O instrumento permaneceu instalado de outubro de 2002 a abril de 2003, sendo posteriormente substituído pelo NDP, no mesmo local, o qual permaneceu até o início de Julho de 2003 operando com configuração similar. Na #Plataforma foi utilizado o NDP, que registrou dados de velocidade e direção de correntes a cada 1 m de coluna de água a partir do fundo até próximo da superfície, em 10 m de coluna de água, totalizando 8 células, e também pressão da água, fornecendo assim a variação do nível do mar. Os dados foram registrados em intervalos horários a partir de médias de 3 minutos de aquisição contínua a 2 Hz.

Considerando as discontinuidades das séries temporais, foi selecionado um período de 52 dias de registros contínuos e sinóticos entre as duas estações, compreendendo entre 11 de outubro até 30 de novembro de 2002. Os registros obtidos a partir dos programas proprietários de operação dos instrumentos (ViewADP para o ADP e AquaPro para o NDP), em formato binário, foram exportados em formato ASCII para posterior processamento em ambiente Matlab® (MathWorks Inc.). Foram selecionados três níveis (superfície, meio e fundo) para as análises. Na #Estuário, para uma coluna de água de 8,2 m, foram selecionados os níveis de 7,4 , 4,15 e 1,15 m acima do fundo. Na #Plataforma, para uma lâmina de água de 9,7 m, foram selecionados os níveis 8,6 , 4,6 e 1,6 m acima do fundo do fundo. As componentes cartesianas norte-sul e leste-oeste das correntes foram transformadas em sistema polar, velocidade e direção, sendo então corrigida a declinação magnética de -19°.

#### ***4.1.3 Outras Informações***

Dados diários de descarga fluvial para o rio Itajaí-Açu foram obtidos junto a Agência Nacional de Águas (ANA), para a estação fluviométrica de Indaial (Figura 4.1). Esta estação está aproximadamente a 90 km da desembocadura do estuário, sendo mantida e monitorada desde 1934. De acordo com Schettini (2002), esta estação representa a descarga de 11.100 km<sup>2</sup>, ou aproximadamente 70% da área total de toda a bacia de drenagem, não estando sujeita a influência de oscilações de marés.

Registros horários de velocidade e direção do vento e de pressão atmosférica foram adquiridos pelo Climerh – Epagri, através de uma estação meteorológica automática próxima a #Praticagem (Figura 4.1).

Cartas sinóticas de pressão atmosférica superficial foram obtidas junta a Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN, [www.mar.mil.br/dhn](http://www.mar.mil.br/dhn)).

Imagens de satélite foram obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, [www.satellite.cptec.inpe.br](http://www.satellite.cptec.inpe.br)).

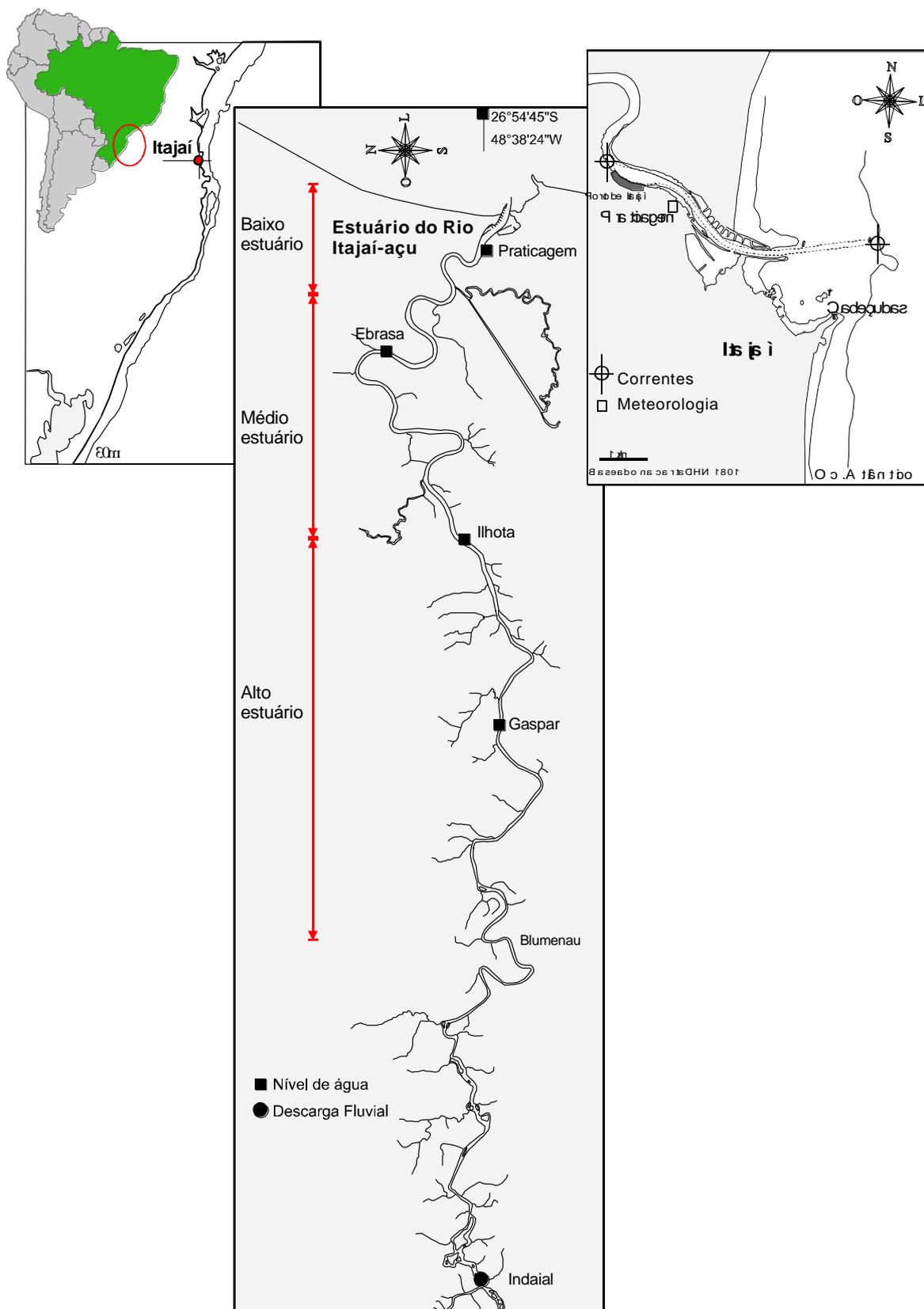


Figura 4.1 Localização do estuário do rio Itajaí-açu com as estações de coleta de dados de nível de água, cota, correntes e variáveis meteorológicas.

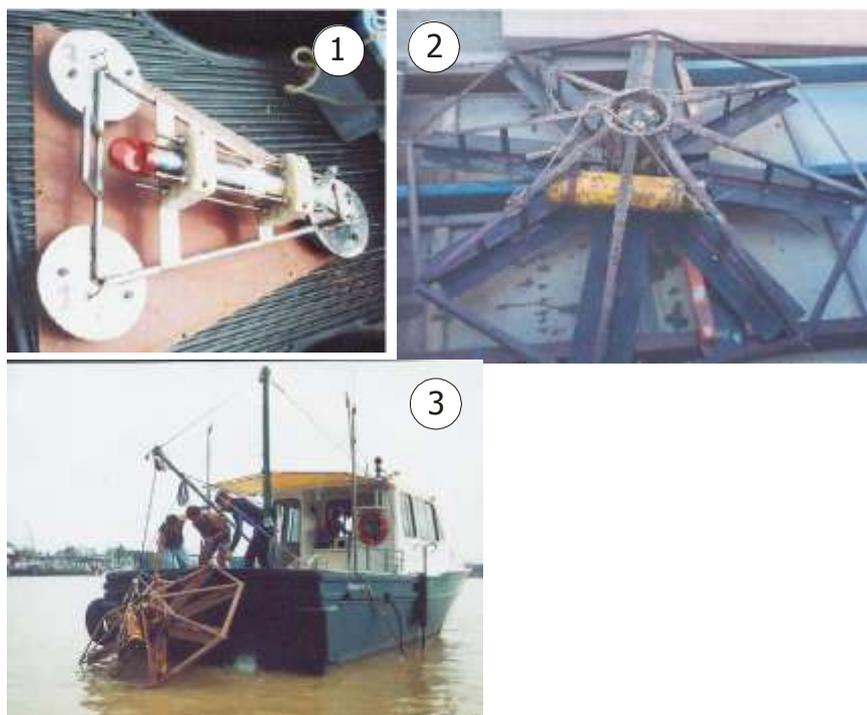


Figura 4.2 Perfiladores acústicos de correntes (1) NDP e (2) ADP em suas estruturas de fundeio, e (3) lançamento do fundeio do ADP no estuário.

## 4.2 Tratamento dos Dados

### 4.2.1 Decomposição

A #Estuário está localizada próxima de uma curva, e as direções da corrente não são exatamente complementares. Desta foram, os dados de velocidade e direção foram decompostos para a componente longitudinal (enchente/vazante) baseado em setores radiais. Os setores foram determinados a partir da inspeção visual de diagramas de distribuição polar das correntes. Em função das correntes predominantes, o setor de enchente foi definido entre  $280^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ , e o de vazante entre  $100^{\circ}$  a  $210^{\circ}$ . Não foi considerada a componente transversal ao estuário para este estudo. Por convenção, as correntes de enchente foram definidas como positivas, e as de vazante negativas. As correntes na plataforma foram decompostas para as componentes ao longo da costa (Norte-Sul) e transversal a costa (Leste-Oeste), uma vez que a linha de costa local é aproximadamente nesta orientação.

As séries horárias de velocidade e direção do vento foram decompostas para componentes longitudinais e transversais de acordo com a orientação da linha de costa

local (Norte-Sul). A determinação das tensões do vento a partir das componentes cartesianas foi obtida por  $\tau_x = \rho_{ar} C_{dw} |W| V_x$  e  $\tau_y = \rho_{ar} C_{dw} |W| V_y$ , em  $N/m^2$ , com a densidade do ar  $\rho_{ar}=1,22 \text{ Kg.m}^{-3}$ , e o coeficiente de arrasto  $C_{dw}$  do vento dado por  $C_{dw}=1,1+0,053W$ , segundo o utilizado por Stech & Lorenzetti (1992) na costa sudeste brasileira.

As séries de nível, correntes e vento foram decompostas também para separar as oscilações em FM das oscilações em FSubM. Em ambiente Matlab® (MathWorks Inc.), as séries temporais foram filtradas com um filtro quadrático passa-baixa Lanczos. Após a filtragem, os níveis em FSubM foram subtraídos dos níveis observados, obtendo-se deste modo a co-oscilação da maré astronômica (FM). Segundo Schwing *et al.* (1988), o filtro remove parcialmente as oscilações com periodicidades menores que 40 horas (1,67 dias), sendo que oscilações com períodos maiores que 55 horas não são afetadas pelo filtro.

#### **4.2.2 Análise de Variância e Espectral**

O reconhecimento preliminar do comportamento dos níveis de água no estuário foi realizado através de análises de variância e espectral sobre as bases de dados *Transit* e *Itapla*. Estas análises foram realizadas com o intuito de avaliar a energia relativa dos diferentes componentes em FM, FSubM e a tendência de longo período. A análise de variância foi realizada com as séries temporais de níveis de água nas quatro estações estuarinas para o período de junho a dezembro de 2000, por compreender um período contínuo sem falhas em todas as quatro estações. Com o intuito de comparar a variabilidade do nível da água entre o estuário e a área costeira adjacente, foram utilizados os resultados de análise de variância obtidos para a estação costeira de Cabeçudas para o período de Set/2003 a Mai/2004 descritos em Truccolo *et al.* (2004). Sobre a base de dados *Itapla*, a análise de variância foi realizada com as componentes de correntes longitudinais no estuário, longitudinais e transversais na plataforma, componentes do vento longitudinais e transversais e pressão atmosférica.

A análise espectral permitiu caracterizar de forma mais detalhada a distribuição desta variância no domínio da frequência, sendo então utilizada com este fim em todas as séries temporais observadas. Foi empregado o método de sobreposição e soma de

Welch (Wei, 1994), que consiste em dividir o registro original em blocos, estimar o espectro para cada bloco, e por fim, calcular a média dos resultados. Os espectros de densidade de potência foram obtidos com 16 graus de liberdade para as séries da base de dados *Transit*, e com 10 graus de liberdade para as séries da base de dados *Itapla*, devido aos diferentes tamanhos das séries temporais.

### **4.2.3 Análise Harmônica e de Ondeletas**

#### **4.2.3.1 Análise da Co-oscilação de Maré Estuarina**

A Figura 4.3 apresenta o esquema dos métodos de análises específicos para a determinação da co-oscilação da maré. As análises consistiram da obtenção da componente astronômica do nível observado através da aplicação de Análise Harmônica (AH) e de Análise de Ondeletas (AO). As análises cobrem diferentes condições hidrológicas e oceanográficas, tais como: 1) durante períodos de alto e baixo fluxo fluvial, de acordo com a ocorrência de descargas acima e abaixo da média climatológica de 270 m<sup>3</sup>/s, respectivamente; e 2) durante eventos de sobre-elevações do nível do mar (marés meteorológicas positivas) na região costeira, caracterizadas por valores acima de 0,40 m e durante períodos de baixa descarga fluvial.

A AH foi realizada com programa computacional de análise de maré PACMARÉ, de autoria do Alm. Alberto Santos Franco (Franco, 1988). A análise foi realizada em blocos de dados de 29 dias totalizando 14 blocos indicados por períodos denominados de P1 a P14 (Figura 4.3). Foram identificadas as amplitudes e fases dos principais constituintes diurnos (D), semidiurnos (SD) e de água rasa (AR), utilizando-se de 99% de probabilidade de rejeição de pequenas componentes. As Tabelas 4.1 e 4.2 apresentam os 6 blocos para a condição de baixa descarga, 5 para alta descarga e 3 para maré meteorológica. A partir da obtenção das constantes harmônicas foram selecionados os constituintes D O<sub>1</sub> e K<sub>1</sub>, os SD N<sub>2</sub>, M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>, e os componentes de AR M<sub>3</sub> e M<sub>4</sub>, em função da maior importância em termos de amplitude na co-oscilação da maré ao longo do estuário.

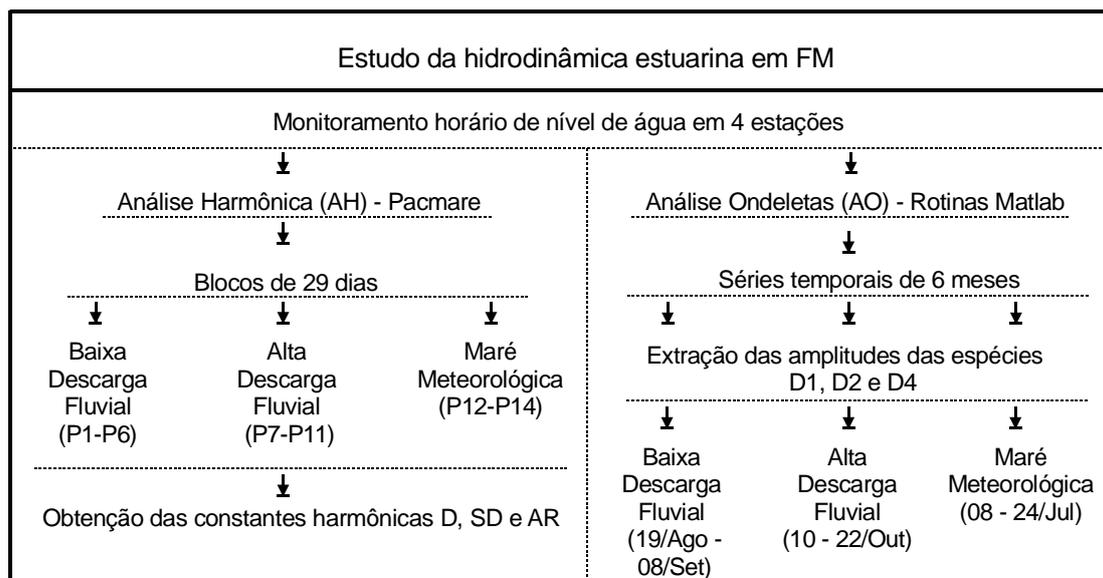


Figura 4.3 Diagrama esquemático da metodologia utilizada no estudo da co-oscilação da maré astronômica no estuário do rio Itajaí-Açu.

Tabela 4.1: Blocos selecionados para os períodos de baixa (P1 a P6) e alta descarga fluvial (P7 a P11).

Blocos	Períodos	Descarga Fluvial máxima [m <sup>3</sup> /s]
P1	13/Abr - 11/Mai/2000	258
P2	13/Ago - 10/Set/2000	238
P3	11/Jun - 9/Jul/2000	217
P4	19/Mar - 16/Abr/2000	161
P5	9/Mai - 6/Jun/2000	< 90
P6	18/Mai - 15/Jun/2000	< 90
P7	11/Out - 8/Nov/2000	1.408
P8	10/Set - 8/Out/2000	1.356
P9	10/Jan - 7/Fev/2000	938
P10	6/Jul - 3/Ago/2000	550
P11	30/Out - 27/Nov/2000	466

Tabela 4.2: Blocos selecionados para os períodos de marés meteorológicas.

Blocos	Períodos	Nível em FSubM [m]
P12	6 - 20/Mai/2000	0,44
P13	20/Mai - 3/Jun/2000	0,49
P14	16 - 30/Jul/2000	0,74

Os parâmetros indicativos das interações não lineares originados durante a propagação da co-oscilação de maré para o interior do estuário foram então analisados sobre os diferentes períodos de dados. Estes parâmetros são:

1) a razão da amplitude da componente de AR  $M_4$  para a principal SD lunar  $M_2$ , dado por  $aM_4/aM_2$ , e

2) a diferença de fase entre  $M_2$  e  $M_4$ , dado por  $2\theta M_2 - \theta M_4$ .

O Número de Forma, dado por  $NF = aO_1 + aK_1/aM_2 + aS_2$ , foi determinada para cada estação nos diferentes períodos para se avaliar a importância relativa entre os componentes D e SD em cada condição. O comportamento dos principais constituintes D ( $O_1$  e  $K_1$ ), SD ( $M_2$  e  $S_2$ ) e de AR ( $M_4$ ) foi analisado através da comparação das amplitudes destes nas diferentes estações. Para facilitar a comparação entre as estações, a amplitude de cada constituinte, para cada estação, foi dividida pelo respectivo constituinte oceânico obtido em Cabeçudas por Truccolo *et al.* (2004). Os constituintes harmônicos para a localidade do Porto de Itajaí, obtidos pela DHN foram também considerados na comparação.

A co-oscilação de maré astronômica em estuários com forte contribuição fluvial é atenuada significativamente pela descarga fluvial em diferentes escalas de tempo: sazonais, mensais ou menores. Embora a AH seja amplamente utilizada também nestes casos, ela não é eficiente para representar estas escalas, mascarando o comportamento não estacionário da co-oscilação da maré ao longo do tempo em função das oscilações principalmente da vazão do rio, uma vez que os constituintes harmônicos são calculados em termos de valores médios de amplitude no registro. A AO é uma análise complementar a AH para analisar a evolução no tempo e espaço do ajuste da co-oscilação da maré astronômica à eventos de descarga fluvial, bem como a propagação da co-oscilação em baixas descargas e durante eventos de sobre-elevação do nível do mar. O detalhamento da AO é apresentado no Anexo 1.

A AO para o estudo da maré utiliza funções similares às ondas de maré, com frequências específicas de acordo com este processo astronômico de interesse. O resultado é a obtenção da energia do sinal do nível de água nestas frequências e a determinação da estimativa instantânea e localizada no tempo de cada amplitude para cada componente espectral no grupo de dados (Emery & Thompson, 1998). A análise conserva deste modo a variância do sinal e permitindo a sua reconstrução no tempo. A análise é útil para o presente estudo devido a significativa influências das oscilações do

nível da água causadas pela descarga fluvial conjugadas as co-oscilação da maré ao longo do estuário.

A extração das amplitudes das espécies diurnas ( $D_1$ ), semidiurnas ( $D_2$ ) e quarti-diurnas ( $D_4$ ), e a avaliação da modulação da co-oscilação pela variação da descarga fluvial no ambiente estuarino em períodos de dias foram analisadas através da Transforma de Ondeletas Contínua (TOC, Anexo 1, item *Aplicação da AO no estudo da modulação da co-oscilação da maré em estuários*). A análise seguiu o procedimento descrito em Jay & Flinchem (1997), Flinchem & Jay (2000) e Kukulka & Jay (2003). Este procedimento foi realizado com rotinas em ambiente Matlab® (MathWorks Inc.), adaptadas de Kukulka & Jay (2003), e disponibilizadas em [http://www.ccalmr.ogi.edu/~djay/cwt\\_progs\\_general.html](http://www.ccalmr.ogi.edu/~djay/cwt_progs_general.html) ou em <http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sea-mat/>. A TOC foi aplicada sobre todas as estações estuarinas contínuas e sinópticas e para todo o período de dados (junho a dezembro de 2000). Foram selecionados períodos menores da série, similares aos utilizados para a AH, que mostram a evolução espaço-temporal da co-oscilação durante condições de baixa descarga fluvial, alta descarga fluvial e com efeito de marés meteorológicas.

Similarmente ao procedimento adotado para análise dos resultados obtidos com a AH, o comportamento da co-oscilação ao longo do estuário foi analisado também através da comparação das amplitudes das espécies calculadas pela TOC nas diferentes estações, sendo cada amplitude dividida pela respectiva amplitude obtida para a estação mais próxima à costa, no caso a #Praticagem. Não foi possível utilizar a #Cabeçudas, pois para esta análise de TOC é necessários dados sinópticos.

#### 4.2.3.2 Interação Estuário-Plataforma em FSubM

Análises com ondeletas podem ser usadas para analisar séries temporais que contenham energia não estacionária em muitas frequências diferentes (Foufoula-Georgiou & Kumar, 1995, apud Jevrejeva *et al.*, 2003). Esta decompõe a série temporal no espaço tempo-frequência, permitindo a identificação de ambos os modos dominantes de energia e como estes modos variam com o tempo (Jevrejeva *et al.*, 2003). Assim como para o estudo feito com a co-oscilação de maré, a AO também foi a base para o estudo sobre os dados de correntes em FSubM (Figura 4.2), sendo detalhada

separadamente no Anexo 1 (item *Aplicação da AO no estudo da interação estuário-plataforma*). Foi aplicada a TOC seguindo o procedimento descrito em Grinsted *et al.* (2004), que se basearam no trabalho de Torrence & Combo (1998). Foram utilizadas rotinas adaptadas destes autores em ambiente Matlab® (MathWorks Inc.) disponíveis em <http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/>. A análise foi realizada sobre as séries temporais de correntes estuarinas e marinhas, nível de água e do mar, descarga fluvial e tensão do vento, totalizando 52 dias de dados contínuos.

Através da aplicação da AO obteve-se o espectro de potência, que apresenta a variância da série associada a cada período e ao longo da série, e também os espectros cruzados e de coerência, que apresentam as relações entre duas séries temporais juntas. Com os espectros é possível examinar se regiões no espaço tempo-frequência com energia significativa comum entre as séries, tem relações de coerência e fase consistentes. O espectro cruzado indica a energia que as séries têm em comum, em que escala de tempo e quando ocorreu na série temporal, além da informação das relações de fase. O espectro de coerência indica quanto estas séries estão correlacionadas, identificando as bandas de frequência onde a intensidade da covariância entre elas é maior, mesmo que a energia da série seja menor para aquela escala e período.

Nos gráficos gerados a partir do resultado da AO, a variância associada a cada período e ao longo da série é mostrada em escala de cores, enquanto que níveis de significância de 5% são mostrados pelas linhas pretas. Outra informação é o cone de influência indicado pela região de sombra nas figuras. Segundo Grinsted *et al.* (2004), a TOC não é completamente localizada no tempo, e o cone seria a região onde efeitos dos extremos não podem ser ignorados. Esta região diminui conforme aumenta o período que se quer analisar, sendo que este perde confiabilidade se o comprimento da série não for muito grande.

## 5. RESULTADOS: SÉRIES TEMPORAIS

### 5.1 *Co-oscilações Estuarinas*

As séries temporais horárias sinóticas de descarga fluvial e níveis de água ao longo do estuário para o período de dezembro de 1999 até dezembro de 2002 são apresentadas na Figura 5.1, juntamente com o sinal filtrado indicando as oscilações em FSubM. Os maiores valores de descarga fluvial foram entre 1.000 e 1.500 m<sup>3</sup>/s, ocorrendo entre janeiro e fevereiro e entre setembro e outubro. Ao longo da maior parte do tempo a descarga fluvial oscilou em torno da média climatológica, de 270 m<sup>3</sup>/s. Os efeitos dos picos de descarga fluvial são observados ao longo de todo o estuário, contudo menores no baixo estuário (#Praticagem), e aumentado progressivamente estuário acima. A co-oscilação da maré oceânica de característica semi-diurna predomina durante os períodos de baixa descarga fluvial em todo o estuário, até #Gaspar.

O padrão sinodical sizígia–quadratura é bem observado nestes períodos. A variação de altura do nível da água é similar em todas as estações, indicando que a co-oscilação de maré propaga-se de modo síncrono, com pouca perda de energia até 55 km da desembocadura. Ainda que o sinal da co-oscilação tenha sido predominante nos períodos de baixa descarga, ocorreram períodos onde o nível de água apresentou variações significativas em FSubM. A Figura 5.2 apresenta um exemplo no registro de 8 a 22 de julho de 2000. Próximo ao dia 14 o nível de água apresentou predomínio de oscilações em FM, porém nos dias seguintes ocorreram duas elevações do nível em torno de 0,8 m. Apesar de serem em FSubM, estas não estão relacionadas à descarga fluvial. Isto indica a propagação de ondas de baixa frequência, as marés meteorológicas, com origem nos ventos dos quadrantes sul comumente observadas na costa de SC (Truccolo *et al.*, 2006).

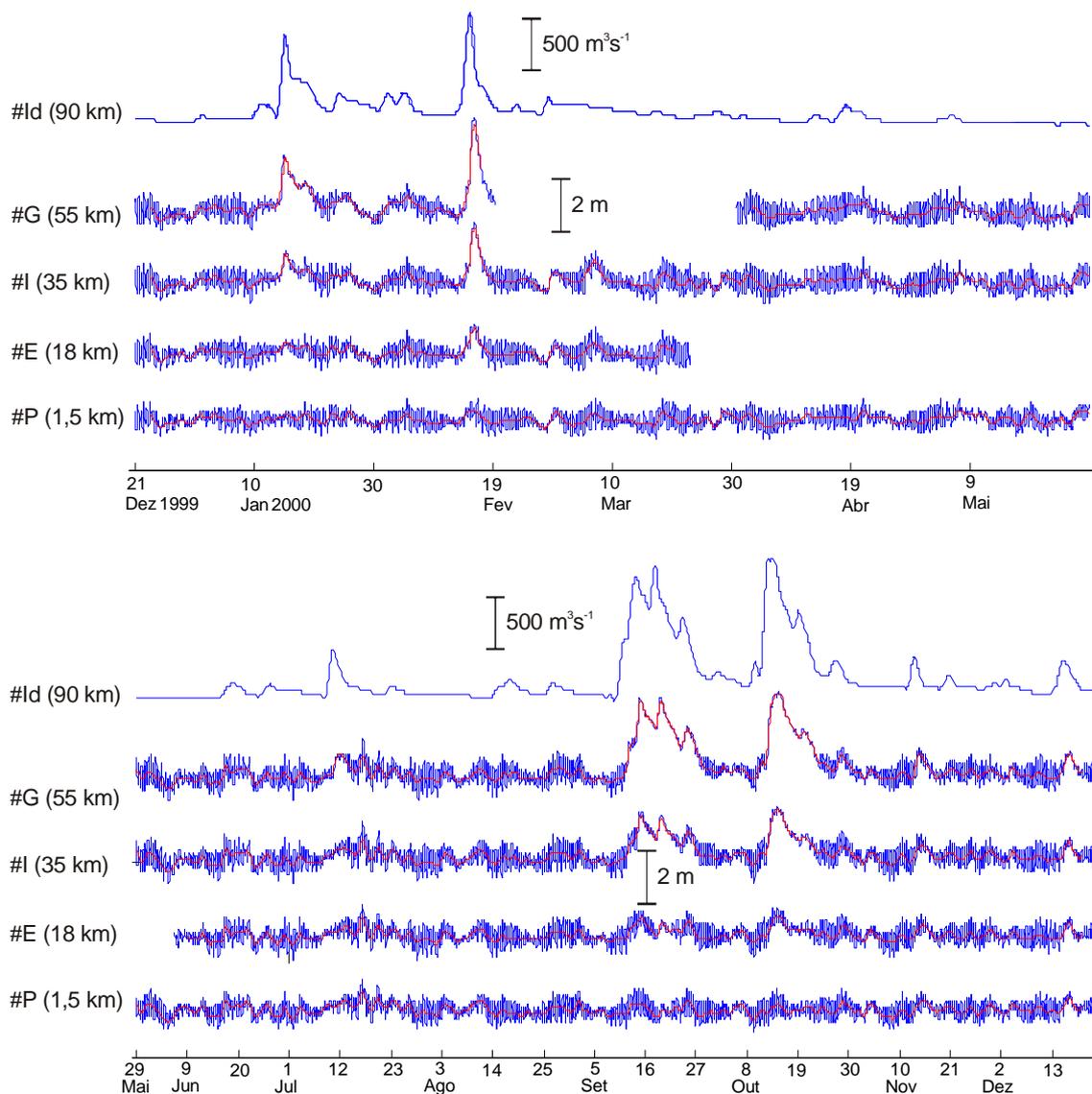


Figura 5.1 Séries temporais de descarga fluvial em Indaial (#Id) e nível de água ao longo do estuário do rio Itajaí-açu em #Gaspar (#G), #Ilhota (#I), #Ebrasa (#E) e #Praticagem (#P). Azul: sinal observado; vermelho: sinal filtrado.

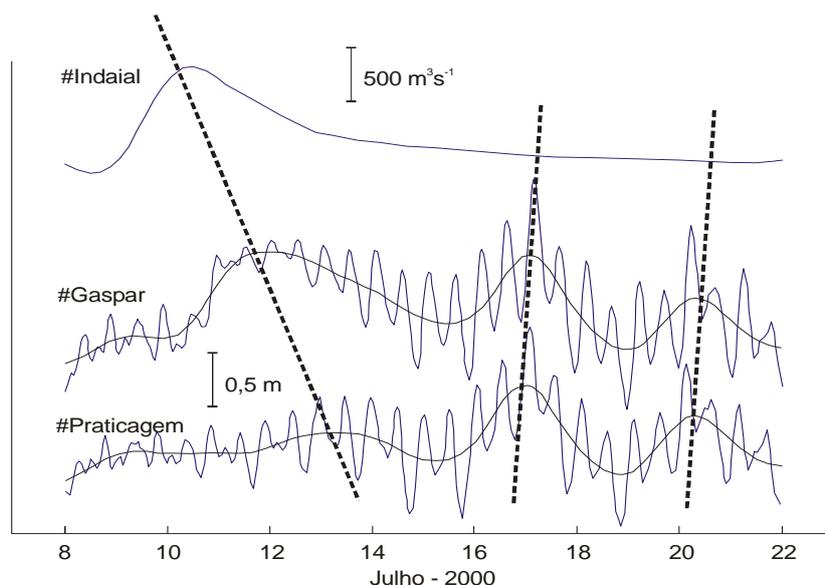


Figura 5.2 Séries temporais de descarga fluvial em Indaial e nível de água relativo (observado em azul, filtrado em preto) para #Praticagem e #Gaspar. As linhas tracejadas conectam os picos das oscilações em FSubM.

Os resultados da análise de variância são apresentados na Tabela 5.1. Apesar dos registros da #Cabeçudas não serem sinópticos aos das estações estuarinas, a sua comparação entre os resultados indica o quanto da energia do sinal oceânico em diferentes frequências pode ser atenuado, intensificado ou propagado sem perda de energia para o interior do estuário. A energia relativa à maré astronômica respondeu por 61% do total da energia do nível do mar na #Cabeçudas, sendo os restantes 38% associados à FSubM (Truccolo *et al.*, 2004). Na #Praticagem a energia relacionada em FM foi de 55,4%, e em FSubM e de maiores períodos nesta mesma região responderam por um total de aproximadamente 44%. Nas estações para montante ocorreu a inversão do predomínio deste comportamento, com maior papel das FSubM, aumentando até 81% na #Gaspar. Nesta estação, a energia em FM contabilizou somente 19,3% da variância.

Tabela 5.1: Análise de variância das séries de níveis de água nas quatro estações ao longo do estuário e para #Cabeçudas.

Estação	Período	Variância total ( $m^2$ )	FM (%)	FSubM (%)	Tendência (%)
Cabeçudas	Set/03 - Mai/04	1.393	61,4	38,1	0,5
Praticagem	Jun/99 - Dez/99	1.461	55,4	40,6	3,9
Ebrasa	Jun/99 - Dez/99	1.536	49,1	42,4	8,5
Ilhota	Jun/99 - Dez/99	1.607	32,4	50,5	17,0
Gaspar	Jun/99 - Dez/99	1.536	19,3	58,0	22,7

Os espectros de densidade espectral de potência (DEP) são apresentados na Figura 5.3. Todos os espectros mostraram claramente os picos de energia associados aos constituintes harmônicos da co-oscilação da maré, e com pouca variação entre as estações. Os harmônicos semi-diurnos (SD) apresentaram uma dominância em comparação com os diurnos (D) e os de água rasa, terci-diurnos (TD) e quarti-diurnos (QD). No entanto, para o interior do estuário ocorreu um aumento da importância dos processos nas FSubM, sendo que na estação #Gaspar (Figura 5.2A) a energia em FSubM é maior do que a energia em sinal SD..

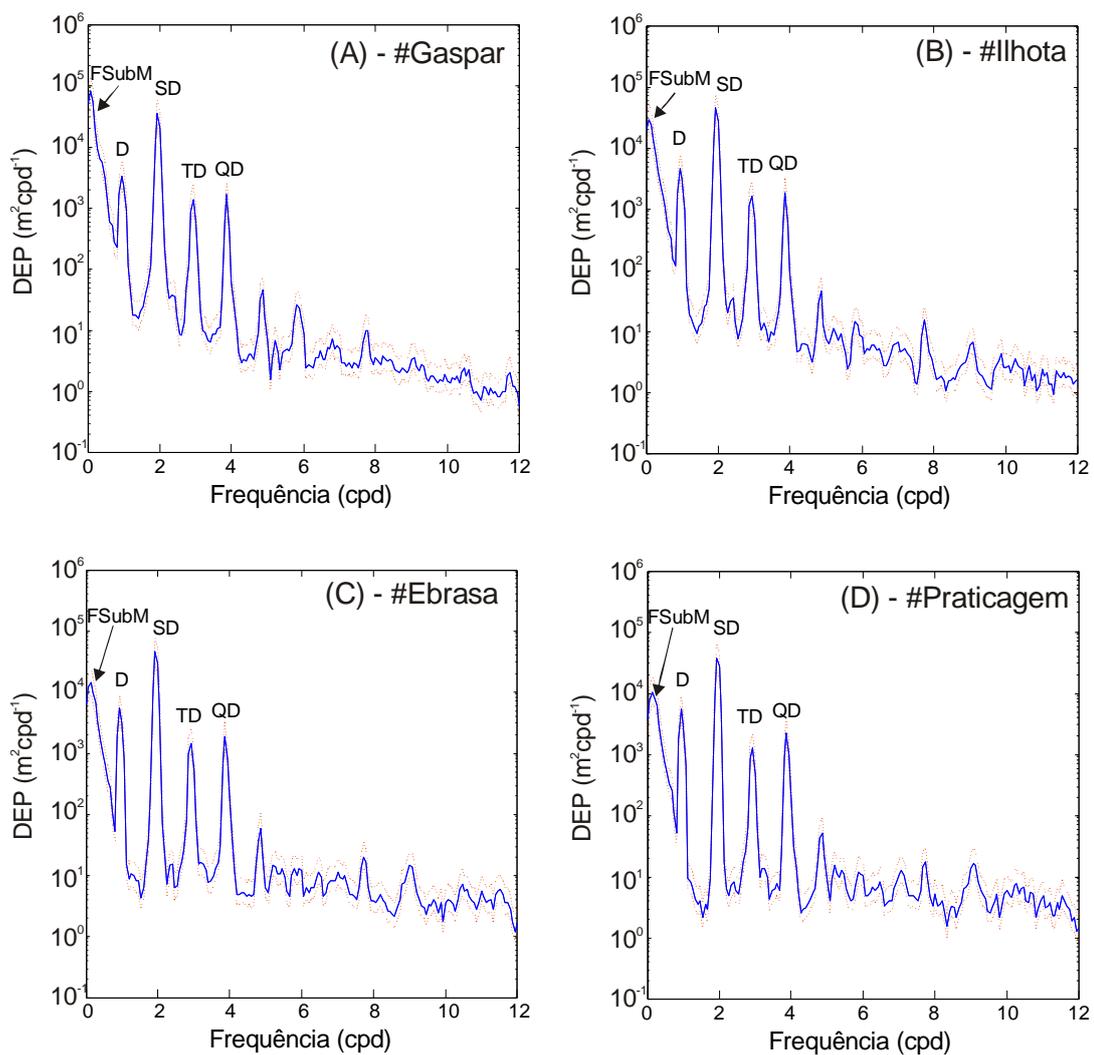


Figura 5.3 Densidade espectral de potência (DEP) do nível de água para (A) #Gaspar, (B) #Ilhota, (C) #Ebrasa e (D) #Praticagem, em função da frequência (ciclos por dia - cpd). D: diurno; SD: semi-diurno; TD: terci-diurno; QD: quarti-diurno.

Os resultados da análise harmônica (AH) são apresentados nas Tabelas 5.2 a 5.7. Os resultados para os períodos 1 a 6, de baixa descarga, são apresentados nas Tabelas

5.2 e 5.3; para os períodos 7 a 11, de alta descarga, são apresentados nas Tabelas 5.4 e 5.5; e para os períodos 12 a 14, de baixa descarga com marés meteorológicas, são apresentados nas Tabelas 5.6 e 5.7. As Tabelas 5.2, 5.4 e 5.6 apresentam os resultados de números de constituintes harmônicos significativos, total e para as espécies diurnas, semi-diurnas e de águas rasas, bem como o número de forma para cada estação, descarga média e máxima para cada período. As Tabelas 5.3, 5.5 e 5.7 apresentam as amplitudes e fases dos principais constituintes harmônicos. Foram selecionados os constituintes diurnos  $O_1$  e  $K_1$ , os semi-diurnos  $N_2$ ,  $M_2$ ,  $S_2$  e  $K_2$ , e os componentes de água rasa  $M_3$  e  $M_4$ . A escolha destes constituintes foi em função da maior importância em termos de amplitude na co-oscilação da maré. Foram também obtidos os valores de amplitudes e fases para os constituintes D, SD, e componentes de AR, bem como a razão de amplitudes (R) e a fase relativa (FR).

Em condições de baixa descarga (Tabelas 5.2 e 5.2) foi observada a dominância dos constituintes semi-diurnos, respondendo entre 39 a 46% do total de harmônicos encontrados. Os componentes de águas rasas apresentaram a segunda maior participação da co-oscilação da maré, variando de 35 a 43%, sendo que o  $M_4$  foi o principal constituinte, seguido do  $M_3$ . A amplitude do  $M_4$  em todos os períodos analisados foi menor que o valor na costa na #Cabeçudas (de 6,62 cm, obtido por Truccolo *et al.*, 2004). Os constituintes diurnos contabilizaram entre 18 e 22% nos períodos analisados. O número de forma (NF) apresentou um valor médio geral de 0,41 para todos os períodos e todas as estações, variando entre 0,36 e 0,51. Foi observada a tendência geral de aumento de amplitudes dos constituintes harmônicos entre a #Praticagem e #Ilhota, e uma pequena redução da amplitude entre #Ilhota e #Gaspar (Tabela 5.3). Ao longo do sistema, o constituintes semi-diurno principal lunar  $M_2$  apresentou uma amplificação de até 20%, e um atraso de fase da #Praticagem até #Gaspar da ordem de 15 graus, correspondendo a 2h 30 min. Os constituintes semi-diurnos  $S_2$  e  $K_2$  também apresentaram aumento de amplitude para montante, porém de menor proporção em relação ao  $M_2$ . Os constituintes diurnos  $O_1$  e  $K_1$  apresentaram comportamentos diferenciados entre si: o primeiro apresentou diminuição da amplitude, enquanto que o segundo apresentou um aumento. Os valores de amplitude do componente de água rasa  $M_4$  permaneceram aproximadamente constantes, em torno de 5 cm, para todos os períodos e em todas as estações.

Tabela 5.2: Total de constantes harmônicas (TC) para os períodos P1, P2, P3, P4, P5 e P6, de baixa descarga fluvial, indicando o número de constituintes (NC) de espécies diurnas (D), semi-diurnas (SD) e de águas rasas (AR), e o percentual médio para as quatro estações. NF: número de forma; MD: máxima descarga no período ( $m^3 s^{-1}$ ); DM: descarga média no período ( $m^3 s^{-1}$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.

	#	TC	D	NC SD	AR	NF
<b>P1</b> MD: 258 DM: 120	<b>P</b>	25	4	9	12	0,41
	<b>E</b>	ND	ND	ND	ND	ND
	<b>I</b>	26	5	11	10	0,43
	<b>G</b>	23	4	9	10	0,46
	<b>%</b>		18	39	43	
<b>P2</b> MD: 238 DM: 130	<b>P</b>	21	4	10	7	0,40
	<b>E</b>	24	4	11	9	0,39
	<b>I</b>	25	5	11	9	0,38
	<b>G</b>	32	5	12	15	0,36
	<b>%</b>		18	43	39	
<b>P3</b> MD: 217 DM: 115	<b>P</b>	21	4	9	8	0,42
	<b>E</b>	25	4	12	9	0,41
	<b>I</b>	23	4	11	8	0,39
	<b>G</b>	21	4	9	8	0,39
	<b>%</b>		18	46	37	
<b>P4</b> MD: 161 DM: 126	<b>P</b>	21	4	9	8	0,42
	<b>E</b>	ND	ND	ND	ND	ND
	<b>I</b>	21	5	9	7	0,39
	<b>G</b>	18	4	8	6	0,51
	<b>%</b>		22	43	35	
<b>P5</b> MD: < 90 DM: 72	<b>P</b>	21	4	10	7	0,42
	<b>E</b>	ND	ND	ND	ND	ND
	<b>I</b>	23	5	10	8	0,39
	<b>G</b>	21	4	9	8	0,39
	<b>%</b>		20	45	35	
<b>P6</b> MD: < 90 DM: 66	<b>P</b>	24	5	11	8	0,42
	<b>E</b>	ND	ND	ND	ND	ND
	<b>I</b>	26	5	10	11	0,39
	<b>G</b>	22	4	9	9	0,38
	<b>%</b>		19	42	39	

Os indicadores de distorção da maré, dados por  $R = aM_4/aM_2$  e  $FR = 2\theta M_2 - \theta M_4$  (Tabela 5.3) apresentaram valores decrescentes para todos os períodos analisados e ao longo do estuário, indicando menor distorção da onda de maré para o interior do estuário. Durante o P2, R foi de 0,24 na #Praticagem, que é um valor moderado de distorção indicando que a amplitude da  $M_4$  equivale a 24% da amplitude da  $M_2$ , diminuindo para 0,19 na #Gaspar. Este padrão de diminuição para o interior reflete a amplificação do harmônico  $M_2$  e a constância da amplitude da  $M_4$  ao longo do estuário. Os valores de FR variaram entre 20° a 55°. No P2, a  $M_4$  antecedeu a  $M_2$  em 27° a 40°, com os maiores valores de fase encontrados nas estações mais interiores do estuário. Estes resultados indicaram que houve uma tendência crescente para a subida

do nível de água ser mais rápida que a descida nas estações do alto estuário, resultando num perfil assimétrico da curva da co-oscilação.

Tabela 5.3: Amplitudes (a, em cm) e fases ( $\theta$ , em graus) dos principais constituintes harmônicos para os períodos P1, P2, P3, P4, P5 e P6, de baixa descarga fluvial; a razão  $aM_2/aM_4$  (R), e a fase relativa ( $FR = 2\theta M_2 - \theta M_4$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.

		Constantes Harmônicas																R	FR
#		O1		K1		N2		M2		S2		K2		M3		M4		R	FR
		a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$				
P1	P	10,4	67	6,3	122	4,9	120	24,0	56	16,3	47	4,4	47	4,0	150	5,2	86	0,22	26
	E	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	I	12,3	83	8,2	127	6,5	156	29,5	105	18,3	96	5,0	95	4,5	231	4,8	186	0,16	24
	G	12,4	98	8,8	136	6,8	179	29,5	140	16,8	135	4,6	134	4,4	279	5,1	237	0,17	43
P2	P	9,8	68	7,0	137	3,7	129	24,0	55	17,6	53	4,8	52	4,1	150	5,7	83	0,24	27
	E	10,2	76	7,7	143	4,2	152	26,6	77	19,4	77	5,3	76	4,4	188	5,4	128	0,20	27
	I	10,1	85	8,2	153	4,5	182	28,5	105	20,1	103	5,5	103	4,8	232	5,0	184	0,18	26
	G	9,0	92	7,7	156	3,9	207	28,2	130	18,6	128	5,1	128	4,6	262	5,3	219	0,19	40
P3	P	9,9	68	6,4	125	3,6	128	23,2	53	15,5	56	4,2	57	3,8	150	5,2	78	0,22	28
	E	10,7	75	7,4	131	4,4	147	26,7	77	17,4	82	4,7	82	3,8	189	4,5	128	0,17	26
	I	10,9	83	8,0	138	4,6	166	29,5	102	18,3	106	5,0	107	4,0	233	5,0	184	0,17	20
	G	10,3	86	7,4	145	3,6	183	29,1	126	16,5	135	4,5	136	3,8	266	5,3	217	0,18	35
P4	P	10,5	63	6,9	118	4,5	116	24,7	54	16,4	50	4,5	49	4,1	143	6,0	86	0,24	23
	E	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	I	12,1	80	7,1	115	6,5	158	30,5	104	18,5	98	5,0	97	4,5	224	5,3	182	0,17	25
	G	13,8	111	9,7	126	5,9	203	30,1	139	15,7	133	4,3	132	2,6	286	5,2	223	0,17	55
P5	P	9,8	71	6,4	124	4,2	123	23,1	55	15,7	49	4,3	49	4,1	148	5,4	85	0,23	26
	E	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	I	10,7	83	7,7	138	5,8	162	29,0	104	18,1	95	4,9	94	4,5	238	4,8	184	0,16	25
	G	10,6	93	7,7	152	5,9	189	29,9	138	17,3	132	4,7	131	4,8	290	5,0	243	0,17	34
P6	P	9,8	67	6,4	124	4,0	122	23,2	54	15,3	51	4,2	51	3,9	146	5,7	82	0,24	26
	E	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	I	10,5	80	7,7	137	5,3	160	29,2	103	17,9	98	4,9	97	4,2	234	5,1	187	0,17	20
	G	10,1	88	7,6	149	4,6	198	30,6	135	16,2	132	4,4	132	4,4	284	5,5	239	0,18	30

A AH dos períodos de elevada descarga fluvial (P7 a P11, Tabelas 5.4 e 5.5), evidenciou a perda da energia de maré nesta condição. Nos períodos P7 a P9 foi observada a redução do número total de constantes (TC) ao longo do estuário de 33%, 42% e 46%, respectivamente. A co-oscilação de maré possuiu dominância dos constituintes semi-diurnos, respondendo com 39% a 49% do total de harmônicos encontrados. Os componentes de águas rasas apresentaram a segunda maior fração com 35% a 45%, e os constituintes diurnos respondem por 12% a 18%. Os principais harmônicos, O<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, S<sub>2</sub>, K<sub>2</sub> e M<sub>4</sub>, apresentaram uma diminuição significativa nas suas amplitudes no P8 na #Gaspar em relação à #Praticagem, de 51%, 52%, 58%, 59% e

62%, respectivamente. No entanto, o semi-diurno N2 apresentou aumento. Foi também observado o atraso de fase da  $M_2$  ao longo do estuário em torno de  $75^\circ$  a  $90^\circ$ , correspondendo à 3 hs para o caso do P8. Nos blocos P10 e P11, o processo de dissipação de energia foi proporcionalmente menor. Isto sugere que com valores de descarga fluvial em torno de  $500 \text{ m}^3/\text{s}$  ou menores, o padrão de comportamento da co-oscilação é similar aos períodos de descarga fluvial baixa e constante, havendo inclusive amplificação de alguns harmônicos ao longo do estuário (e.g.  $M_2$ , Tabela 5.5). O NF permaneceu constante nos dois eventos de maior descarga fluvial, com um aumento da importância dos constituintes semi-diurnos nos três períodos de descarga menor.

Tabela 5.4: Total de constantes harmônicas (TC) para os períodos P7, P8, P9, P10 e P11, de alta descarga fluvial, indicando o número de constituintes (NC) de espécies diurnas (D), semi-diurnas (SD) e de águas rasas (AR), e o percentual médio para as quatro estações. NF: número de forma; MD: máxima descarga no período ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ); DM: descarga média no período ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.

	#	TC	NC				
			D	SD	AR	NF	
<b>P7</b>	<b>P</b>	27	4	11	12	0,36	
	<b>E</b>	25	3	12	10	0,36	
	<b>MD: 1.408</b>	<b>I</b>	24	3	12	9	0,37
	<b>DM: 518</b>	<b>G</b>	18	1	10	7	ND
	%			12	48	40	
<b>P8</b>	<b>P</b>	24	4	11	9	0,42	
	<b>E</b>	21	4	8	9	0,41	
	<b>MD: 1.356</b>	<b>I</b>	21	3	11	7	0,42
	<b>DM: 603</b>	<b>G</b>	14	2	9	3	ND
	%			16	49	35	
<b>P9</b>	<b>P</b>	24	4	10	10	0,40	
	<b>E</b>	23	4	9	10	0,38	
	<b>MD: 938,0</b>	<b>I</b>	17	3	8	6	0,37
	<b>DM: 324</b>	<b>G</b>	13	3	5	5	0,37
	%			18	42	40	
<b>P10</b>	<b>P</b>	24	4	10	10	0,41	
	<b>E</b>	23	3	9	11	0,40	
	<b>MD: 550,0</b>	<b>I</b>	20	4	9	7	0,36
	<b>DM: 158</b>	<b>G</b>	25	4	8	13	0,34
	%			16	39	45	
<b>P11</b>	<b>P</b>	19	3	10	6	0,39	
	<b>E</b>	19	3	10	6	0,37	
	<b>MD: 466</b>	<b>I</b>	18	3	8	7	0,36
	<b>DM: 200</b>	<b>G</b>	19	3	7	9	0,38
	%			16	47	37	

A análise da distorção da onda de maré com base em R e FR para os P7 a P11 indicou o aumento destes indicadores em comparação aos períodos de baixa descarga fluvial, P1 a P6. Os valores de R foram mais elevados indicando o aumento da magnitude do processo de distorção na co-oscilação, diminuindo estuário adentro, ainda

que em menor proporção do que o registrado para os períodos de baixa descarga. Na desembocadura não foi observada variação significativa da  $M_2$  e da  $M_4$ , embora apresentassem diminuições acentuadas estuário acima. Os valores de FR foram maiores no alto estuário ( $51^\circ$  para os P7 e P8) e indicaram o mesmo sentido de assimetria temporal observado em períodos de baixa descarga fluvial, com predomínio de subida rápida da co-oscilação e descida lenta, e o atraso das preamares e baixamares em direção ao alto estuário.

Tabela 5.5: Amplitudes ( $a$ , em cm) e fases ( $\theta$ , em graus) dos principais constituintes harmônicos para os períodos P7, P8, P9, P10 e P11, de baixa descarga fluvial; a razão  $aM_2/aM_4$  (R), e a fase relativa ( $FR = 2 \theta M_2 - \theta M_4$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.

		Constantes Harmônicas																	
		O1		K1		N2		M2		S2		K2		M3		M4		R	FR
#		a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$		
P7	P	10,0	69	4,4	141	5,0	124	24,1	54	15,7	52	4,3	51	4,2	159	6,0	89	0,25	18
	E	9,3	80	4,9	155	5,8	192	24,3	79	14,9	72	4,1	72	4,3	196	5,2	136	0,22	21
	I	7,4	95	5,0	166	7,0	246	21,4	107	12,3	96	3,3	95	4,2	237	4,5	181	0,21	33
	G	ND	ND	ND	ND	6,4	285	14,8	136	7,8	126	2,1	125	3,2	280	3,1	221	0,21	51
P8	P	10,3	71	6,4	150	4,3	122	23,3	54	16,9	54	4,6	54	4,3	158	6,4	85	0,28	23
	E	9,7	83	5,9	154	3,8	200	22,3	79	15,8	78	4,3	77	4,1	192	6,0	131	0,27	27
	I	7,6	98	4,8	166	5,6	273	17,7	110	12,0	107	3,3	106	3,2	237	4,6	185	0,26	35
	G	5,0	117	ND	ND	6,3	320	11,1	144	7,1	139	1,9	139	2,1	280	2,4	237	0,22	51
P9	P	10,3	69	5,3	127	3,8	129	23,2	55	15,2	59	4,1	59	3,9	151	6,1	81	0,26	29
	E	10,8	74	5,4	137	3,7	159	25,5	76	17,0	84	4,6	84	4,3	186	6,3	127	0,25	24
	I	9,6	81	5,3	142	3,1	194	24,4	101	16,1	117	4,4	118	4,2	224	6,0	174	0,24	28
	G	6,5	92	4,8	143	ND	ND	17,9	130	12,9	158	3,5	161	3,2	260	4,0	222	0,23	39
P10	P	9,4	66	7,0	120	4,7	121	23,3	53	16,6	58	4,5	58	4,0	153	5,4	80	0,23	26
	E	9,8	76	7,5	130	5,8	151	26,3	78	17,1	85	4,7	85	4,4	195	4,5	134	0,17	22
	I	9,5	81	7,5	138	6,4	176	28,0	104	18,9	115	5,1	116	4,7	235	5,2	192	0,18	16
	G	8,7	86	7,1	144	6,5	180	27,7	125	19,0	144	5,2	146	4,0	268	5,1	219	0,18	31
P11	P	10,2	70	4,5	134	4,8	132	23,3	54	14,7	50	4,0	50	3,8	156	5,8	85	0,25	22
	E	11,1	75	4,9	144	5,9	147	26,8	75	16,2	70	4,4	70	4,3	191	5,8	134	0,22	17
	I	11,3	84	5,1	155	6,5	168	28,7	102	16,1	96	4,4	96	4,6	230	6,0	178	0,21	26
	G	9,9	95	4,8	164	5,7	184	25,6	127	13,5	122	3,7	122	3,4	261	5,9	212	0,23	43

A AH dos períodos de baixa descarga em que foram observados oscilações em FSubM devidas às marés meteorológicas (P12 a P14, Tabelas 5.6 e 5.7), mostraram que os constituintes semi-diurnos predominaram e responderam entre 46 a 53% do total de harmônicos encontrados. Diferentes dos resultados encontrados para os períodos de baixa e alta descarga fluvial, os componentes diurnos e de águas rasas tiveram números similares, variando entre 21 a 30%. O NF apresentou-se uniforme entre as estações e nos diferentes períodos. O número total de constantes foi menor do que nos períodos de

baixa e alta descarga, sendo aproximadamente constantes ao longo do estuário. A  $M_2$  apresentou aumento da amplitude de 28%, 17% e 21% estuário acima, para os períodos P12, P13 e P14, respectivamente. O atraso de fase da  $M_2$  foi entre  $69^\circ$  a  $83^\circ$ , correspondendo à aproximadamente 2h 20 min. O indicador da magnitude da distorção, R, em todos os três períodos analisados e ao longo do estuário, foi decrescente para o interior do estuário, sendo mais significativo para o P14. Este padrão de diminuição para o interior indica no caso a amplificação da  $M_2$  e a atenuação da  $M_4$  ao longo do estuário, maiores que em períodos de baixa descarga fluvial. Os valores de FR no P14 variaram entre  $41^\circ$  a  $54^\circ$ , indicando que  $M_4$  antecedeu a  $M_2$  em  $41^\circ$  na desembocadura e  $54^\circ$  no alto estuário.

Tabela 5.6: Total de constantes harmônicas (TC) para os períodos P12, P13 e P14, de maré meteorológica, indicando o número de constituintes (NC) de espécies diurnas (D), semi-diurnas (SD) e de águas rasas (AR), e o percentual médio para as quatro estações. NF: número de forma; MM: maré meteorológica (cm); DM: descarga média no período ( $m^3s^{-1}$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.

		NC				
	#	TC	D	SD	AR	NF
<b>P12</b>	<b>P</b>	16	4	7	5	0,38
	<b>E</b>	ND	ND	ND	ND	ND
<b>MM: 44</b>	<b>I</b>	17	4	8	5	0,37
<b>DM: 86</b>	<b>G</b>	17	4	8	5	0,38
	<b>%</b>		24	46	30	
<b>P13</b>	<b>P</b>	14	4	6	4	0,34
	<b>E</b>	ND	ND	ND	ND	ND
<b>MM: 43</b>	<b>I</b>	16	4	8	4	0,33
<b>DM: 69</b>	<b>G</b>	14	3	8	3	0,33
	<b>%</b>		25	50	25	
<b>P14</b>	<b>P</b>	14	3	7	4	0,35
	<b>E</b>	13	3	7	3	0,33
<b>MM: 74</b>	<b>I</b>	13	4	7	2	0,31
<b>DM:125</b>	<b>G</b>	13	4	7	2	0,29
	<b>%</b>		26	53	21	

Tabela 5.7: Amplitudes (a, em cm) e fases ( $\theta$ , em graus) dos principais constituintes harmônicos para os períodos P12, P13e P14, de maré meteorológica; a razão  $aM_2/aM_4$  (R), e a fase relativa ( $FR = 2\theta M_2 - \theta M_4$ ). P: #Praticagem; E: #Ebrasa; I: #Ilhota; G: #Gaspar.

		Constantes Harmônicas																	
#		O1		K1		N2		M2		S2		K2		M3		M4		R	FR
		a	$\theta$	A	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$	A	$\theta$	a	$\theta$	a	$\theta$		
P12	P	8,9	72	6,7	130	5,4	156	25	59	16	48	4,2	47	2,3	190	4,1	83	0,16	46
	E	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	I	10	82	7,9	148	5,3	182	31	107	18	95	5	94	2,4	263	4,1	190	0,13	58
	G	11	94	7,7	166	4,2	207	32	141	18	132	4,8	131	1,9	324	4,7	234	0,15	59
P13	P	7,9	75	6,2	129	3,1	80	24	53	17	56	4,6	56	6,3	137	5,3	76	0,22	44
	E	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	I	7,3	87	8,1	138	5,8	154	28	101	18	99	5	99	6,6	223	5,1	186	0,18	51
	G	6,6	95	8,6	148	7,5	179	28	137	17	136	4,6	136	6,8	275	5,7	244	0,20	51
P14	P	8,8	60	6,1	117	3,8	92	24	56	19	56	5,3	56	5,3	138	5,9	69	0,25	41
	E	8,5	73	7,1	130	4,5	120	27	79	21	82	5,6	82	5,5	179	4,8	112	0,18	49
	I	7,9	85	7,5	139	5,7	158	27	105	22	111	6,1	111	5,8	225	3,5	183	0,13	51
	G	6,8	96	7,8	142	4,5	160	29	125	21	135	5,8	135	6,1	260	4,2	211	0,15	54

Os resultados da AO, com a extração das amplitudes das espécies diurnas (D1), semi-diurnas (D2) e quarto-diurnas (D4) e a avaliação da modulação da co-oscilação pela variação da descarga fluvial e elevação do nível do mar serão apresentados em detalhes no Capítulo 6. A Figura 5.4 apresenta a evolução espaço-temporal da co-oscilação durante a condição de alta descarga fluvial para as quatro estações no período de agosto a novembro de 2000. São apresentadas as séries temporais das amplitudes das espécies decompostas da série observada, permitindo observar a resposta inversa da co-oscilação de maré ao fluxo fluvial, principalmente nas duas estações mais a montante (#Ilhota e #Gaspar). Nestas estações, com o aumento da vazão próximo ao dia 15 de setembro e 16 de outubro ocorre uma forte atenuação da co-oscilação de maré, diminuindo a sua variação de forma decrescente do interior para a desembocadura, sendo extinta durante os picos de vazão nas #Gaspar e de #Ilhota. Pode ser observado também que ainda que a vazão fluvial influencie todas as espécies, o efeito sobre estas é diferenciado em amplitude e duração.

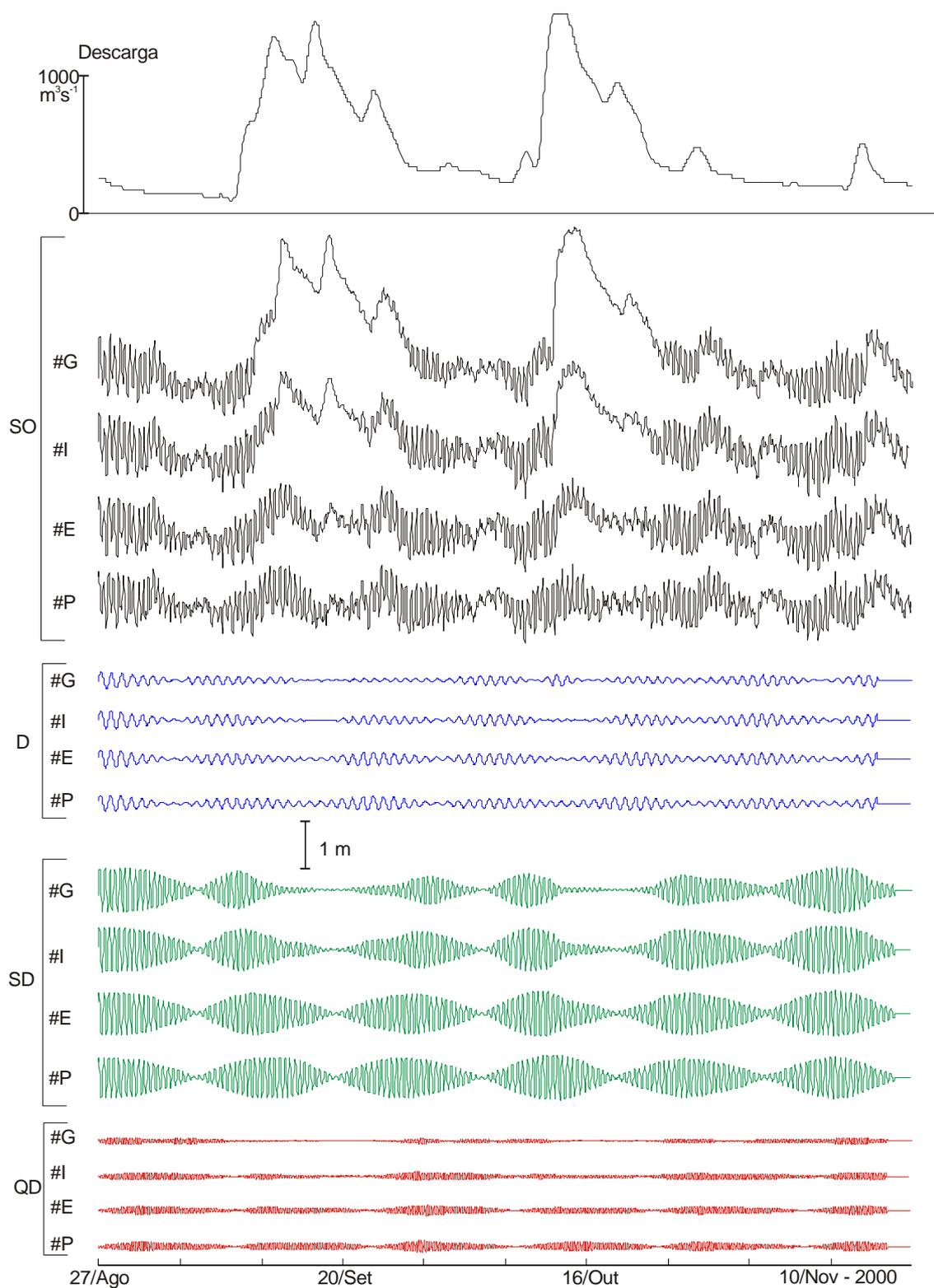


Figura 5.4 Séries temporais de descarga fluvial, níveis da água observados (SO) nas estações #Gaspar (#G), #Ilhota (#I), #Ebrasa (#E) e #Praticagem (#P), e as co-oscilações da maré nas frequências diurna (D), semi-diurna (SD) e quarti-diurna (QD) para o período de 27 de agosto até 15 de novembro de 2007.

## 5.2 Interações Estuário-Plataforma em FSubM

A Figura 5.5 apresenta as séries temporais observadas da descarga fluvial, pressão atmosférica, vento em vetores progressivos, nível da água na plataforma e no estuário, velocidade de corrente longitudinal no estuário, velocidade de corrente longitudinal na plataforma, e velocidade de corrente transversal na plataforma, para o período de 13 de outubro até 25 de novembro de 2000. As velocidades de corrente são apresentadas para os níveis de próximo da superfície, meia água e próximo ao fundo. As séries de vento, nível da água e velocidades de corrente são apresentadas também em FSubM. A descarga fluvial apresentou valores máximos de 1.200, 1.000 e 800  $\text{m}^3\text{s}^{-1}$  em três períodos (Figura 5.5a), com valor médio de 468  $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ . Considerando a média histórica de 270  $\text{m}^3\text{s}^{-1}$  (e.g. Schettini, 2002), o período em questão é considerado de alta descarga.

Durante este período foram observados oito sistemas frontais indicados pelas depressões atmosféricas, chegando a valores mínimos de 1005 mB (Figura 5.5b). O regime de ventos seguiu as variações no campo da pressão atmosférica superficial (Figura 5.5c). As inversões da direção do vento, do quadrante norte para o sul, de sentido anti-horário passando pelas componentes noroeste, sudoeste, sudeste e retornando para nordeste, correspondem às depressões atmosféricas. Os ventos mais fortes foram os do quadrante norte, com 13  $\text{ms}^{-1}$ , porém estes estão associados às brisas. Em FSubM foram registrados ventos com velocidades em torno de 8  $\text{ms}^{-1}$  e do quadrante sul.

As oscilações predominantes no nível de água, tanto do estuário quanto na plataforma, estão primeiramente relacionadas à maré astronômica. Os valores máximos e mínimos foram em torno de 1 m (Figura 5.5d). Porém, em pelo menos três eventos, os níveis de água em FSubM apresentaram valores máximos de 0,5 m. Os valores mínimos observados estão em torno de 0,3 m. As correntes estuarinas seguem o padrão oscilatório das marés, porém com períodos de vazante em toda a coluna de água durante os picos de descarga fluvial, e apresentando nestes períodos os máximos valores de 120  $\text{cms}^{-1}$ . As correntes estuarinas em FSubM foram diretamente influenciadas pelas oscilações na descarga fluvial, com vazantes chegando a 100  $\text{cms}^{-1}$  na camada mais superficial. A estrutura vertical de correntes no estuário respondeu similarmente a altas

descargas, porém as correntes meio e fundo apresentaram sentido de enchente durante alguns períodos.

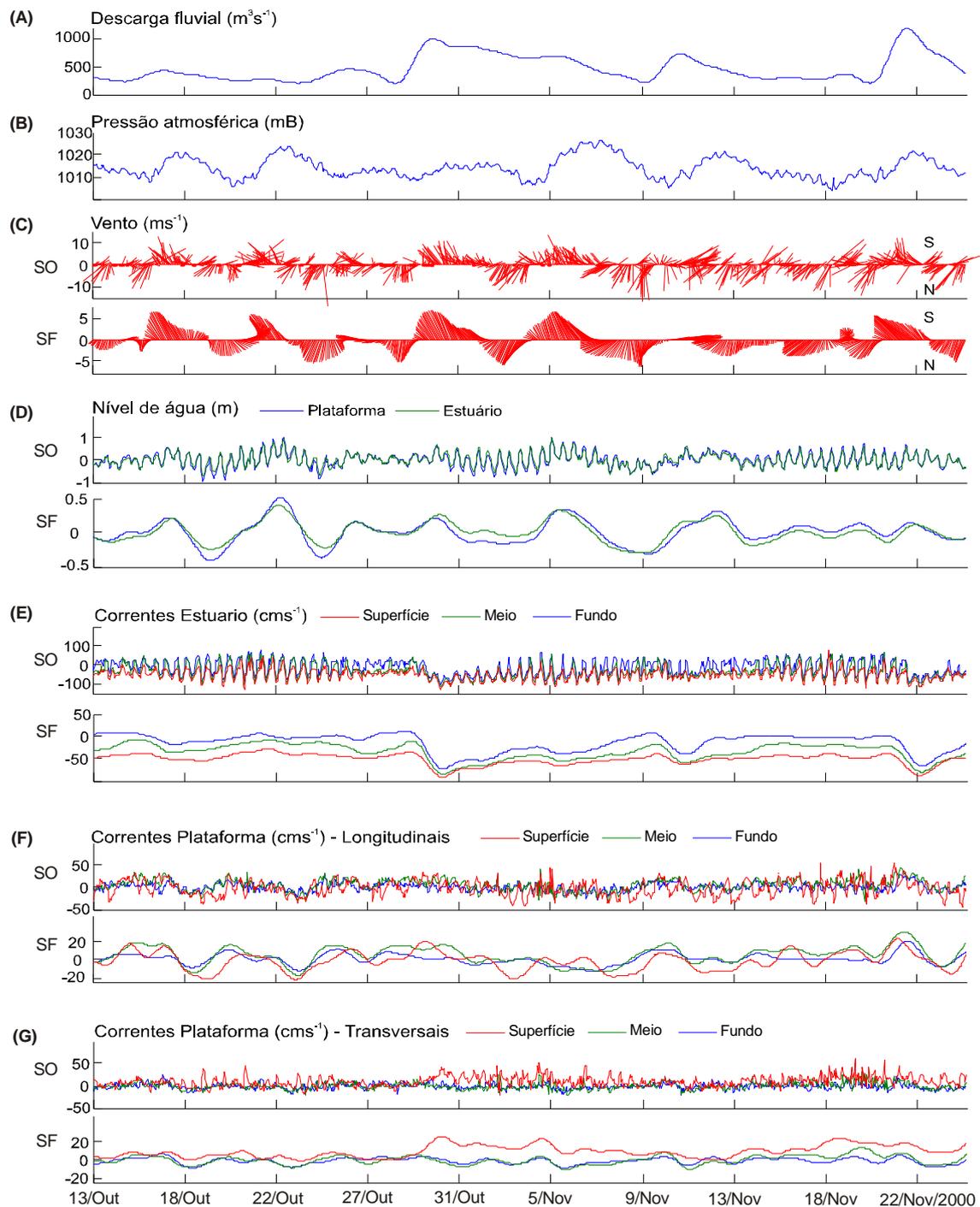


Figura 5.5 Séries temporais de (A) descarga fluvial, (B) pressão atmosférica, (C) vento observado (SO) e filtrado (SF), (D) nível da água observado (SO) e filtrado (SF) na plataforma (azul) e no estuário (verde), (E) correntes no estuário observada (SO) e filtrada (SF) em superfície (vermelho), meio (verde) e fundo (azul), (F) correntes na plataforma longitudinais observadas (SO) e filtradas (SF) em superfície (vermelho), meio (verde) e fundo (azul), e (G) correntes na plataforma transversais observadas (SO) e filtradas (SF) em superfície (vermelho), meio (verde) e fundo (azul).

As correntes longitudinais e transversais na plataforma continental (Figura 5.5f,g) apresentaram um padrão relacionado às inversões do vento, indicando que estas possuem uma menor influência da maré oceânica quando comparadas as correntes estuarinas. As correntes longitudinais em FSubM apresentaram comportamento aproximadamente similar em toda a coluna de água, para norte com a atuação dos ventos de sul que acompanham as baixas pressões atmosféricas. Os maiores valores foram de  $25 \text{ cms}^{-1}$  e ocorreram nestes períodos. As correntes transversais superficiais apresentaram valores de no máximo  $20 \text{ cms}^{-1}$ . As correntes transversais à costa nos níveis de meia água e próximo ao fundo apresentaram comportamento similar, com valores mais reduzidos de velocidade, em torno de  $10 \text{ cms}^{-1}$ . As duas componentes superficiais das correntes longitudinais e transversais diferiram das do meio e fundo, indicando que outro fator influenciou o movimento na camada superficial.

A Figura 5.6 apresenta os dados de velocidade e direção de correntes e de vento através de diagramas polares. Os tons para o vermelho indicam maior número de ocorrências, que diminuem para o azul, sendo que o branco indica ausência de observações. O regime de ventos durante o período é representado em notação meteorológica, ou seja, de onde o vento vem (Figura 5.6d). As máximas velocidades observadas foram de  $19 \text{ ms}^{-1}$ , com direção de sudoeste. O vento predominante foi do quadrante norte, com baixas velocidades, seguido das direções sudoeste com velocidades em torno de  $6 \text{ cms}^{-1}$ , e de nordeste e sudeste, com velocidades variando de 6 a  $12 \text{ cms}^{-1}$ .

As correntes estuarinas, nos três níveis (Figura 5.6a,b,c) apresentaram comportamento fortemente bimodal, com a variância confinada no eixo longitudinal do estuário. As correntes de vazante apresentaram valores maiores em comparação as de enchente, variando entre 100 a  $130 \text{ cms}^{-1}$ , diminuindo para os níveis mais profundos. As correntes de enchente foram maiores no fundo, em torno de  $70 \text{ cms}^{-1}$ , e diminuíram para a superfície. As correntes na plataforma apresentaram menor efeito das oscilações de maré (Figura 5.6e,f,g), com maior variabilidade das direções na superfície. Ainda assim é possível observar que houve um predomínio de correntes no eixo norte-sul. As maiores velocidades foram em torno de  $60 \text{ cms}^{-1}$  na superfície, diminuindo para o fundo, onde os valores máximos foram de  $30 \text{ cms}^{-1}$ . Nos níveis de superfície e fundo as componentes transversais foram mais significativas do que no meio. As correntes de

sentido leste apresentaram máximas velocidades da ordem de  $57 \text{ cms}^{-1}$  na superfície, e de sentido oeste da ordem de  $20 \text{ cms}^{-1}$  no fundo. Estes regime de inversão de correntes vertical na plataforma foi sugerido por Schettini *et al.* (1998) e Schettini & Zaleski (2006), como resultado do efeito de transferência de momentum da pluma do estuário. A dispersão do diagrama para leste seria o deslocamento da pluma em direção a plataforma adjacente, nos primeiros 1 a 2 m da superfície, enquanto que a componente de sentido oeste seria uma compensação de volume retirado pelo processo de intrusão de massa na interface da pluma com a água estuarina.

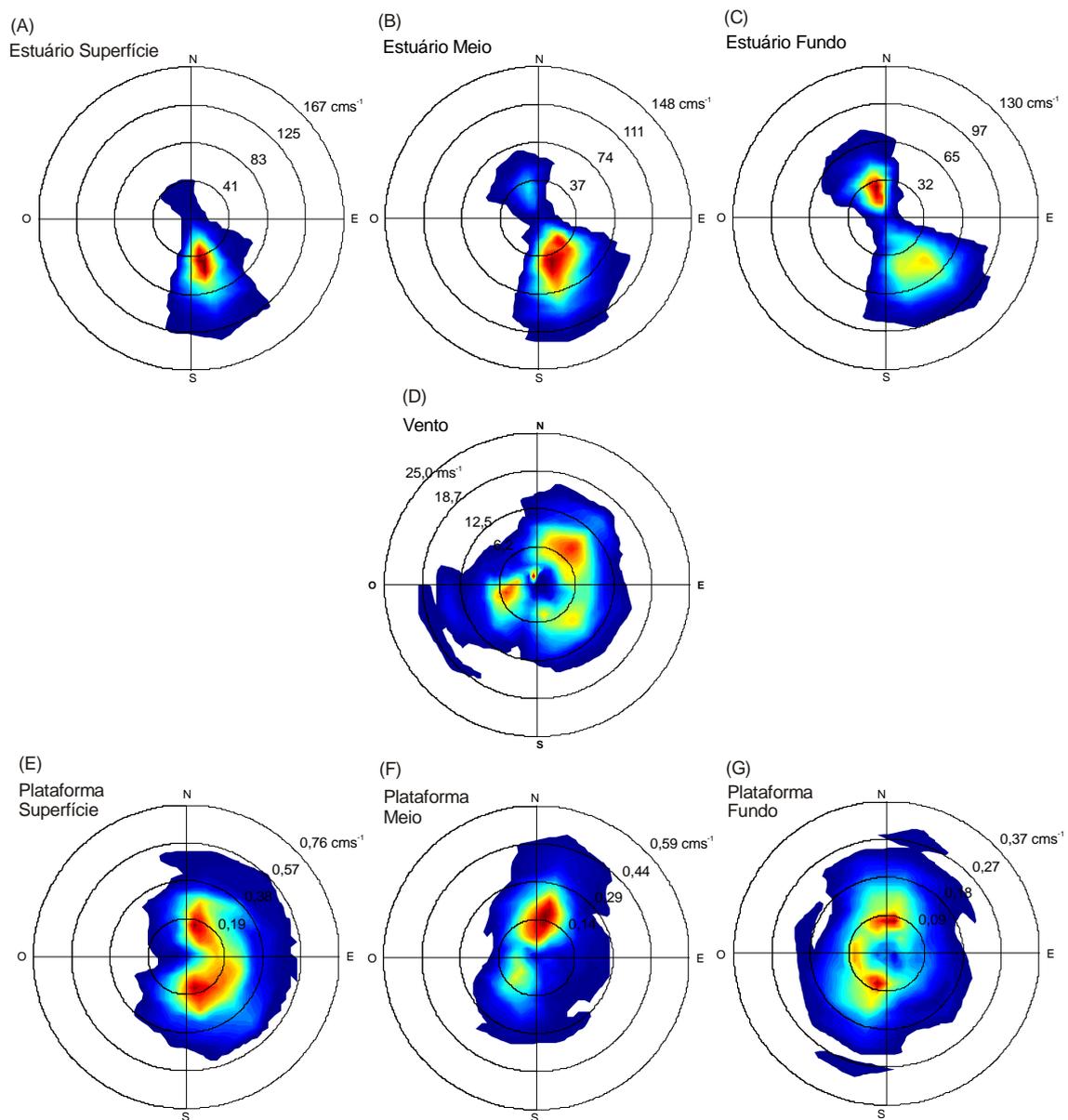


Figura 5.6 Diagrama de distribuição polar de correntes e vento (valores em  $\text{ms}^{-1}$ ). (A,B,C) estuário nos níveis de superfície, meio e fundo, respectivamente; (D) vento; e (E,F,G) plataforma nos níveis de superfície, meio e fundo, respectivamente.

A Tabela 5.8 apresenta a decomposição das variâncias das séries de dados de pressão atmosférica, vento, nível da água e das correntes. A variância da pressão atmosférica está quase na sua totalidade (95%) em FSubM, embora o vento apresente uma equivalência entre a energia em FM e FSubM, principalmente na componente longitudinal. A componente transversal do vento apresenta maior energia em FM, o que é explicado pelo regime de brisa marinha. A variância do nível da água no estuário apresentou 70% da energia em FM. As correntes estuarinas também apresentaram maior energia em FM, com valores crescentes do fundo para a superfície, de 72 a 82%. As correntes na plataforma apresentaram padrão mais complexo. As correntes longitudinais em superfície e fundo apresentaram maior energia em FM, enquanto que em meia água a maior energia foi em FSubM. O padrão é similar para as correntes transversais, contudo em meia água é observada uma equivalência de energia entre FM e FSubM. A tendência de longo período foi pequena praticamente para todos os casos, com exceção das correntes transversais na plataforma em superfície, que contabilizaram 7,3% da energia do sinal.

Tabela 5.8: Decomposição da variância das séries horárias de correntes, níveis de água, ventos e pressão atmosférica.

		<b>Parâmetros</b>	<b>FM (%)</b>	<b>FSubM (%)</b>	<b>Tendência (%)</b>	
<b>Meteorologia</b>		Pressão Atmosférica	5	95	0,2	
	Vento	Longitudinal (S-N)	50	49	0,7	
		Transversal (O-L)	69	30	1,0	
<b>Nível</b>		Estuário	72	28	0,1	
		Plataforma	69	31	0,1	
<b>Correntes</b>	Estuário	Superfície	82	17	1,3	
		Meio	75	23	2,3	
		Fundo	72	27	1,6	
	Plataforma	Longitudinal (N-S)	Superfície	63	37	0,0
			Meio	35	65	0,5
			Fundo	50	50	0,0
		Transversal (L-O)	Superfície	66	27	7,3
			Meio	51	47	2,4
			Fundo	66	34	0,1

Os resultados da análise espectral sobre as séries temporais são apresentados na Figura 5.7. O espectro de energia para a tensão do vento longitudinal (Figura 5.7 a) apresenta predomínio da componente em FSubM, modulada pelos os ventos do quadrante norte predominantes do Anticiclone do Atlântico Sul e dos ventos do quadrante sul devido a propagação de sistemas frontais. A energia no eixo transversal (Figura 5.7 b) está mais distribuída com as componentes em FM, com picos de energia em escalas diurnas e semi-diurnas. Estas últimas indicam a importância do regime de brisas de terra e de mar. Os espectros de energia de nível de água, tanto do estuário como da plataforma (Figura 5.7 c,d) são similares para todas as escalas de frequência analisadas. A maior porção de energia está concentrada em FM, com dominância da componente semi-diurna, seguida pelas oscilações em FSubM.

Os espectros de correntes, estuarinas e de plataforma, e para esta última, longitudinais e transversais, apresentam maior variabilidade. Os espectros da corrente longitudinal estuarina na coluna de água (Figura 5.7 e,f,g) mostram a dominância da componente semi-diurna da co-oscilação da maré, ocorrendo o aumento da importância desta e também das oscilações em FSubM da superfície para o fundo. As correntes estuarinas apresentam energia com uma ordem de grandeza maior que as correntes na plataforma. Os fluxos longitudinais na plataforma apresentam maior energia, com predomínio das oscilações em FSubM, ainda que com diminuição para as camadas mais profundas (Figura 5.7 h,i,j). A energia relacionada com a maré, diurna ou semi-diurna, é quase que totalmente atenuada na meia água ou próximo ao fundo, o mesmo ocorrendo com a componente transversal da corrente. A energia das oscilações em FSubM das correntes transversais permanece aproximadamente homogênea, com pouca alteração para as maiores profundidades (Figura 5.7 k,l,m).

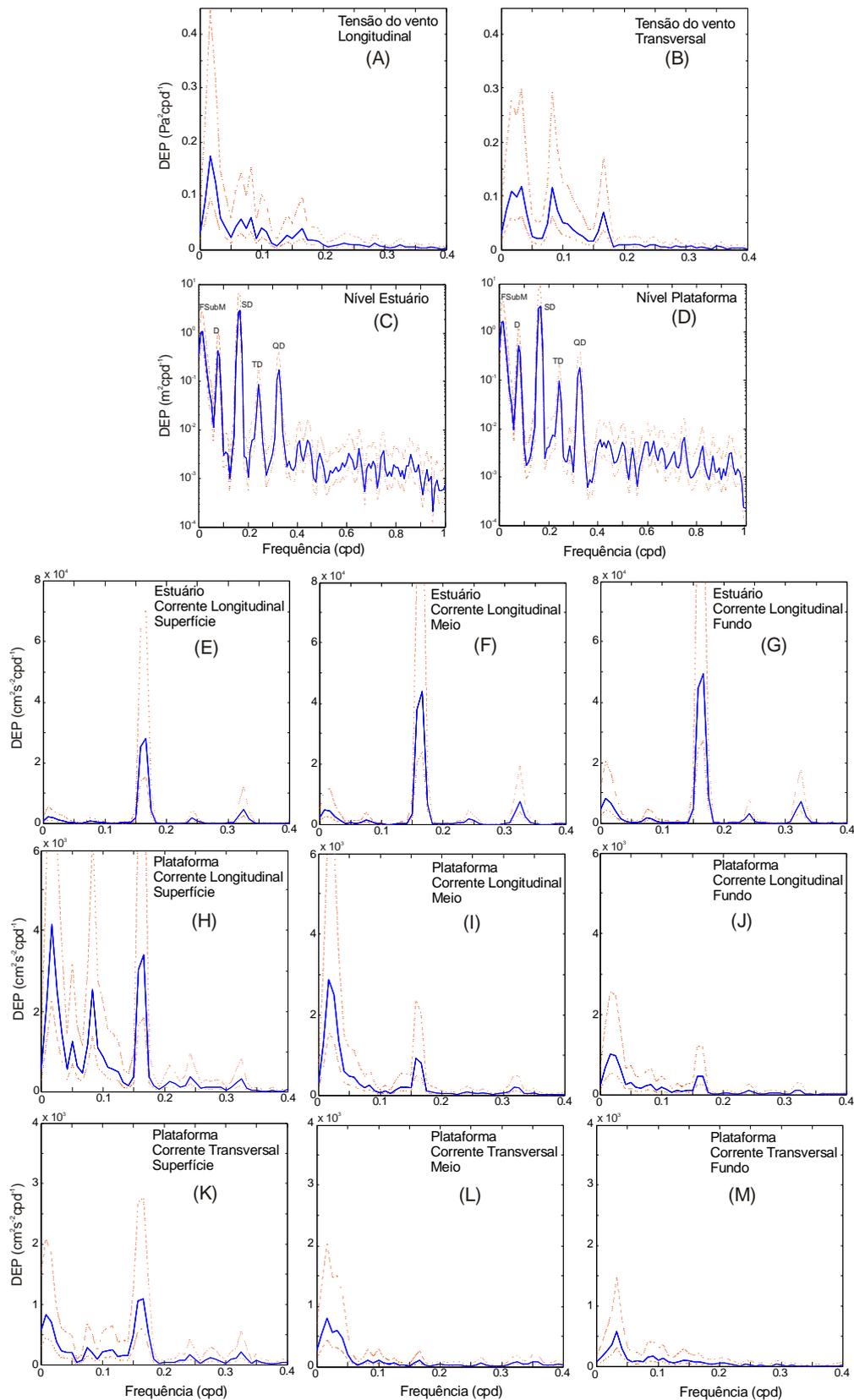


Figura 5.7 Densidade espectral de potência (DEP) da tensão do vento longitudinal (A) e transversal (B), do nível da água no estuário (C) e plataforma (E), das correntes estuarinas em superfície (E), meia água (F) e fundo (G), das correntes longitudinais na plataforma em superfície (H), meia água (I) e fundo (J), e das correntes transversais na plataforma em superfície (K), meia água (L) e fundo (M).

Os espectros de potência das séries temporais originais obtidos pela análise de ondeletas são apresentados na Figura 5.8. Níveis mais altos de energia (em vermelho) nas FM e FSubM, e para intervalos de tempo similares ao longo das séries, entre os dias 17/10 a 20/11, podem ser vistos em quase todos os espectros. A distribuição da energia da pressão atmosférica (Figura 5.8a) mostra o predomínio de oscilações em FSubM, entre 32 a 256 hs. As variações diárias da pressão atmosférica podem ser vistas entre 8 e 16 horas. Os espectros da tensão do vento longitudinal e transversal refletem os espectros obtidos com a análise espectral (Figura 5.7), com o diferencial de se conhecer onde e quais os períodos estes ventos tiveram maior energia. A tensão do vento longitudinal apresentou predomínio das oscilações em FSubM, entre 64 a 256 horas e para todo o período da série (Figura 5.8b). Próximo ao dia 07/11 pode ser observado um aumento desta variância, porém em escala de 8 a 32 horas. Similarmente, a tensão do vento transversal apresentou maior energia em escala diária, próximo ao dia 07 (Figura 5.8c). A energia em FSubM predominou a partir do meio para o fim da série, e com intensidade maior nos dias 07 a 16/11. Na faixa de períodos de 12 horas os ciclos de sizíguas e quadraturas podem ser claramente observados nas séries de nível de água (Figura 5.8d,e). Em períodos maiores, de 64 a 256 horas (2,7 a 10,7 dias, respectivamente), uma faixa contínua de maior energia indica processos em FSubM.

O espectro da descarga fluvial (Figura 5.8f) mostrou 3 eventos de maior energia em FSubM a partir do dia 26/10, estando estes relacionados aos picos observados na Figura 5.1. As correntes estuarinas apresentaram espectros similares aos espectros de nível da água, com forte dominância na faixa de 12 horas (Figura 5.8g,h,i). Em períodos maiores, de 64 a 256 horas (2,7 a 10,7 dias, respectivamente), uma faixa contínua de maior energia indica processos em FSubM. Similarmente ao espectro obtido pela análise espectral (Figura 5.7), pode ser observado um aumento da energia em FSubM da superfície para o fundo. As correntes longitudinais na plataforma em todos os níveis apresentaram maior energia em FSubM, sendo maior nas camadas mais profundas (Figura 5.8j,k,l), embora mais variável ao longo do tempo. As oscilações em FSubM também predominaram nas correntes transversais na plataforma continental (Figura 5.8m,n,o), sendo interessante observar a faixa contínua de energia ao longo da série e em períodos de 64 a 128 hs para a porção intermediária da coluna de água.

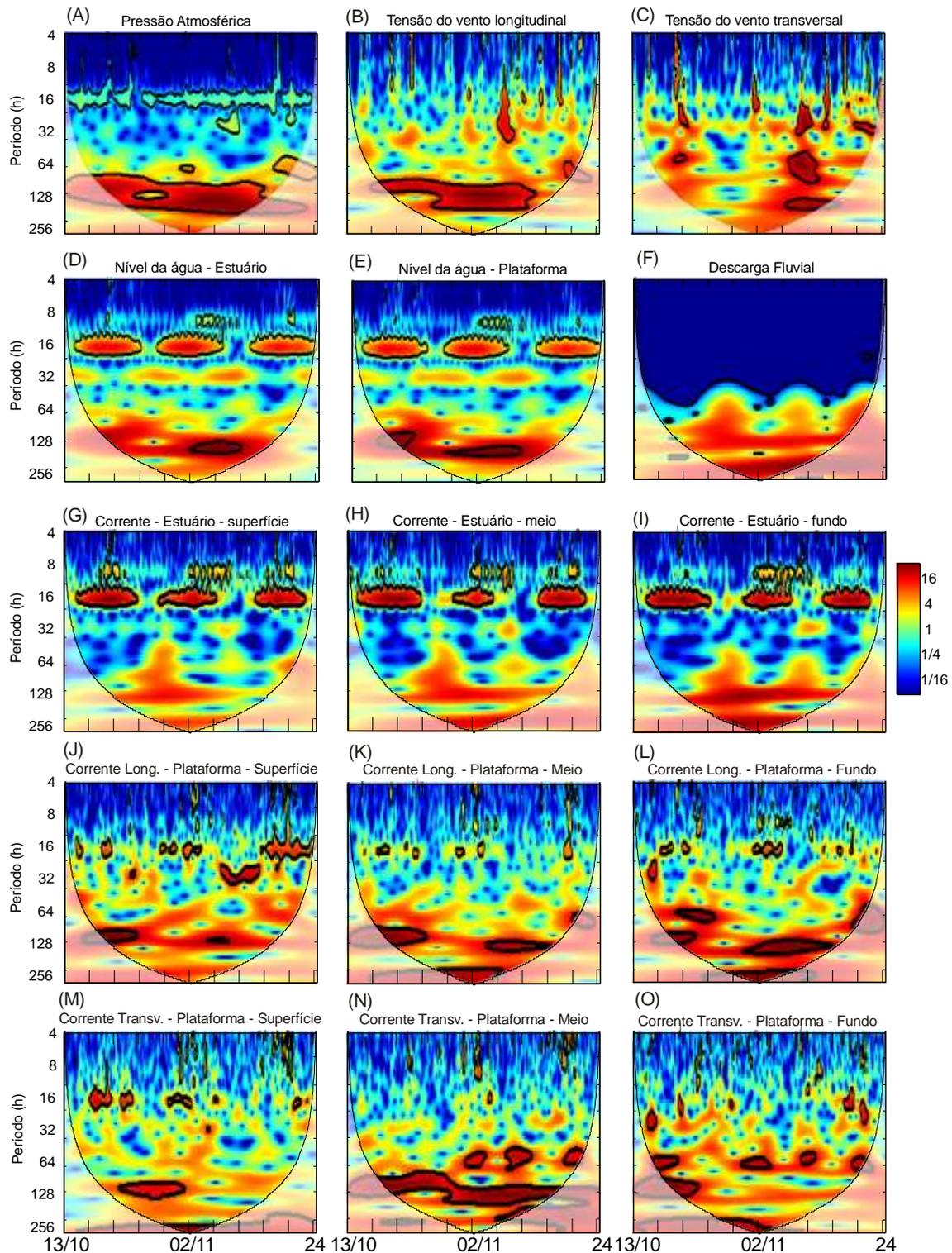


Figura 5.8 Espectros de potência para cada parâmetro observado: (a) nível de água, (b) correntes longitudinais estuarinas, (c) correntes longitudinais e transversais na plataforma continental, (d) tensão do vento longitudinal e transversal, e (e) pressão atmosférica e descarga fluvial. A variância associada a cada período e ao longo da série é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância de 5% (contornos em linha preta).

## 6. MODULAÇÃO DA CO-OSCILAÇÃO DA MARÉ

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos a partir das AH e AO para a determinação dos constituintes harmônicos de maré e espécies diurnas, semi-diurnas e de águas rasas, ao longo do estuário do rio Itajaí-açu (#Praticagem, #Ebrasa, #Ilhota e #/Gaspar), bem como os parâmetros indicativos das interações não lineares (cf. Capítulo 5). São analisados os períodos distintos para condições de baixa descarga, alta descarga e baixa descarga com eventos de maré meteorológica e a respectiva modulação na co-oscilação de maré.

### 6.1 *Baixa Descarga*

O comportamento dos principais constituintes de maré diurnos  $O_1$  e  $K_1$ , semi-diurnos  $M_2$  e  $S_2$ , e o componente de água rasa  $M_4$  ao longo do estuário na condição de baixa descarga fluvial foi analisado primeiramente através da comparação das amplitudes destes constituintes nas quatro estações ao longo do estuário. A Figura 6.1 (ab) apresenta a razão da amplitude dos constituintes pela amplitude de referência dos mesmos, considerando como referência as constantes harmônicas obtidas para a #Cabeçudas com a AH aplicada sobre seis meses de registros (Tabela 6.1). Valores acima da unidade indicam amplificação em relação à maré costeira, e valores abaixo da unidade, atenuação. São apresentados os resultados para os períodos P2 e P3 (cf. Capítulo 5) uma vez que estes apresentam as séries completas nas quatro estações. O semi-diurno  $M_2$  apresentou razão de amplitude de 1,1 para ambos os períodos, indicando amplificação da ordem de 10% a partir da #Cabeçudas. O constituinte semi-diurno  $S_2$  apresentou comportamento diferenciado entre os dois períodos: no P2 acompanhou as variações da  $M_2$ , com amplificação, enquanto que no P3 apresentou atenuação em todas as estações com exceção da #Ilhota. O constituinte diurno  $O_1$  apresentou atenuação ao longo do estuário nos dois períodos, porém com atenuação menos pronunciada no P3, com a razão de amplitude de um na # Ilhota. O constituinte

diurno  $K_1$  foi o que apresentou maior razão de amplitude, chegando a 1,3 na #Ilhota, e diminuindo para 1,2 na #Gaspar, em ambos períodos. O componente de água rasa  $M_4$  foi o constituinte que apresentou maior atenuação de 0,75 a 0,85 nos P2 e P3, respectivamente. No P2 este harmônico apresentou uma atenuação no baixo estuário, sendo esta dissipação crescente até a #Ilhota. No P3 apresentou-se atenuado já na entrada do sistema estuarino, sendo dissipado em maior grau na #Ebrasa.

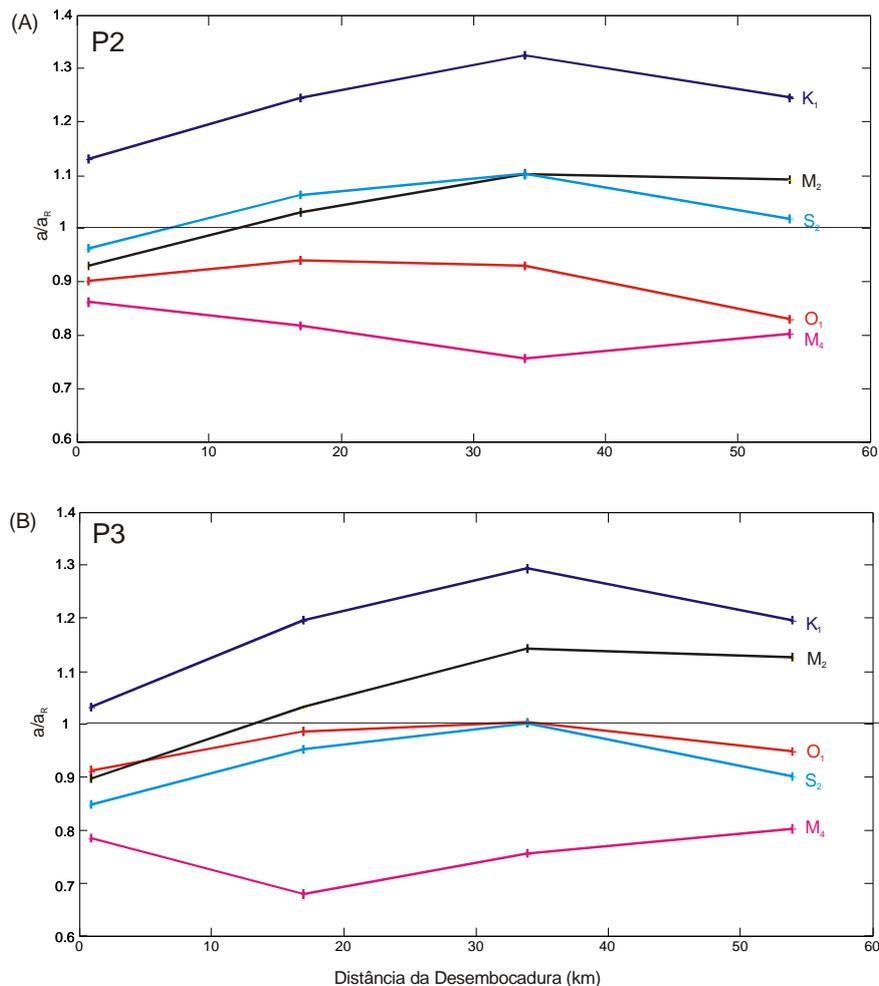


Figura 6.1 Razão de amplitude dos principais harmônicos ao longo do estuário durante os períodos: (A) P2 e (B) P3, a partir da desembocadura (#Praticagem) até 55 km a montante (#Gaspar).

A AH apresenta o comportamento dos constituintes harmônicos de maré integrados para o período de 29 dias de análise. A AO, complementarmente a AH, permite obter o comportamento dos constituintes ao longo do tempo, embora não permita individualizar especificamente os harmônicos. As espécies calculados pela AO,  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$ , representam a soma das oscilações em frequências diurnas, semi-diurnas e de quarti-diurnas, respectivamente. As Figuras 6.2 e 6.3 apresentam os resultados

obtidos com a AO para um ciclo de maré de 15 dias, entre 19 de agosto e 8 de setembro de 2000 (período P2).

Tabela 6.1: Amplitude (em cm) e fase (em graus) das principais constantes harmônicas de Cabeçudas (fonte: Truccolo *et al.*, 2004).

Constituinte/ Componente	Amplitude (cm)	Fase (graus)
O <sub>1</sub>	10,87	67,95
K <sub>1</sub>	6,20	134,13
M <sub>2</sub>	25,86	53,28
S <sub>2</sub>	18,30	53,28
M <sub>4</sub>	6,62	78,77

As oscilações de nível de água observado apresentaram um claro padrão semidiurno, mais evidente entre os dias 25 de agosto e 4 de setembro, em todas as estações (Figura 6.2 b). As amplitudes das espécies apresentaram variação coerente ao padrão sizígia/quadratura (Figura 6.2 c,d,e). A espécie D<sub>2</sub> apresentou valores mínimos da abaixo de 0,1 nos dias 22 de agosto e 6 de setembro, chegando ao máximo de 0,4 no período de 27 a 31 de agosto. A espécie D<sub>1</sub> apresentou um padrão similar, porém com uma variação menor da ordem de 0,2, sendo interessante notar que os mínimos da primeira quadratura antecederam os mínimos da D<sub>2</sub> em torno de um dia, e em dois dias para a segunda quadratura. Também é notável que enquanto a variação temporal da D<sub>2</sub> é em forma de U invertido, a variação da D<sub>1</sub> é em forma de V invertido. A espécie D<sub>4</sub> apresentou variação de no máximo 0,1 nas quatro estações, chegando próximo a zero em alguns momentos. Diferente do observado para D<sub>2</sub> e D<sub>1</sub>, a D<sub>4</sub> não apresenta um padrão quadratura/sizígia evidente, com seus valores mínimos sendo observados no início da sizígia, e valores máximos ao final da sizígia, 5 dias após. É interessante notar que durante os períodos de mudança de quadratura para sizígia e sizígia para quadratura (no início e final do registro), a espécie D<sub>2</sub> diminuiu significativamente, sendo que no dia 6 de setembro chega a ser menor do que as D<sub>1</sub> e D<sub>4</sub>.

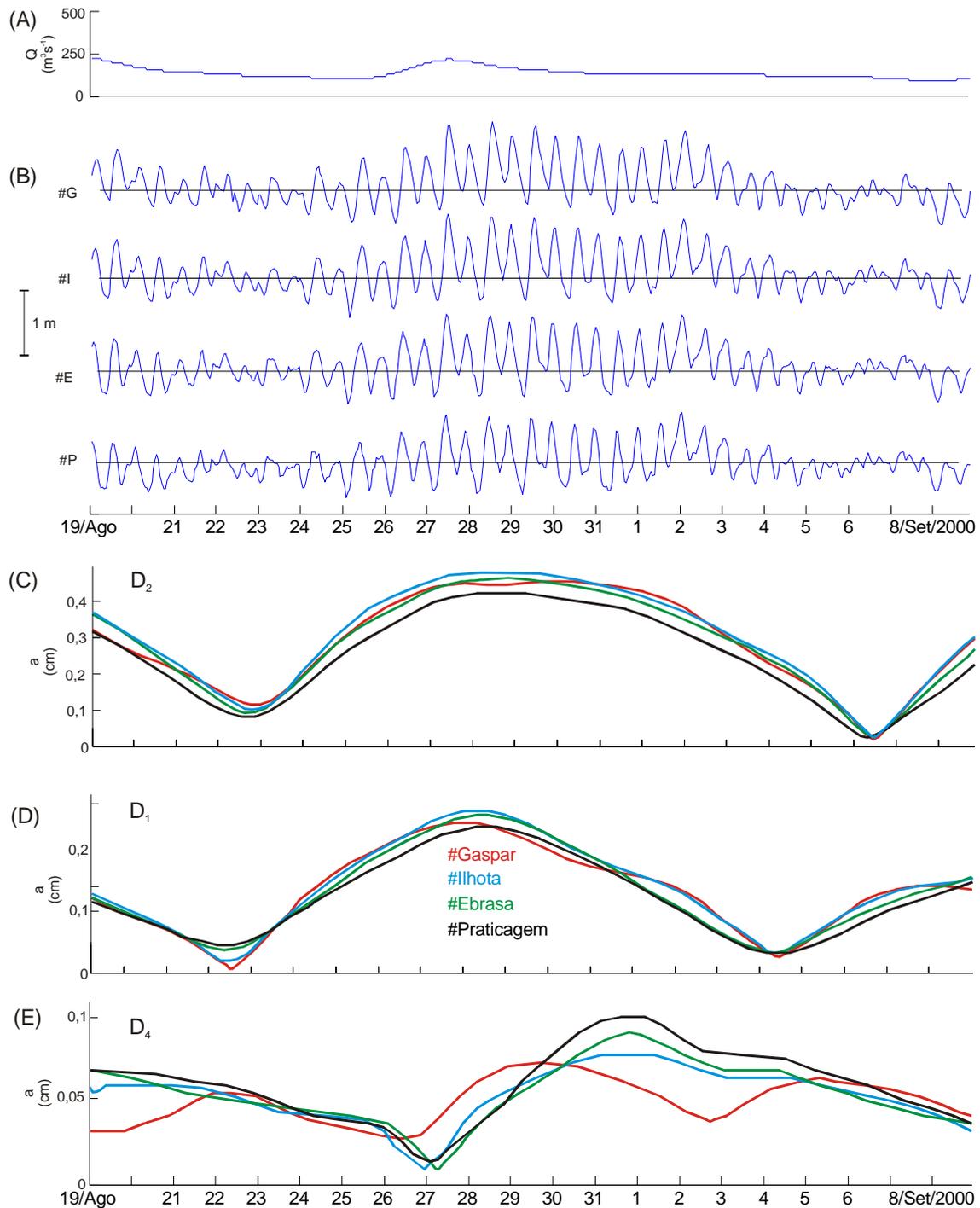


Figura 6.2 Descarga fluvial (A), nível de água observado ao longo do estuário (B) e amplitudes das espécies semi-diurnas  $D_2$  (C) diurnas  $D_1$  (D) e quarti-diurnas  $D_4$  (E) calculados pela AO para o período P2.

O comportamento da co-oscilação ao longo do estuário também foi analisado através da comparação das amplitudes das espécies calculadas pela AO nas diferentes estações. As amplitudes das estações #Ebrasa, #Ilhota e #Gaspar foram divididas pela amplitude da estação #Praticagem. A Figura 6.3 (a,b,c) mostra a evolução espacial e temporal da co-oscilação no estuário através do cálculo da razão das amplitudes das

espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  para o mesmo período apresentado na Figura 6.2. A espécie  $D_2$  foi a que apresentou amplificação durante quase todo o período analisado e em todas as estações. Este aumento foi pequeno e aproximadamente constante durante o período de 26 de agosto a 2 de setembro, com um valor em torno de 1,3 em todas as estações. Porém, durante as mudanças de quadratura para sizígia e sizígia para quadratura, o aumento foi mais significativo nas #Gaspar e #Ilhota. Nos dias 22 e 23, a razão de amplitude foi maior na #Gaspar, em torno de 1,6, seguido da #Ilhota, 1,4, e #Ebrasa, 1,2, evidenciando a amplificação da espécie estuário adentro. Nos dias 6 a 8 de setembro, após uma significativa amplificação em torno de 1,7 similar para #Gaspar e #Ilhota, ocorreu uma atenuação expressiva para quase todas as estações, chegando a um valor próximo a 0,4 para a #Gaspar.

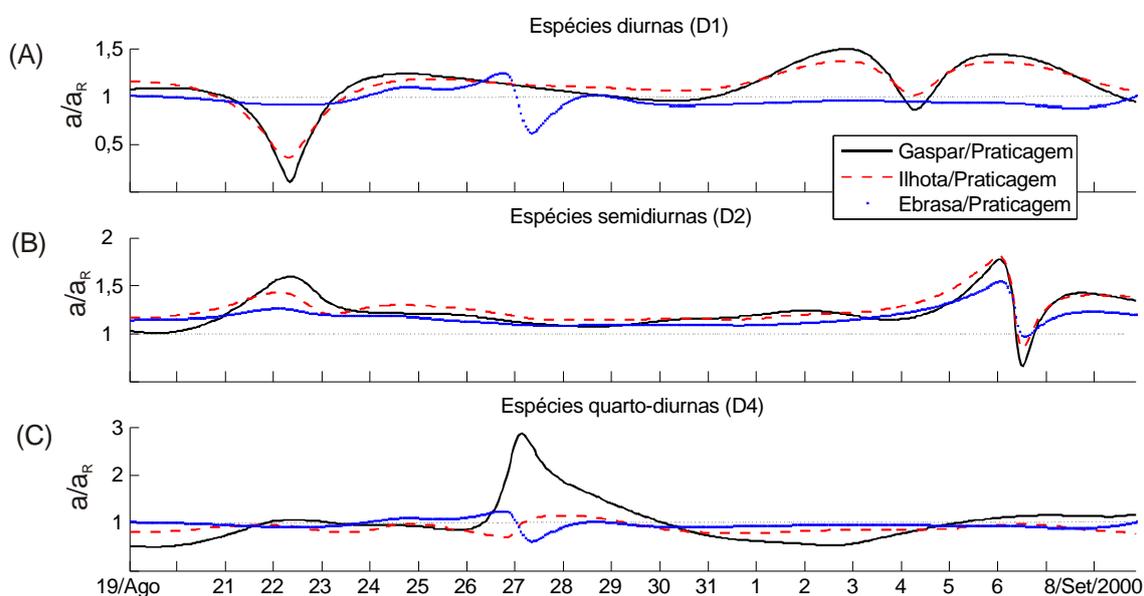


Figura 6.3 Razão das amplitudes ( $a$ ) em relação a amplitude de referência ( $a_R$  - #Praticagem) das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  calculadas pela AO, durante o P2.

Os comportamentos das espécies  $D_1$  e  $D_4$  ao longo do estuário foram comparativamente mais complexos do que os da  $D_2$  (Figura 6.3 bc). A espécie  $D_1$  na #Ebrasa apresentou valores aproximadamente constantes e menores que na desembocadura a maior parte do tempo, exceção para os dias 24 a 28 de agosto, quando após uma pequena amplificação da ordem de 0,2 ocorreu uma atenuação da ordem de 0,4. Esta espécie apresentou valores similares na #Gaspar e #Ilhota, amplificados em torno de 1,2 durante o período de sizígia. A espécie  $D_4$  apresentou atenuação em todas as estações, sugerindo que a desembocadura do estuário atua como um filtro para esta

espécie na sua propagação estuário adentro. Contudo, a  $D_4$  apresentou uma amplificação muito expressiva (em torno de 3) no dia 27 de agosto na #Gaspar.

Os valores de fase relativa (FR) indicam assimetria temporal entre as preamares e baixamares, variando de  $20^\circ$  a  $55^\circ$  maiores que na costa (FR na #Cabeçudas de 28, Truccolo *et al.*, 2004), indicando que houve uma tendência de enchentes cada vez mais curtas do que as vazantes no sentido estuário acima. O resultado no sinal do nível da água é um perfil levemente distorcido da curva da co-oscilação. Esta assimetria está relacionada ao efeito, ainda que pequeno, da fricção ao longo do sistema, como indicaram os valores de R e FR. A Figura 6.4 (abcd) apresenta dois períodos de registros para exemplificar a assimetria temporal observada. A figura apresenta a comparação das curvas da co-oscilação medida e a correspondente prevista em dois períodos de sizígia (P2 e P1). A primeira curva foi obtida pela subtração dos níveis observado e filtrado, e a segunda foi obtida através de AH para um período de 15 dias durante baixa descarga e sinopticamente para cada período e para cada estação. Esta última representa as oscilações em FM sem influência de qualquer outro processo que não a maré oceânica. Foi possível observar que a onda se propaga para o interior com um atraso de horas entre as estações, sendo maior nos períodos de baixamares, e.g., no P2, para o dia 27 de agosto, a baixamar na #Praticagem ocorreu às 07 horas, ocorrendo aproximadamente 3hs depois #Gaspar (Figura 6.4 b). A preamar seguinte ocorreu às 14 horas na desembocadura, e às 16 horas no alto estuário. O mesmo padrão de assimetria pode ser observado para o P1. Apesar da distorção da curva, com atrasos de fase em torno de 3 hs da região do baixo para o alto estuário, assimetrias de altura da co-oscilação ao longo do estuário foram pequenas (Figura 6.4 d), havendo apenas um pequeno aumento para o interior do sistema observado tanto na curva da co-oscilação observada (Figura 6.4) como no nível observado (Figura 6.2b). Em função deste resultado, o estuário do rio Itajaí-açu até a altura da #Gaspar é caracterizado como síncrono em períodos de baixa descarga fluvial (de acordo com a classificação de Nichols & Biggs, 1985).

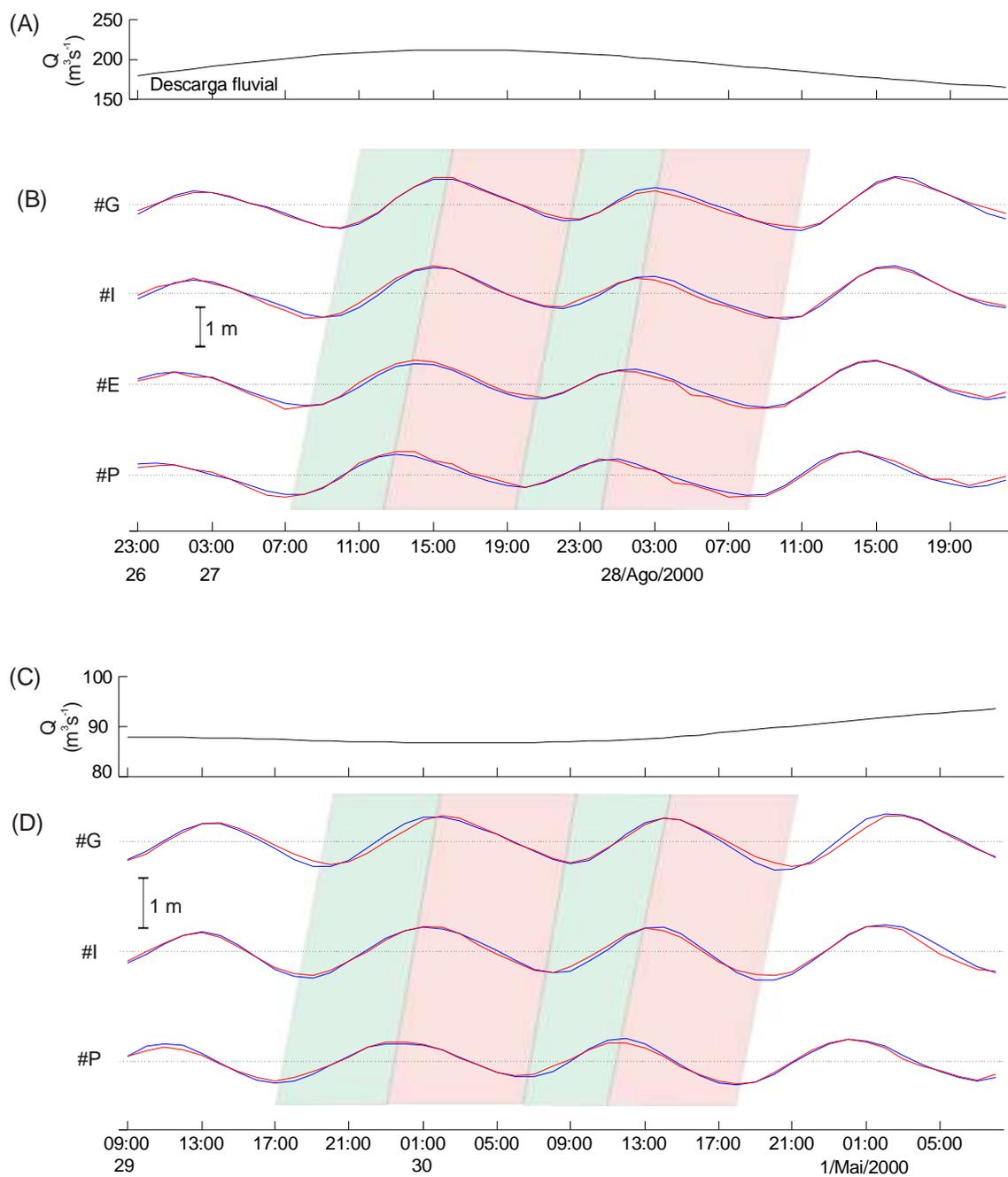


Figura 6.4 Descarga fluvial (A,C) e a co-oscilação da maré astronômica observada (vermelho) e maré prevista (azul) ao longo do estuário para os períodos P2 (B) e P1 (D), durante sizígia.

## 6.2 Alta Descarga

Além dos processos friccionais e morfológicos que afetam o comportamento da maré na sua propagação estuário acima, a descarga fluvial é outro fator que pode ser relevante. A co-oscilação de maré no estuário do rio Itajaí-açu é afetada significativamente durante eventos de alta descarga, embora de maneira diferenciada ao longo do estuário (cf. Capítulo 5). A Figura 6.5 apresenta a razão de amplitude dos constituintes da co-oscilação de maré ao longo do estuário tendo como referência seus respectivos valores costeiros na #Cabeçadas para os períodos P8 e P9. Embora P7 fosse o período que apresentou maior descarga fluvial média, os constituintes  $O_1$  e  $K_1$  não foram detectados pela AH. Desta forma, os períodos P8 e P9 foram escolhidos para exemplificar por apresentarem maior número de constituintes. Ambos os períodos e todos os harmônicos apresentaram valores de amplitude menores que os da costa (cf. Tabela 6.1), sugerindo que já na desembocadura houve atenuação. A evolução do comportamento dos constituintes diurnos, semi-diurnos e de água rasa até o alto estuário mostrou que houve dissipação crescente para o interior do estuário no P8. A atenuação foi da ordem de 0,4, ou 60%. A diferença de fluxo fluvial entre estes períodos,  $\sim 400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , foi refletida nos padrões de atenuação. No P9 houve menor atenuação registrada na #Ebrasa, com exceção para a  $K_1$ . Durante este período a dissipação foi maior na #Gaspar, chegando a um máximo de 0,6 para  $O_1$  e  $M_4$ . Entre a #Praticagem e #Ilhota praticamente não ocorre atenuação, com a razão de amplitude permanecendo em torno de 0,85 e 0,95.

A Figura 6.6 (a,b,c,d,e) apresenta o período de dados de descarga e nível da água observado entre 10 e 23 de outubro de 2000, quando ocorreu um evento de alta descarga fluvial prolongado, e os comportamentos das amplitudes das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$ . A descarga fluvial chegou a  $1.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  e manteve este valor entre os dias 12 a 14 de outubro. O nível de água na #Gaspar respondeu a este evento chegando a uma elevação total em torno de 3,5 m acima do nível médio. Esta elevação foi proporcionalmente menor para as estações a jusante da #Gaspar, sendo quase imperceptível na desembocadura. A energia dos movimentos em FM no nível de água foi fortemente atenuada no alto e médio estuário durante este período de alta vazão, observado pela atenuação do sinal da maré em #Gaspar e #Ilhota. Contrariamente, o nível de água na

desembocadura mostrou pouca alteração, seguindo ainda o padrão periódico da maré, bastante similar aos períodos de baixa descarga fluvial.

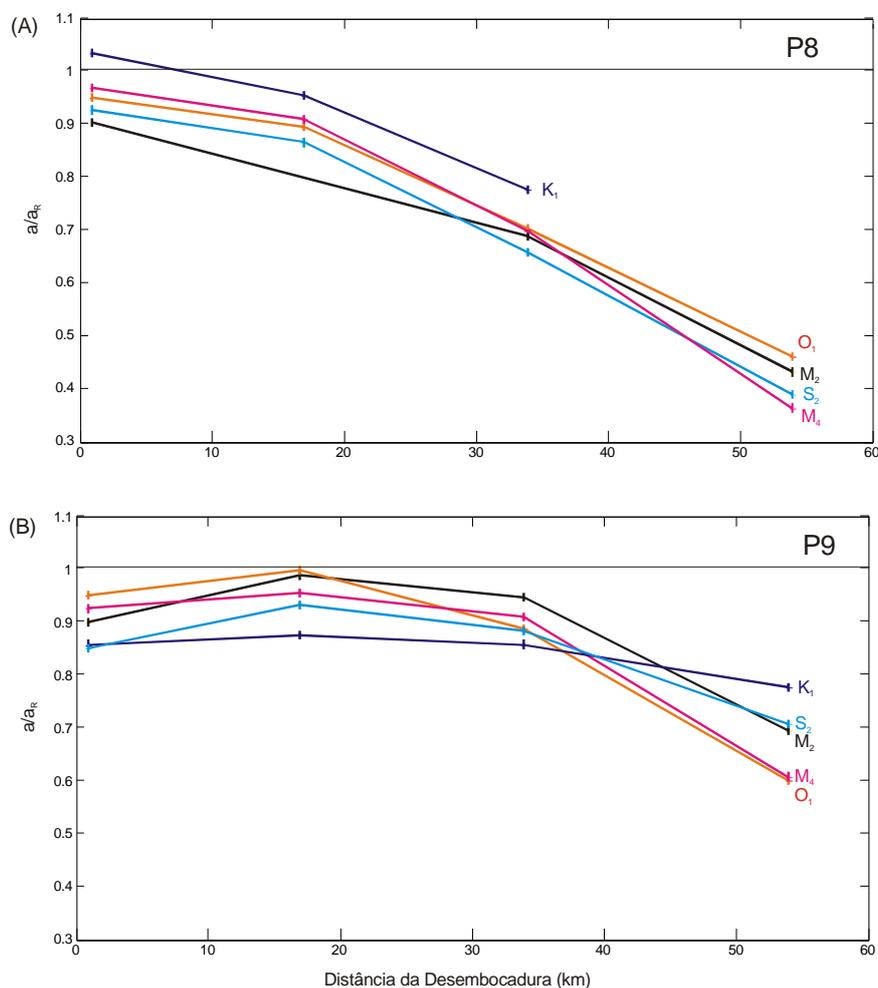


Figura 6.5 Razão de amplitude dos principais harmônicos ao longo do estuário durante os períodos: (A) P8 e (B) P9, a partir da desembocadura (#Praticagem) até 55 km a montante (#Gaspar).

A atenuação no nível é refletida no comportamento das espécies de maré (Figura 6.6 c,d,e). Enquanto na desembocadura, durante o início de sizígia nos dias 11 a 13, a espécie  $D_2$  apresentou amplitudes maiores, em torno de 0,5 m, uma redução expressiva da amplitude é observada na #Gaspar para o mesmo período, chegando a 0,1 m. A partir do dia 14 a energia da  $D_2$  esteve praticamente zerada na #Gaspar enquanto a vazão permaneceu elevada e constante. A  $D_2$  chegou a valores muito baixos para as #Ilhota, #Ebrasa e #Praticagem somente no dia 19, apresentando um aumento linear a partir deste dia. A espécie  $D_1$  apresentou uma leve amplificação na #Gaspar nos dias 13 e 14, porém, permaneceu constante e baixa nas outras estações durante o período de descarga elevada. A espécie  $D_4$  foi maior na desembocadura durante o período, diminuindo de

forma crescente para o interior do estuário. O comportamento e as amplitudes das espécies na desembocadura foram muito similares ao observado em baixa descarga, mostrando ainda o padrão de sizígia e quadratura durante este ciclo de maré.

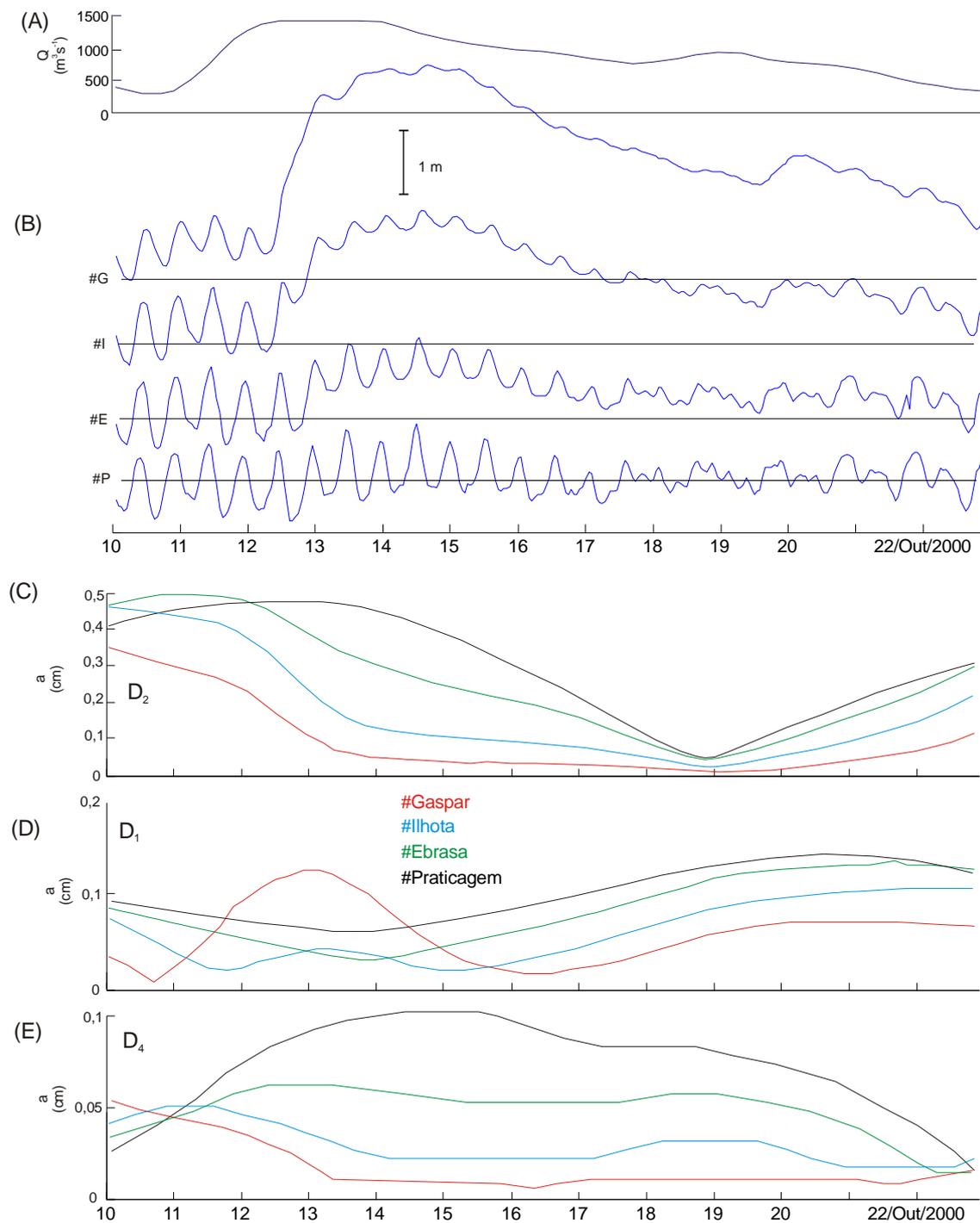


Figura 6.6 Descarga fluvial (A), nível de água observado ao longo do estuário (B) e amplitudes das espécies semi-diurnas  $D_2$  (C) diurnas  $D_1$  (D) e quarti-diurnas  $D_4$  (E) calculados pela AO para o período P7.

A Figura 6.7 (a,b,c) apresenta a evolução espacial e temporal da razão das amplitudes das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$ . Entre os dias 11 e 14 é observado uma dissipação mais expressiva da espécie  $D_2$  na #Gaspar, em torno de 0,3 (cerca de 70%), e diminuindo para o baixo estuário, chegando a 0,8 (da ordem de 20%) na #Ebrasa. No entanto, a atenuação não ocorreu simultaneamente ao longo do estuário. Na #Gaspar a atenuação foi observada já no dia 11, talvez devido ao pulso de  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  do dia 10, que pode ser visto pelo valor de nível de água mais alto na Figura 6.6. Na #Ilhota, a amplitude da  $D_2$  somente foi menor que a #Praticagem depois de  $\frac{1}{2}$  dia do início do pico de vazão, enquanto que a amplitude na #Ebrasa foi menor que na #Praticagem após  $1 \frac{1}{2}$  dia. No final do dia 12, todas as estações apresentaram amplitudes menores que a desembocadura, havendo um aumento posterior devido a uma diminuição constante na vazão até o dia 18. A espécie  $D_4$  mostrou comportamento similar a  $D_2$ , sendo ambas mais atenuadas que a  $D_1$ .

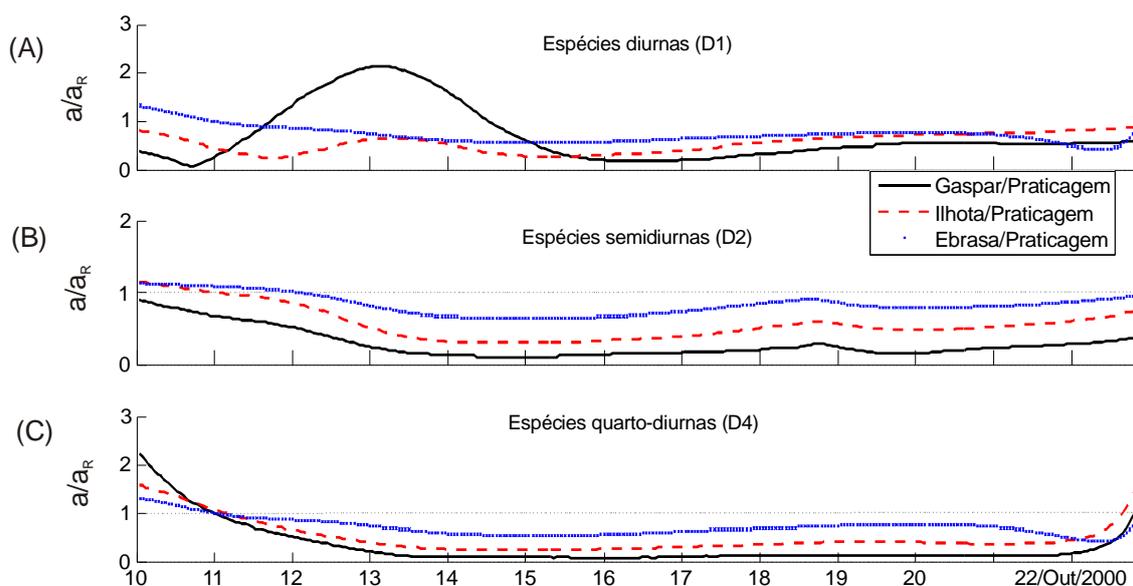


Figura 6.7 Razão das amplitudes ( $a$ ) em relação a amplitude de referência ( $a_R$  - #Praticagem) das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  calculadas pela AO, durante o P7.

A comparação do comportamento da espécie  $D_2$  durante as fases de aumento e diminuição da descarga fluvial é apresentada na Figura 6.8 (a,b). Durante a fase de diminuição da vazão ocorre a amplificação da espécie de forma lenta e crescente em todas as estações. A #Gaspar e #Ilhota apresentaram os maiores valores de amplificação, em torno de 0,4 a partir do valor observado no dia 19, embora ainda menores que os valores #Praticagem ao final do período. Comparando o período de tempo em que ocorreu a atenuação e a amplificação, o primeiro foi, em torno de 2 dias,

enquanto o segundo começou a ocorrer em torno do dia 17. Esta diferença de tempo certamente é resposta ao pelo perfil assimétrico da descarga fluvial, com a subida mais rápida (em torno de 1 ½ dia) e a descida mais lenta (neste caso em torno de 5 dias), com um período intermediário de vazão constante (em torno de 2 dias).

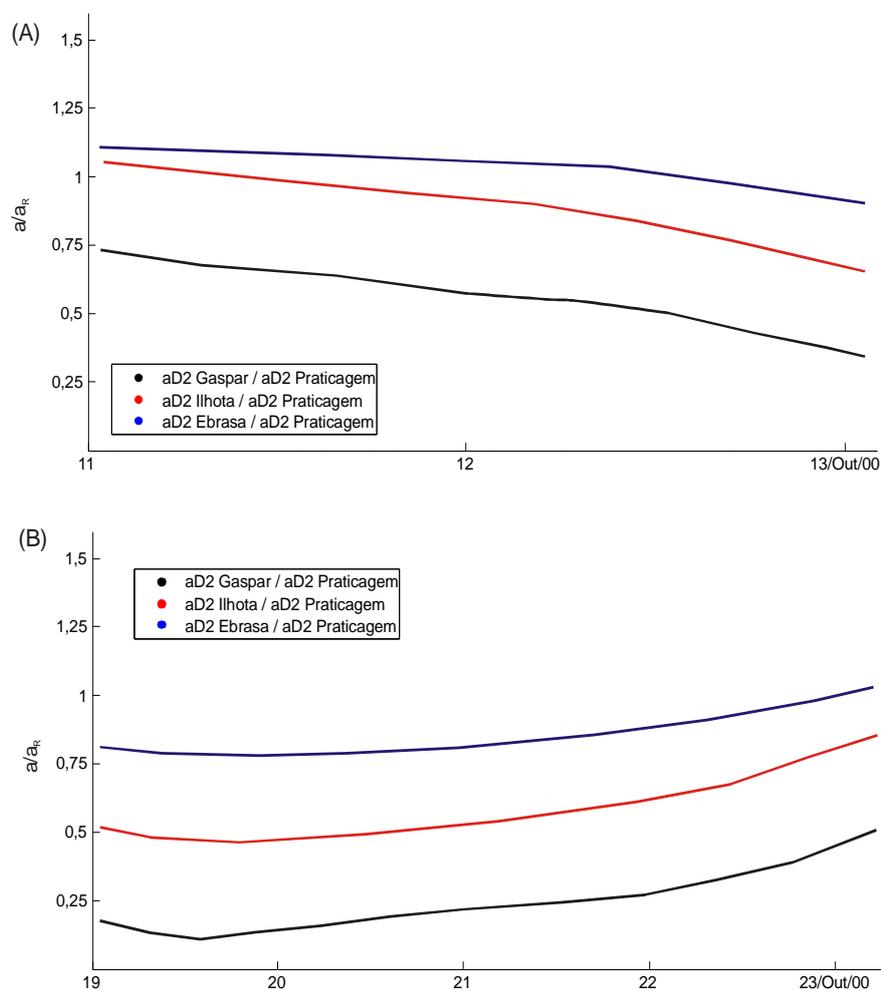


Figura 6.8 Razão das amplitudes das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  no interior do estuário para o P7, durante (A) 3 dias de subida da descarga fluvial e (B) 4 dias de descida.

Os valores do indicador da magnitude de distorção ( $R$ ) indicam que a distorção da curva da co-oscilação é mais significativa nos períodos de maior descarga fluvial. Adicionalmente, os valores de fase relativa ( $FR$ ) mostram que as assimetrias no perfil da co-oscilação de maré são mais pronunciadas nas estações mais interiores. Durante os períodos P7 e P8, a  $FR$  foi de  $51^\circ$  na #Gaspar, o que equivale a 2,8 e 2,2 vezes maior em comparação com a #Praticagem, respectivamente, e 1,2 vezes maior que o maior valor obtido durante o estudo em baixa descarga. O sentido de assimetria temporal indicou, similar ao observado nos registros em baixa descarga, o predomínio de enchente curta e

vazante longa. A deformação da curva da maré durante a sua propagação para o interior identifica assim a natureza friccional do estuário durante períodos de descarga fluvial elevada.

A Figura 6.9 (a,b,c,d) apresenta exemplos de registros de nível da água para 9 a 15 de setembro (P7) e 8 a 14 de outubro de 2000 (P8) onde são produzidas assimetrias de maré relacionadas com a vazão fluvial. No maior pico de vazão,  $\sim 1.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , entre os dias 08 a 14 de outubro, foram observadas assimetrias de amplitude e nos tempos de preamar e baixamar da co-oscilação. Estas deformações na curva podem ser observadas já no início do período, com a vazão em torno de  $500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , e sendo gradualmente amplificadas até a vazão estabilizar no seu máximo no dia 12. A partir deste ponto ocorre a dissipação total da energia em FM na #Gaspar. O efeito do aumento da vazão foi significativamente menor na #Ebrasa, e inexistente na desembocadura, onde a co-oscilação observada é idêntica a co-oscilação prevista. No período de 09 a 14 de setembro a descarga fluvial apresentou vazões um pouco mais baixas,  $\sim 1.200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . As preamares observadas antecederam as previstas, e as baixamares observadas ocorreram atrasadas em poucas horas em relação a prevista. Este efeito foi mais notável para as #Gaspar e #Ilhota até o momento em que a energia periódica foi totalmente dissipada. Diferente do observado nos períodos de baixa vazão, assimetrias de amplitude foram observadas além das assimetrias de fase. Comparando com a co-oscilação prevista, as alturas medidas foram menores nas estações do alto estuário. Nos dias 11 e 12 de setembro a altura da co-oscilação medida durante a sizígia de 0,8 m foi reduzida a zero na #Gaspar.

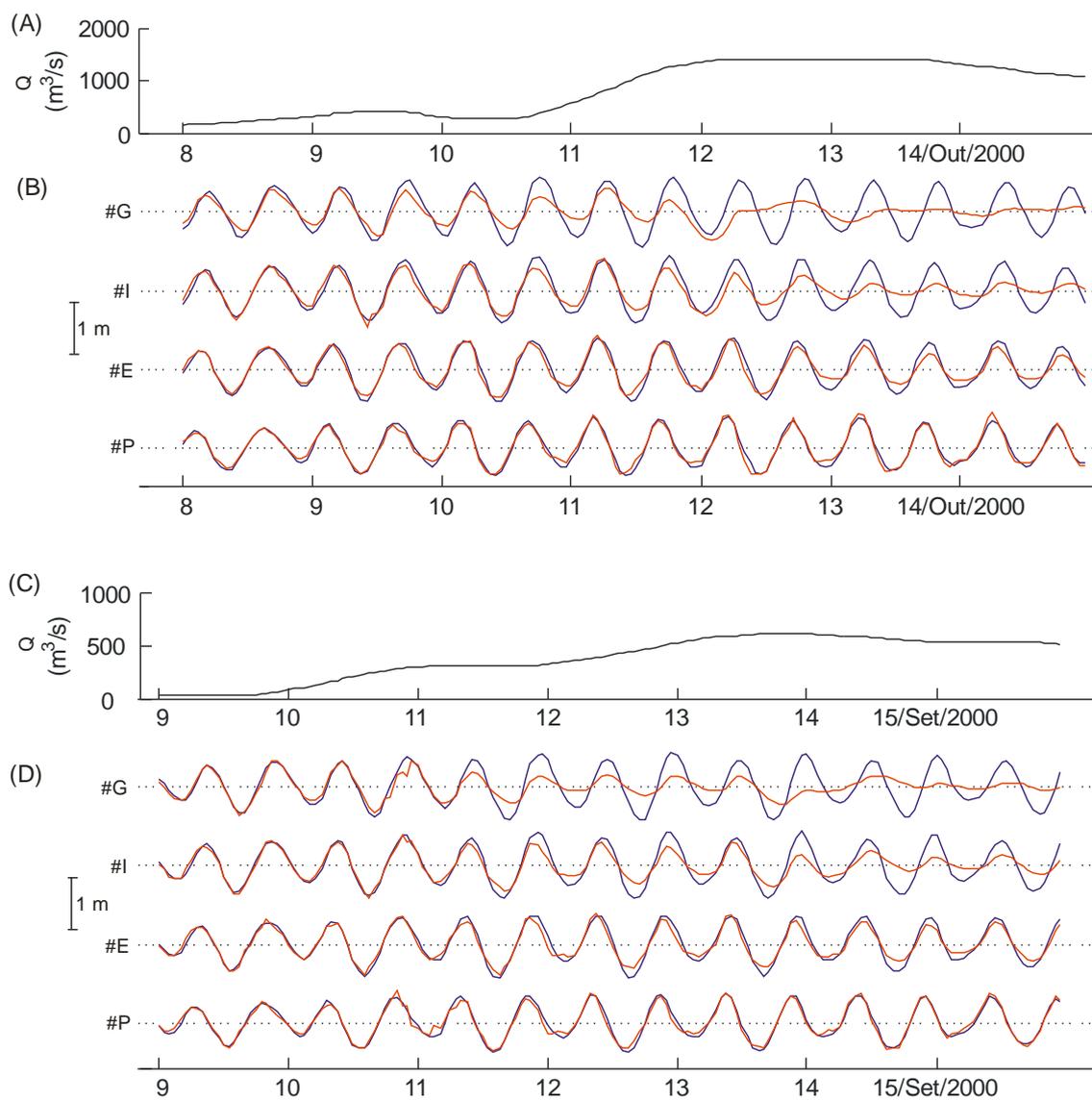


Figura 6.9 Descarga fluvial (A,C) e a co-oscilação da maré astronômica observada (vermelho) e maré prevista (azul) ao longo do estuário para os períodos P7 (B) e P8 (D).

### 6.3 Baixa Descarga & Marés Meteorológicas

Durante o período de estudo ocorreram vários eventos de marés meteorológicas positivas, sendo que a mais significativa originou uma elevação do nível de água estuarino em torno de 0,8 m (e.g. Figura 5.2, Cap. 5). Eventos de sobre-elevação do nível do mar apresentam duração de alguns dias, aumentando a profundidade média do sistema estuarino, o que por sua vez diminui a razão amplitude da onda:profundidade média, e por consequência, a fricção. A Figura 6.10 apresenta os resultados da razão das amplitudes dos principais constituintes harmônicos em relação às respectivas amplitudes na #Cabeçadas para o P14. Foi neste período que foi registrada a maior elevação no nível de água estuarino atribuído ao evento meteorológico. O comportamento dos constituintes de maré foi similar ao observado para os períodos de baixa descarga fluvial (Figura 6.1). Os constituintes  $M_2$ ,  $S_2$  e  $K_1$  apresentaram amplificação de 1,12, 1,15 e 1,26, respectivamente, os constituintes diurnos  $O_1$  e de água rasa  $M_4$  apresentaram atenuação de até 0,60.

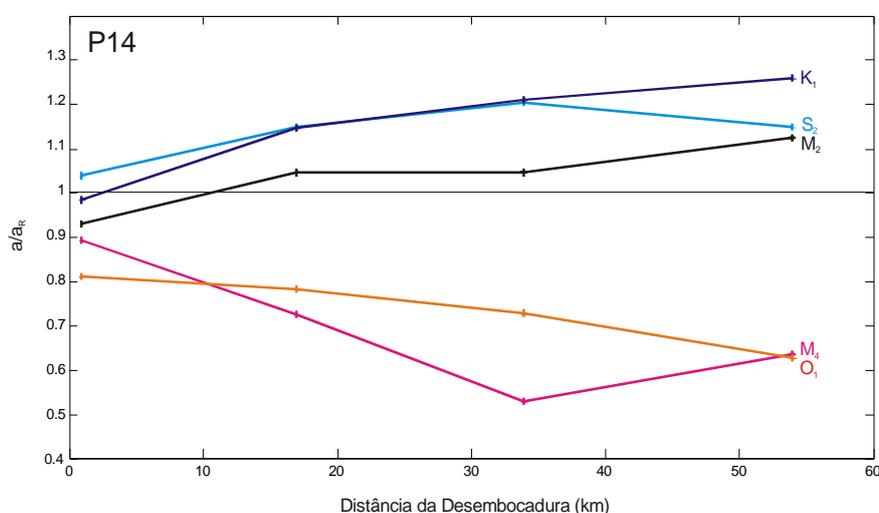


Figura 6.10 Razão de amplitude dos principais harmônicos ao longo do estuário durante o P14, a partir da desembocadura (#Praticagem) até 55 km a montante (#Gaspar).

A análise da evolução temporal da co-oscilação de maré durante um período de maré meteorológica através da AO foi feito para o período de 08 a 24 de julho de 2000 (Figura 6.11), abrangendo fases de maré de quadratura e sizígia. No início do período há um aumento do nível de água observado em torno de 1 m na #Gaspar causado pela descarga fluvial, com pouco efeito nas estações do baixo e médio estuário. Nos dias 17 e 20, durante o período de sizígia, ocorreram duas elevações no nível de água estuarino

em FSubM que não puderam ser atribuídas a vazão, pois esta apresentava-se baixa e constante. E, também, é observado um atraso de fase da crista da oscilação da #Gaspar em relação à #Praticagem, indicando o sentido de propagação. Estas oscilações estão relacionadas à sobre-elevação do nível do mar costeiro e a sua propagação para o interior do estuário.

A energia dos movimentos em FM no nível de água durante os eventos de maré meteorológica seguiu o padrão periódico da maré oceânica. Este padrão pode ser visualizado no comportamento das espécies de maré  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  durante a quadratura e a sizígia (Figura 6.11 c,d,e). Tal qual observado nos períodos de baixa e alta descarga, a espécie  $D_2$  mostrou uma variação maior que as outras espécies. Com a propagação para o interior do estuário, e durante a fase máxima de sizígia e coincidente com o máximo no nível observado (próximo ao dia 17 de julho), esta espécie mostrou uma amplificação em torno de 10 cm da #Praticagem para a #Gaspar, maior do que o observado em períodos de baixa descarga fluvial. Foi observado um atraso de fase entre estas estações, com o aumento na amplitude da espécie primeiro na #Praticagem (no dia 16) e algum tempo depois na #Gaspar (entre os dias 16 e 17).

A Figura 6.12 apresenta cartas sinóticas de pressão atmosférica na superfície, imagens de satélite e registros de vento para o período analisado. A subida do nível do mar foi produzida pela atuação de ventos do quadrante sul que sopraram durante vários dias, estando associados a dois ciclones extratropicais no Atlântico Sul. No dia 12, a depressão atmosférica estava sobre o oceano adjacente, seguindo a trajetória de deslocamento do Anticiclone Móvel Polar para nordeste (com pressões em torno de 1042 mb). O gradiente de pressão atmosférica foi de 44 mb, aumentando para 52 mb no dia 13, o que resultou em ventos mais fortes do quadrante sul. O segundo ciclone formou-se logo em seguida, intensificando-se entre os dias 16 e 17, apresentando um gradiente de pressão de 36 mb e 46 mb, respectivamente. Durante o período de 11 a 17, os ventos foram predominantes do quadrante sul, resultando numa subida do nível de água estuarina de FSubM de aproximadamente 0,8 m na desembocadura. Esta oscilação propagou-se para o interior do estuário chegando na #Gaspar praticamente sem perda de energia.

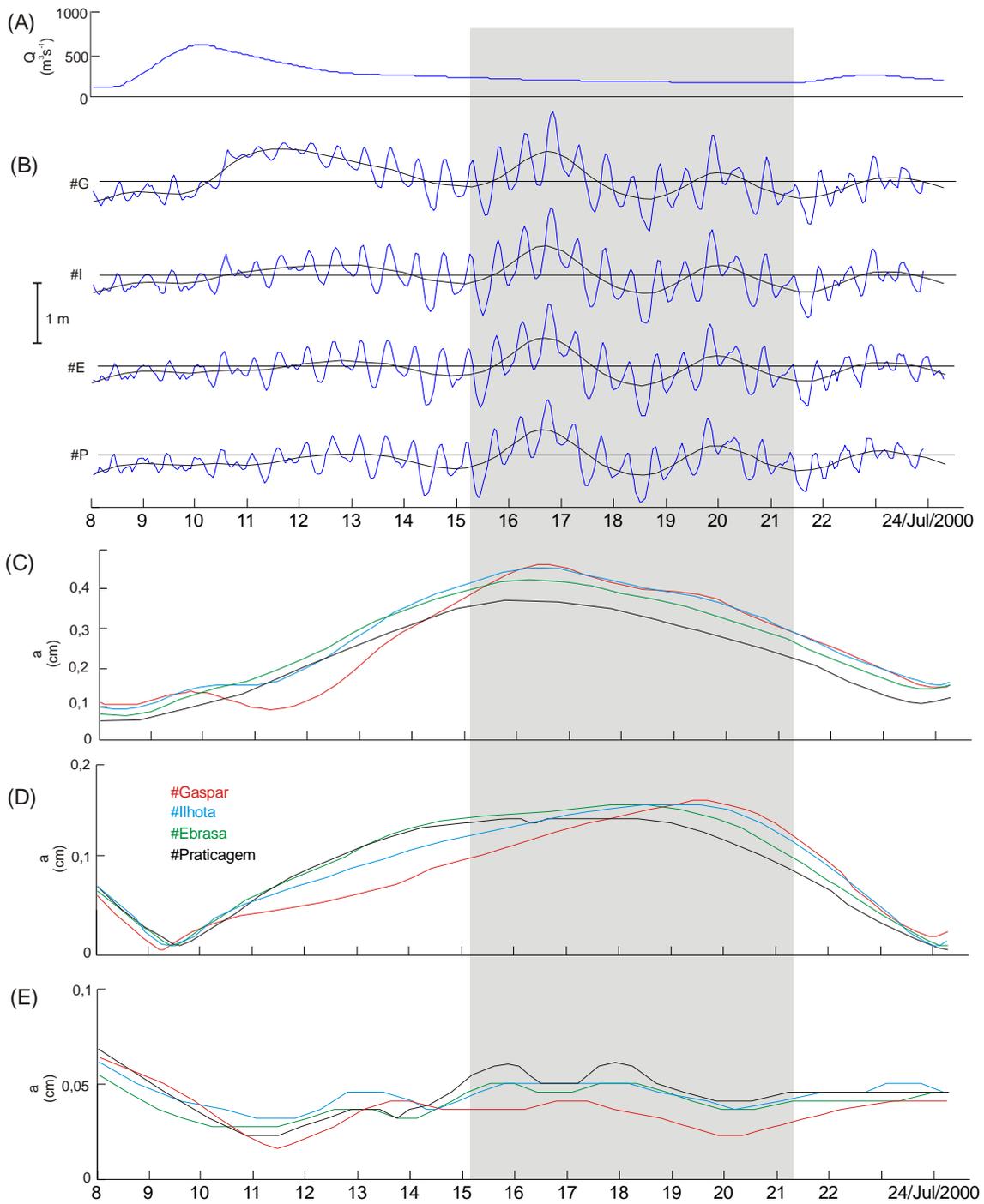


Figura 6.11 Descarga fluvial (A), nível de água observado (linha cheia) e filtrado (linha pontilhada) ao longo do estuário (B) e amplitudes das espécies semi-diurnas  $D_2$  (C) diurnas  $D_1$  (D) e quarti-diurnas  $D_4$  (E) calculados pela AO para o período P14.

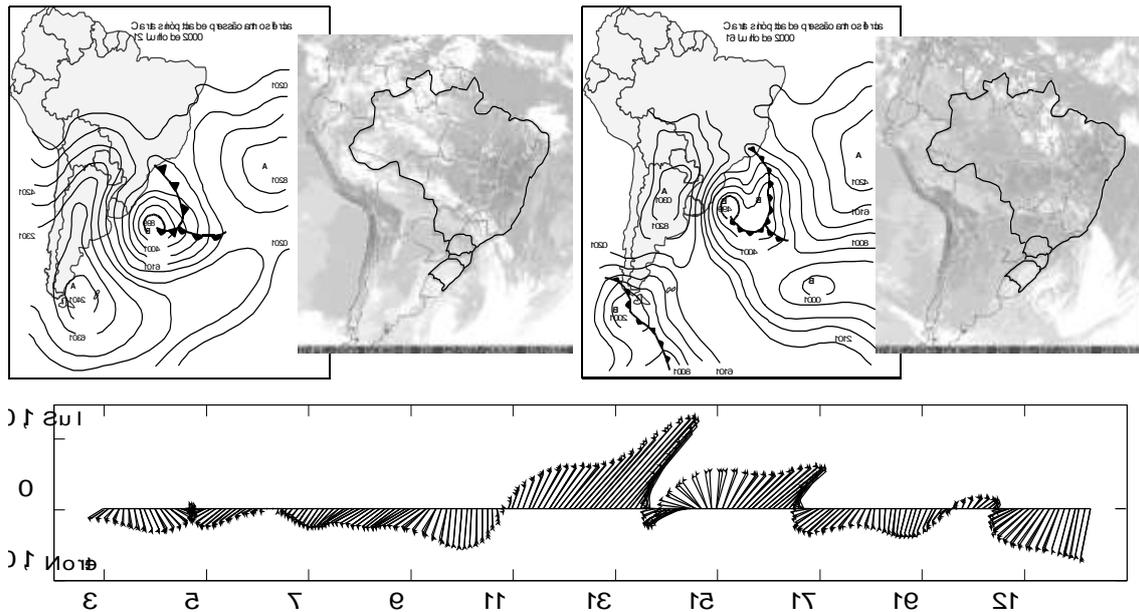


Figura 6.12 Cartas de pressão atmosférica superficial para a América do Sul, sinópticas às imagens de satélite, e tensão do vento em Itajaí, em  $N/m^2$  (fonte: DHN e INPE).

A Figura 6.13 apresenta a evolução espacial e temporal da razão das amplitudes das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  nas #Gaspar, #Ilhota e #Ebrasa, pela respectiva espécie na #Praticagem. Até o dia 15 as amplitudes mostraram comportamentos similares para os encontrados em períodos de alta descarga. A espécie  $D_2$  mostrou uma redução rápida durante a fase de subida da vazão e uma amplificação lenta durante a descida da vazão. Após a estabilização do efeito da descarga fluvial, esta espécie mostrou uma amplificação total da ordem de 1,5, levemente maior para #Gaspar e #Ilhota. Em comparação à análise em períodos de baixa descarga, este aumento foi maior. A espécie  $D_1$  apresentou um comportamento similar somente para estas duas estações, não havendo alteração na amplitude no baixo estuário. A espécie  $D_4$  apresentou semelhança com a análise em baixa descarga somente para as estações mais próximas a desembocadura. Na #Gaspar houve uma atenuação significativa.

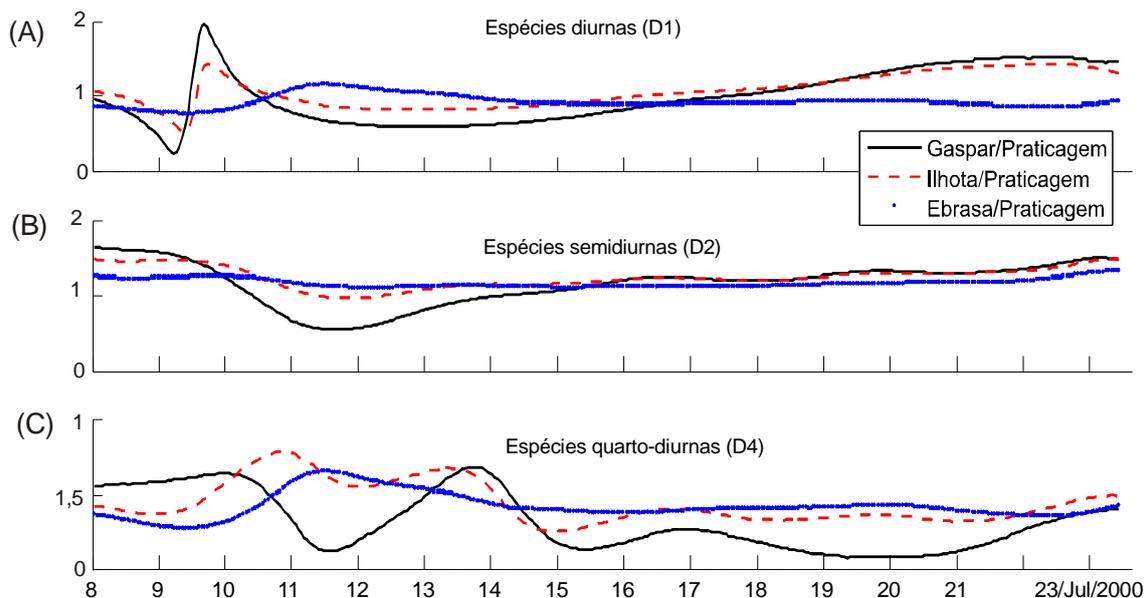


Figura 6.13 Razão das amplitudes (a) em relação a amplitude de referência ( $a_R$  - #Praticagem) das espécies  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_4$  calculadas pela AO, durante o P14.

Em estuários onde a co-oscilação de maré é afetada pela fricção, o indicador de distorção  $R$ , que determina a magnitude desta distorção, apresenta valores altos devido aos maiores valores do componente de água rasa  $M_4$  e menores valores para o semi-diurno  $M_2$ . Similar ao observado em condições de baixa descarga fluvial, em condições de marés meteorológicas costeiras estes valores diminuíram para o interior do estuário (0,25 na #Praticagem e 0,15 na #Gaspar, no P14, Tabela 5.7 Cap. 5). Porém a fase relativa foi maior, como foi observado nos períodos P7 e P8 de maior vazão (de  $51^\circ$  para a #Gaspar em ambos períodos), e nos períodos P12, P13 e P14 de marés meteorológicas (de  $59^\circ$  para #Gaspar no P12). O padrão de diminuição para o interior reflete a amplificação do harmônico semi-diurno  $M_2$  (como ilustrado também pela amplificação da espécie  $D_2$ ) e a atenuação do harmônico de água rasa  $M_4$  ao longo do estuário. Os valores de FR no P14 indicam a antecedência do  $M_4$  em relação a  $M_2$  (de  $41^\circ$  na desembocadura e  $54^\circ$  no alto estuário). Essa assimetria indicou que houve uma tendência da subida do nível de água ser mais rápida que a descida na região estuarina. No entanto, através da comparação das curvas da co-oscilação medidas e a correspondente prevista durante o P14 (Figura 6.14 a,b,c), o perfil assimétrico da curva da co-oscilação não foi evidente como no início do registro, durante o pulso de vazão. A partir do dia 15, quando a descarga fluvial estabilizou, a co-oscilação observada aproximadamente acompanha a curva da co-oscilação prevista.

A assimetria temporal não foi evidente durante períodos de maré meteorológica, mas foi possível observar uma assimetria na altura da co-oscilação ilustrada na Figura 6.14 (b) nos dias 17 e 20. Na crista da maré meteorológica, a co-oscilação medida foi maior que a prevista em ambos os períodos de maré meteorológica, sendo estes aumentos crescentes para o interior do estuário (do baixo para o alto estuário houve um aumento em torno de 10 cm). Adicionalmente, a elevação em FSubM de origem marinha se propagou sem perda de energia para o interior do sistema, chegando ao alto estuário com uma altura maior que no baixo estuário. Este efeito pode ser visto entre os dias 17 e 18. Durante o pulso de vazão no início do registro, o nível de água de FSubM na #Gaspar foi maior que na desembocadura, demonstrando um efeito decrescente do fluxo fluvial para o baixo estuário. No entanto, durante a primeira maré meteorológica, o nível de FSubM na #Gaspar chega a aproximadamente 0,85 m, enquanto que na desembocadura este é em torno de 0,75 m.

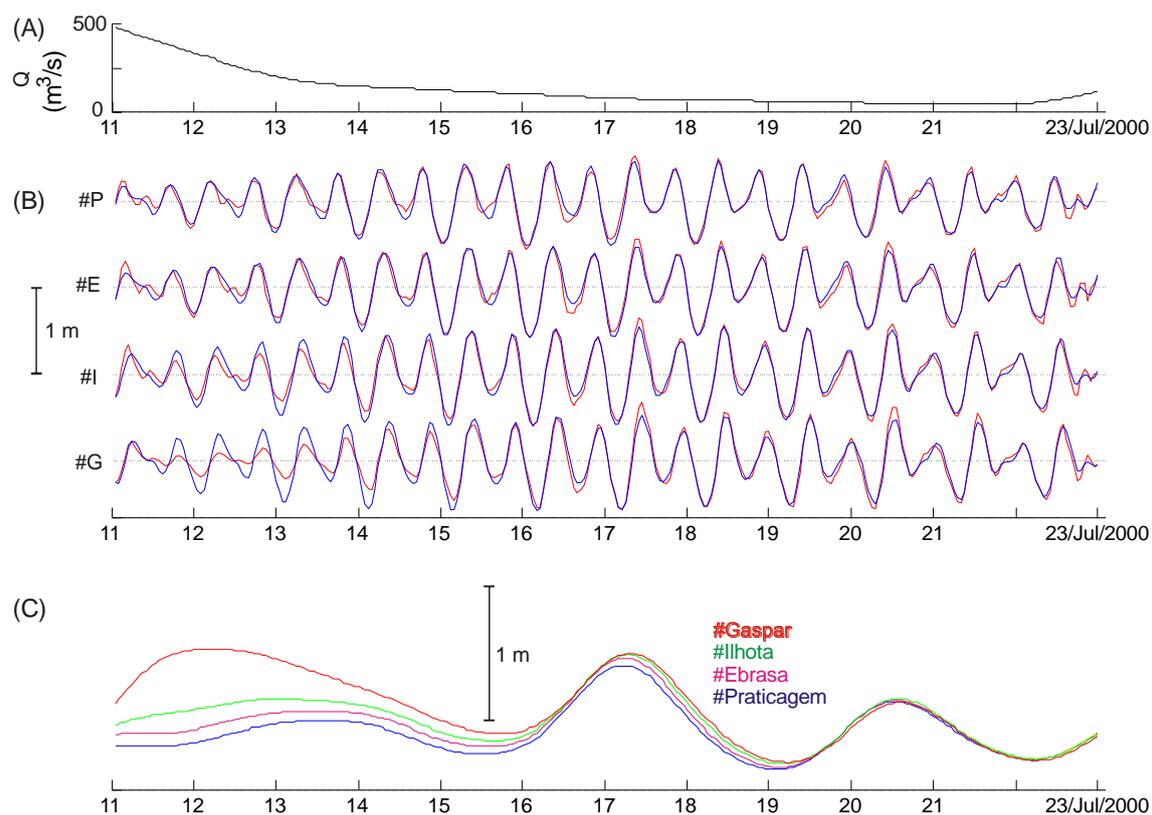


Figura 6.14 Descarga fluvial (A) e a co-oscilação da maré astronômica observada (vermelho), maré prevista (azul), e as componentes de FSubM agrupadas para as quatro estações ao longo do estuário para o período P14.

#### ***6.4 Distorção da Co-oscilação da Maré***

A co-oscilação da maré astronômica estuarina, ao propagar-se para o interior do sistema, sofre distorções devido à morfologia, diminuição da profundidade, as variações na descarga fluvial e a circulação no oceano adjacente causados pela meteorologia (Godin, 1985; George, 1995; Prandle, 1991). A distorção é representada pelas assimetrias de tempo e altura da onda. A primeira assimetria resulta entre intervalos de tempo diferenciados durante as fases de enchente e a vazante, e a segunda na variação da amplitude da co-oscilação. Neste estudo foram analisados períodos distintos para condições de baixa e alta descarga, e baixa descarga com eventos de maré meteorológica a fim de se conhecer o comportamento da co-oscilação de maré no interior do sistema estuarino do rio Itajaí-açu.

Nos vários períodos de baixa descarga fluvial analisados neste trabalho a magnitude do processo de distorção da onda foi pequena, com valores do indicador R menores para o interior do estuário, devido ao comportamento conservativo da componente  $M_4/D_4$  e a suave amplificação da componente  $M_2/D_2$ , sendo esta mais efetiva durante a fase de sizígia da maré, como o observado com a AO. Este resultado sugere que o processo de fricção teve um papel menor, pois em ambientes onde este processo predomina ocorre o oposto, com a componente  $M_4/D_4$  amplificada e a componente  $M_2/D_2$  atenuada. No entanto, a fricção foi mais significativa na desembocadura do estuário havendo uma diminuição a montante, sugerindo que o estuário pode atuar como um filtro às componentes de maiores frequências. Este resultado indica também a natureza pouco friccional do sistema, porém assimetrias temporais da co-oscilação com a enchente mais curta que a vazante foram observadas com o aumento do indicador de fase relativa entre as componentes  $M_4/D_4$  e  $M_2/D_2$ , e também ilustradas pelas diferenças de fase nas séries temporais.

Durante condições de baixo fluxo fluvial a geometria, com o afunilamento ou alargamento do canal, e variação na profundidade, resultando em diferentes graus de fricção com o fundo, são efeitos predominantes na distorção da co-oscilação de maré e parecem ser os responsáveis pelo comportamento observado em baixa vazão no estuário do rio Itajaí-açu. Neste caso, a distorção pode ser interpretada pelo efeito conjugado da fricção e da continuidade ao longo do estuário (Parker, 1991; Aubrey & Speer, 1985;

Speer & Aubrey, 1985). Segundo Parker (1991) a fricção incorpora os termos de segunda ordem não lineares da dissipação de energia; a continuidade leva em consideração a geometria do canal, no entanto, seus efeitos são opostos. A fricção, como teve um papel secundário, apenas acarretou diferenças de fase, não tendo efeito na redução das amplitudes dos principais constituintes harmônicos e geração de componentes de água rasa. A geometria convergente do canal para o interior do estuário, mesmo que pequena, amplificou os harmônicos diurnos e semi-diurnos observados com as AH e AO.

Ainda que a geometria do estuário do rio Itajaí-açu seja bastante regular, ela ainda assim pode estar contribuindo para a amplificação da co-oscilação. O canal estuarino apresenta diminuição da seção transversal para montante, sendo que no alto estuário a largura da seção é metade da observada no baixo estuário, da ordem de 300 m (Schettini, 2002; Schettini *et al.*, 2006). Parker (1984, 1991) observou também a amplificação das amplitudes dos constituintes semi-diurnos  $M_2$ , e em menor escala  $N_2$  e  $S_2$ , para o interior da Baía de Delaware (EUA). O  $M_2$  apresentou uma forte amplificação da ordem de 1,7 sendo resultante do decréscimo exponencial da largura da Baía, caracterizando o canal com topografia convergente para o interior. A diferença marcante entre os resultados de ambos estudos está no aumento de R, da FR e do  $M_4$  para o interior da baía, demonstrando uma importância maior da fricção devido ao significativo decréscimo da profundidade a montante da barra. O estuário do rio Itajaí-açu, apesar da pequena diminuição da largura, apresenta pouca variação de profundidade entre a desembocadura e Gaspar, e é relativamente profundo quando comparado com outros estuários, com profundidade média da ordem de 7 m (Schettini, 2002), e por esta razão a fricção com o fundo teve um papel menor. Desta forma, havendo um equilíbrio entre os efeitos de fricção com o fundo e a convergência do canal, o estuário do rio Itajaí-açu pode ser classificado como síncrono.

A assimetria temporal observada no estuário do rio Itajaí-açu pode ser explicada pelo efeito dos termos de água rasa e o termo friccional das equações hidrodinâmicas de maré. Os efeitos físicos destes termos resultam na distorção da curva senoidal da maré oceânica ao se propagar para o interior do sistema (Parker, 1991). Os termos não lineares de água rasa são: (1) o termo inercial da equação do movimento  $u \partial u / \partial x$  e (2) o termo não linear da equação da continuidade  $\partial \rho u / \partial x$ . O termo de fricção com o fundo

é dado por  $C_D u |u| / p + \eta$  que possui dois aspectos não lineares, a parte quadrática,  $u|u|$ , e o efeito da elevação no denominador, este último é o efeito do nível (ou elevação) na perda de momento friccional por unidade de volume do fluido.

O termo inercial do movimento causa distorção devido a velocidade de propagação na crista ser adicionada da velocidade de propagação de ondas longas sem fricção, dado por  $C_o = \sqrt{gp}$ , resultando em  $C_o + u$ , o inverso ocorre na cava, originando o perfil assimétrico. No entanto, este termo é reduzido pela fricção e pela diminuição da largura do canal. O termo não linear da continuidade pode resultar numa velocidade maior da crista da onda e, então, no perfil assimétrico de subida mais rápida do nível que a descida, para ondas progressivas onde a razão amplitude da onda e profundidade  $u/p$  for significativa. Segundo Le Provost (1991), estes são dois dos mais importantes processos físicos que controlam a dinâmica de maré em águas rasas, somados a outros processos que ocorrem quando a fricção estiver envolvida.

No entanto, com o efeito do afunilamento o termo inercial da equação do movimento tem um papel menor na assimetria temporal observada, e o termo não linear da continuidade é dependente da razão amplitude da onda e profundidade e do caráter progressivo da onda. Segundo Schettini *et al.* (2006), a onda da co-oscilação de maré no estuário do rio Itajaí-açu tende a apresentar um comportamento progressivo no baixo estuário, tornando-se gradualmente estacionária no alto estuário. Neste contexto, os termos de água rasa somente poderiam ser importantes nas regiões próximas a desembocadura, podendo ser responsáveis pela assimetria temporal da curva de maré na #Praticagem, com a subida do nível mais rápida que a descida (como visto na Figura 6.4ab). Nas regiões do médio e alto estuário, a geometria convergente do canal parece ser o efeito principal na amplificação dos harmônicos. O perfil assimétrico da curva pode ser então o resultado do aumento da razão amplitude da onda e profundidade, e também do efeito da elevação no denominador do coeficiente de fricção, mesmo que ambos sejam efeitos pequenos. Com o aumento da amplitude ocorre uma menor perda de momento friccional devido ao aumento da profundidade, originando uma maior velocidade da onda na crista do que na cava, e, então, o perfil assimétrico para cada região do estuário.

Todavia, o comportamento da co-oscilação no estuário apresentou natureza fortemente friccional durante os eventos de alta descarga fluvial. Isto é evidenciado pela atenuação e/ou distorção da onda de maré, com assimetrias na amplitude, fase e duração de períodos de enchente e vazante. A variação das amplitudes dos harmônicos/espécies foram inversamente relacionada com a descarga fluvial, sendo muito evidentes nas estações mais a montante e pouco expressivos na desembocadura. A modulação da espécie  $D_2$  pela descarga fluvial é maior por um fator de três que o determinado usando a AH para um período de um mês de dados, uma vez que através da AO é identificada a energia com resolução temporal.

A forte atenuação observada no componente  $M_2/D_2$  é o resultado da interação friccional quadrática deste componente com o fluxo fluvial. De acordo com Parker (1991), a atenuação friccional é maior devido a maior importância da parte quadrática do termo de fricção em comparação com os termos não lineares de água rasa em períodos de grande fluxo fluvial. Conforme a razão entre a velocidade da corrente fluvial e velocidade da corrente de maré aumenta durante um pulso de vazão, aumenta também a perda de momentum friccional do principal harmônico ( $M_2$ ), resultando numa maior atenuação da onda e assimetrias (como foi ilustrado tanto pela AH como AO). Havendo diferenças entre as velocidades, o termo de fricção será assimétrico, induzindo a forma distorcida da maré, a preamares antecipadas e baixamares atrasadas. O aumento da velocidade de propagação da onda é devido ao efeito do termo não linear da continuidade. Quando a descarga fluvial aumenta, o nível médio também aumenta, o que resulta numa maior profundidade e então no aumento da velocidade de propagação da onda, originando também distorções no seu perfil. Godin (19) cita ainda que a incursão da co-oscilação pode ser bloqueada pela descarga fluvial, ocorrendo dissipação de energia devido ao atrito nas margens e fundo resultando em uma onda extremamente deformada.

As curvas da co-oscilação de maré apresentadas na Figura 6.9 foram muito similares aos resultados de Parker (1991) em períodos de altas vazões na região do alto estuário da Baía de Delaware. Isto demonstra que apesar das significativas diferenças morfológicas entre os sistemas, as respostas sobre a propagação da maré podem ser similares. Parker (1991) associou a forma distorcida da maré, sua atenuação expressiva e o atraso das baixamares, à interação friccional quadrática. Jay & Flinchem (1997),

comparando amplitudes obtidas através de estimativas teóricas e com a AO também observaram a modulação das espécies  $D_2$  e  $D_4$  com o aumento da descarga fluvial no Rio Columbia, resultantes dos efeitos friccionais de segunda ordem. Comportamento similar da maré em períodos de alta vazão fluvial também foi observado no estuário do rio Loire (George, 1995).

O comportamento da co-oscilação durante eventos de maré meteorológica analisados foi similar aos períodos de baixo fluxo fluvial. No entanto, a maré meteorológica, assim como a descarga fluvial, representa uma alteração do fluxo médio em relação ao efeito somente da maré oceânica no estuário. O seu efeito na co-oscilação de maré pode ser explicado também pela geometria do canal e pelos termos da continuidade (mudança na velocidade de propagação da onda) e de fricção (atenuação friccional). Segundo Parker (1991), o efeito primário se dá pelo termo não linear de continuidade, com a fricção em segundo plano.

O efeito do termo da continuidade ocorre com a mudança lenta na profundidade devido a propagação da maré meteorológica e conseqüente aumento da velocidade de propagação da co-oscilação na crista da maré meteorológica, resultando numa forma distorcida da onda, como o observado na assimetria temporal. Como resultado, a co-oscilação da maré apresentará maior amplitude na crista da maré meteorológica (e.g. Figura 6.14). O oposto ocorre na cava da maré meteorológica.

O efeito do aumento da elevação no termo da fricção resulta em uma menor perda de momento friccional, reduzindo desta forma a atenuação. Na crista da maré meteorológica ocorrerá a menor perda de momento friccional da co-oscilação em comparação com a cava, em função do aumento nas profundidades, e então menor será a atenuação e maiores as amplitudes. Parker (1991) aponta que quanto mais baixa a frequência da maré meteorológica, menores serão as velocidades das correntes que acompanham as variações no nível de água, e menor será a importância dos termos de água rasa.

## 7. INTERAÇÃO ESTUÁRIO-PLATAFORMA EM FSubM

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos com a aplicação de análise de ondeletas (AO) para um período de 52 dias de registros contínuos e sinóticos de ventos e descarga fluvial, nível da água e correntes registradas no estuário e na plataforma adjacente. A AO foi aplicada sobre as séries em FSubM resultando em espectros de potência, cruzado e de coerência (Anexo 1, item *Aplicação da AO no estudo da interação estuário-plataforma*; no Anexo 2 são apresentados gráficos que complementam os resultados).

Antes de apresentar os resultados e discuti-los é importante identificar as informações que a AO fornece nos espectros de potência, cruzado e coerência. O espectro de potência identifica a variância da série temporal em cada frequência e quando ocorreu ao longo da série temporal, indicando no tempo que parte do sinal analisado contém energia significativa e em quais períodos de variabilidade (denominado também de frequência ou escala) isso acontece (Barbosa, 2007). As figuras apresentam a variância em cores associada ao período amostral da série no eixo x, para cada período de variabilidade no eixo y. Na barra de cores das figuras são apresentados os valores de variância. O espectro cruzado apresenta regiões com energia significativa comum entre duas séries temporais, indicando se as séries estão relacionadas e a fase. Medidas de diferença de fase entre duas séries temporais indicam o atraso de fase entre oscilações nas séries em função do período de variabilidade (Bloomfield *et al.*, 2004). O espectro de coerência, ou covariância, indica o quanto as séries temporais estão correlacionadas em função dos períodos de variabilidade e amostral. O intervalo de 0 a 1 fornece uma medida de covariância entre as séries temporais. O ângulo de fase do espectro de coerência, assim como o espectro cruzado, indica a relação de fase entre as componentes das séries temporais para cada período. Barbosa (2007) apresentou uma interpretação de fase bastante simplificada que é apresentado no diagrama na Figura 7.1 abaixo:

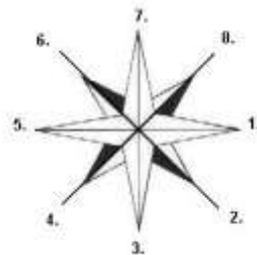


Figura 7.1 Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais (segundo Barbosa, 2007).

O significado dos ângulos de fase relativos aos indicadores numéricos na Figura 7.1 são o seguinte:

1. A série 1 e a série 2 estão completamente em fase.
2. A série 2 está avançada  $45^\circ$  da série 1 (ou ainda, a série 1 responde com  $\frac{1}{8}$  do período à variabilidade da série 2).
3. A série 2 está avançada  $90^\circ$  da série 1 (a série 1 responde com  $\frac{1}{4}$  do período).
4. A série 2 está avançada  $135^\circ$  da série 1 (a série 1 responde com  $\frac{3}{8}$  do período).
5. A série 1 e a série 2 estão em fase completamente opostas.
6. A série 2 está defasada  $225^\circ$  da série 1 (ou a série 1 avançada  $135^\circ$  da série 2, e a série 2 responde com  $\frac{3}{8}$  do período).
7. A série 2 está defasada  $90^\circ$  da série 1 (a série 2 responde com  $\frac{1}{4}$  do período).
8. A série 2 está defasada  $45^\circ$  da série 1 (a série 2 responde com  $\frac{1}{8}$  do período).

No contexto do diagrama é importante ressaltar o uso do termo “período” que se refere aos termos período de variabilidade (ou escala). Outro ponto são as relações entre as variáveis já que algumas são vetoriais. Por exemplo, em espectros cruzados e de coerência entre o nível e a tensão do vento, se a relação entre ambas está em fase, então o valor máximo do nível está relacionado com o valor máximo da tensão; ou seja, para uma análise dos valores positivos das variáveis, um aumento no nível está relacionado com ventos do quadrante sul, pois valores positivos de ambas variáveis são elevação e vento sul, o mesmo vale para valores negativos.

O espectro de coerência tem representação similar ao espectro cruzado, utilizando também um campo de vetores, porém somente em regiões espectrais correlacionadas. Todavia, sua relevância é dependente da energia encontrada sobre as frequências associadas em cada variável e também do espectro cruzado (Barbosa, 2007). Jevrejeva *et al.* (2003) observa que a diferença entre os ângulos de fase determinados pelos espectros cruzados e de coerência é essencialmente devido ao alisamento usado no método de coerência. Pela simplicidade, a autora sugere o uso dos ângulos e intervalos de confiança determinados pela análise de coerência, o que será seguido na análise feita neste estudo. Em todos os espectros é indicado o cone de influência que delimita a região de significância da AO em função do tamanho da série temporal. Períodos fora do cone são ignorados por não possuírem confiança estatística. A significância estatística de 5% de cada pico no espectro é mostrada como contornos pretos nas figuras (o que equivale a 95% de confiança estatística).

## ***7.1 Circulação na Plataforma Adjacente***

### ***7.1.1 Nível do Mar***

A Figura 7.2 apresenta os espectros de potência, cruzados e de coerência para o nível do mar e as componentes longitudinais e transversais da tensão do vento. A maior parte da energia (tons vermelho escuro) está associada a períodos de variabilidade de 4 a 9 dias, ocorrendo em quase todo o período amostral, com exceção para a componente transversal do vento. Esta componente apresentou uma faixa contínua de maior energia entre os dias 7 a 15 de novembro e para períodos de variabilidade de 3 a maiores que 10 dias. O espectro cruzado entre a componente longitudinal da tensão do vento e o nível do mar (Figura 7.2 d) apresenta energia comum e significativa numa faixa ampla que vai de 4 a 10 dias. No entanto, a coerência entre as séries foi mais bem definida em dois períodos amostrais: de 17 a 27 de outubro e entre 26 de outubro a 14 de novembro, com período de variabilidade de 4 a 5,3 dias e de 6 a 9 dias, respectivamente. As séries foram claramente coerentes, com valores entre 0,7 a 0,9, e aproximadamente em fase: o nível levemente defasado da tensão em torno de  $45^\circ$  (ou seja, o nível responde com  $\frac{1}{8}$  do período à variabilidade da tensão longitudinal). O espectro cruzado entre a componente transversal da tensão do vento e o nível do mar (Figura 7.2 f,g) apresentou energia comum numa faixa ampla similar ao encontrado para a componente longitudinal, sendo

as variáveis coerentes nesta faixa porém com valores menores em torno de 0,6 a 0,7. A relação de fase indicou o nível do mar avançado em relação à tensão em  $90^\circ$  e  $135^\circ$ , ou  $\frac{1}{4}$  e  $\frac{3}{8}$  do período da variabilidade da tensão, indicando não existir uma relação física direta entre estas variáveis. Estes resultados sugerem que o nível do mar esteve relacionado diretamente ao efeito local do vento longitudinal à costa em dois períodos amostrais, no início e do meio para o fim da série temporal.

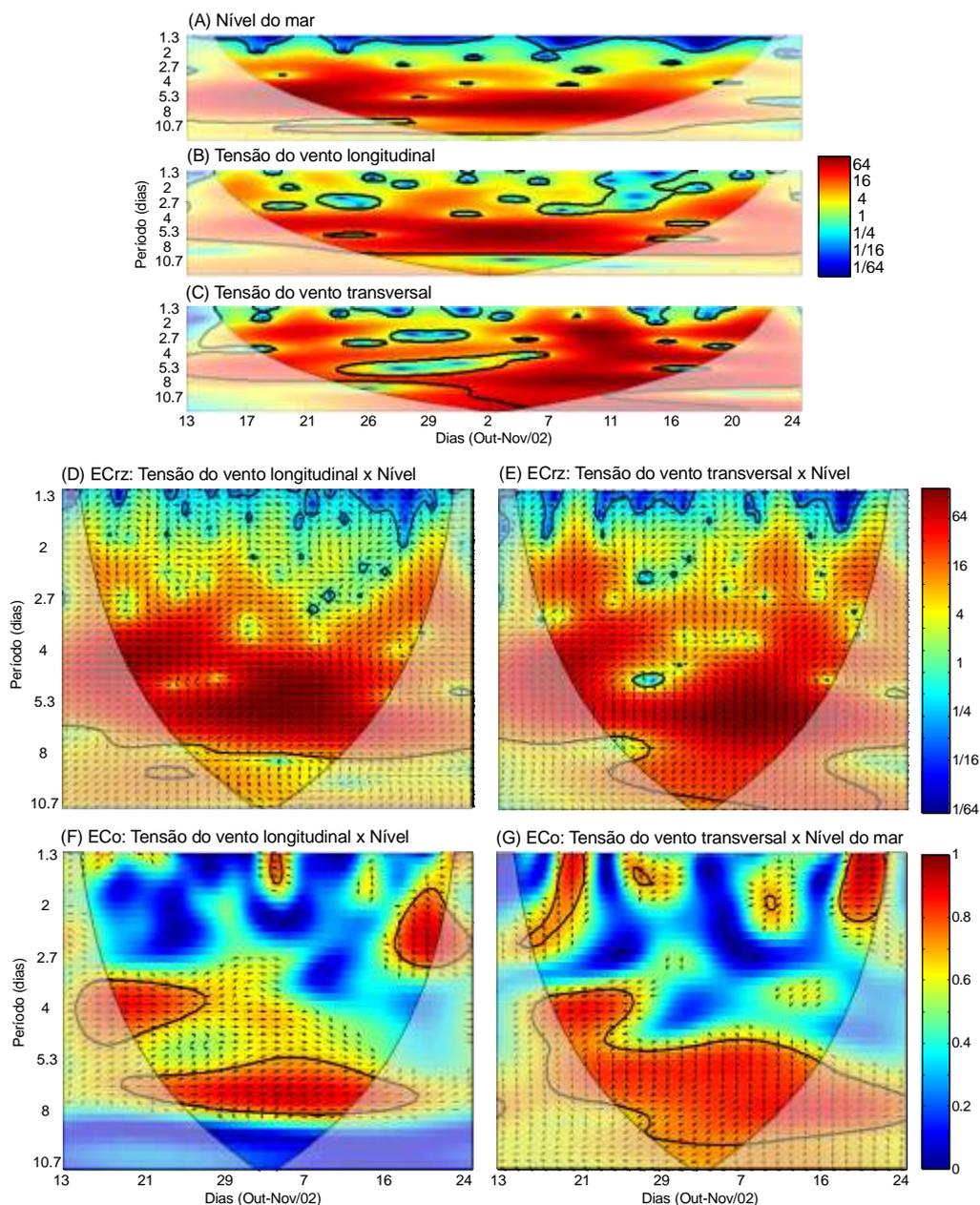


Figura 7.2 Espectros de potência para (A) nível do mar, componentes (B) longitudinal e (C) transversal da tensão do vento. Espectros cruzados e de coerência entre nível do mar e componentes (D,E) longitudinal e (F,G) transversal do vento. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

### 7.1.2 Correntes Costeiras

A Figura 7.3 apresenta os espectros de potência para as componentes longitudinais e transversais de correntes na plataforma continental nos níveis de superfície, meio e próximo ao fundo. As correntes longitudinais a costa apresentaram maior energia em comparação com as transversais, com concentração em períodos de variabilidade maiores que 4 dias. Em todos os níveis foi observada duas regiões de maior concentração de energia, entre os dias 19 a 27 de outubro e 4 a 16 de novembro, para períodos de variabilidade entre 4 a 8 dias. Também ocorreram picos de maior energia para períodos de variabilidade maiores que 10 dias no limiar de significância do cone de influência da AO, entre 29 de outubro e 7 de novembro. Para as correntes transversais, somente os registros de meia água apresentaram níveis de energia similares aos das correntes longitudinais, apresentando as mesmas áreas de concentração de energia.

Os resultados referentes às inter-relações entre o vento, nível da água, descarga fluvial e velocidade das correntes serão apresentados pelas relações entre a componente longitudinal do vento com as correntes longitudinais e transversais; entre o nível da água e a componente longitudinal das correntes; e entre a descarga fluvial e a componente longitudinal das correntes, porque estas é que apresentaram resultados mais significativos. Os gráficos de espectros cruzados e de coerência para as demais inter-relações, como tensão do vento transversal com correntes longitudinais, etc., são apresentados para referência no Anexo 2.

A Figura 7.4 apresenta os espectros cruzados entre as componentes longitudinais do vento e das correntes em superfície, meia água e próximo do fundo. Em todos os níveis ocorreu uma área de maior energia para períodos de variabilidade de 4 a 8 dias e para o intervalo compreendido de 17 de outubro a 16 de novembro. As séries foram coerentes, com valores entre 0,6 a 0,9, indicando que toda coluna de água respondeu aos efeitos da tensão do vento. A componente superficial da corrente apresentou-se em fase com a tensão do vento a partir do dia 26 de outubro (Figura 7.4b). Nos demais níveis foi observada uma inversão na fase com a corrente do meio defasada da tensão em  $90^\circ$  e a corrente de fundo em  $225^\circ$ , o que equivale a  $\frac{1}{4}$  e  $\frac{3}{8}$  do período da variabilidade da tensão. Os períodos maiores de 10 dias não apareceram no espectro cruzado e de

coerência, isto se deve a menor energia apresentada pela tensão do vento (Figura 7.2b). Estes resultados indicam que a tensão do vento longitudinal teve importância no estabelecimento de fluxos paralelos na plataforma continental.

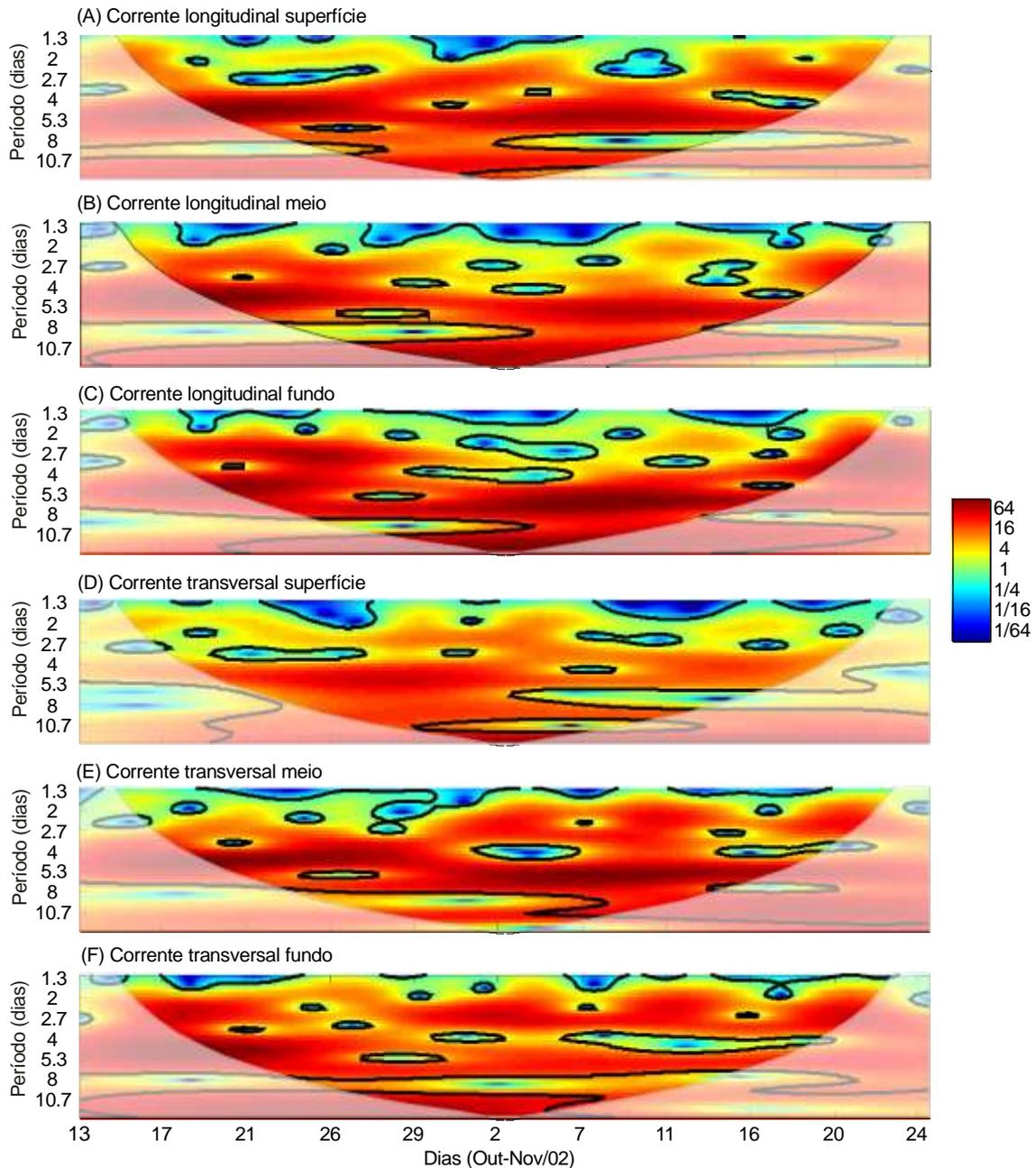


Figura 7.3 Espectros de potência de correntes longitudinais (A,B,C) superfície, meio e fundo, e transversais (D,E,F) superfície, meio e fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

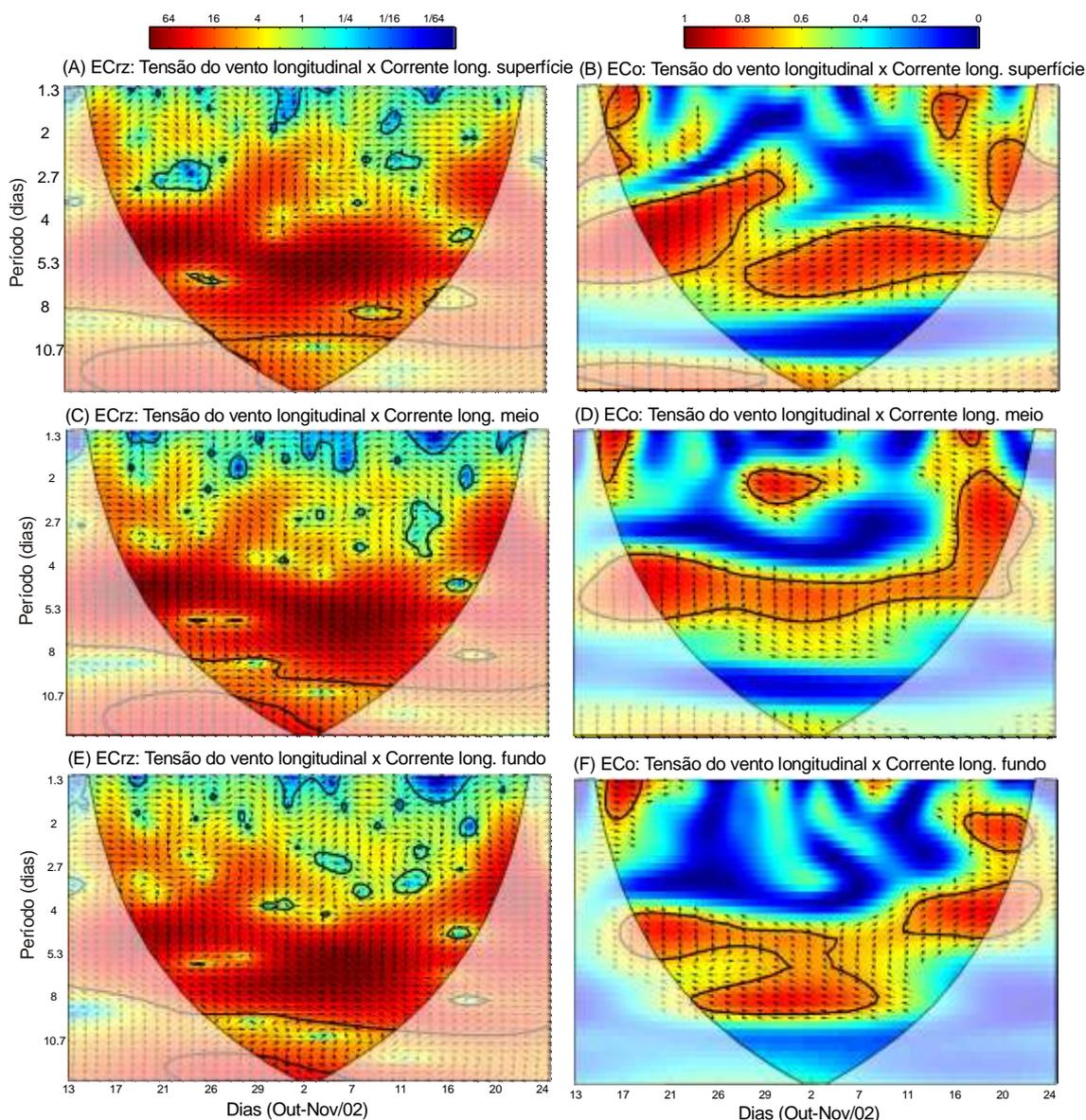


Figura 7.4 Espectros cruzados e de coerência entre as componentes longitudinais da tensão do vento e correntes (A,B) de superfície, (C,D) meio e (E,F) de fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

Os espectros cruzados e de coerência entre a tensão longitudinal do vento com as componentes transversais das correntes são apresentados na Figura 7.5. A corrente transversal meio foi a que apresentou coerência com a tensão, em torno de 0,8 a 0,9 em quase todo o período amostral e para o período de variabilidade de 4 a 8 dias. As relações de fase foram de  $90^\circ$  a  $225^\circ$  com a corrente defasada da tensão, ou seja,  $\frac{1}{4}$  e  $\frac{3}{8}$  do período da variabilidade da tensão, respectivamente. Este padrão foi similar para a corrente de fundo, porém com significância estatística somente para dois períodos

amostrais, no início e no meio do registro. Os resultados sugerem uma relação bastante significativa entre os campos longitudinais da tensão do vento e a corrente transversal a costa, na profundidade intermediária, em escalas e períodos similares à corrente longitudinal.

Os espectros cruzados e de coerência entre o nível da água a componente transversal das correntes são apresentados na Figura 7.6. As variáveis apresentaram energia significativa numa faixa ampla que vai de 4 a 10 dias de período de variabilidade para praticamente todo o período de amostragem. No entanto, quando se observa os espectros de coerência, valores maiores de correlação entre 0,7 a 0,9 foram somente encontrados para os níveis de meio e próximo ao fundo da coluna de água. As relações de fase indicaram uma defasagem da corrente transversal em relação ao nível do mar de  $90^\circ$  a  $225^\circ$ , ou seja,  $\frac{1}{4}$  e  $\frac{3}{8}$  do período da variabilidade do nível. Estes resultados sugerem que existiu uma relação direta entre estas variáveis, com a ocorrência de desníveis do nível do mar na plataforma e posterior fluxo transversal a costa, principalmente em profundidades intermediárias da coluna de água.

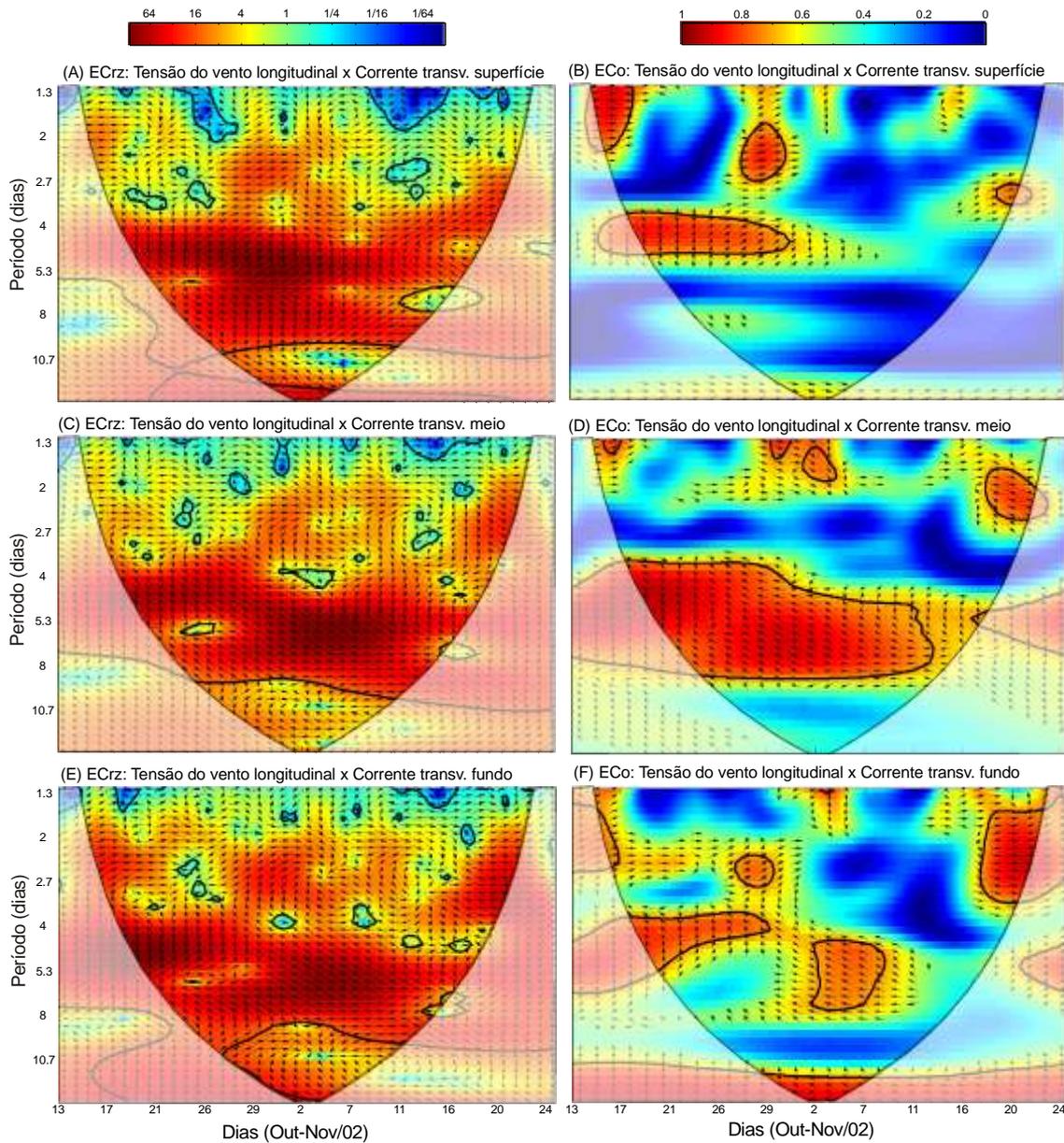


Figura 7.5 Espectros cruzados e de coerência entre tensão do vento longitudinal e correntes transversais (A,B) de superfície, (C,D) meio e (E,F) de fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

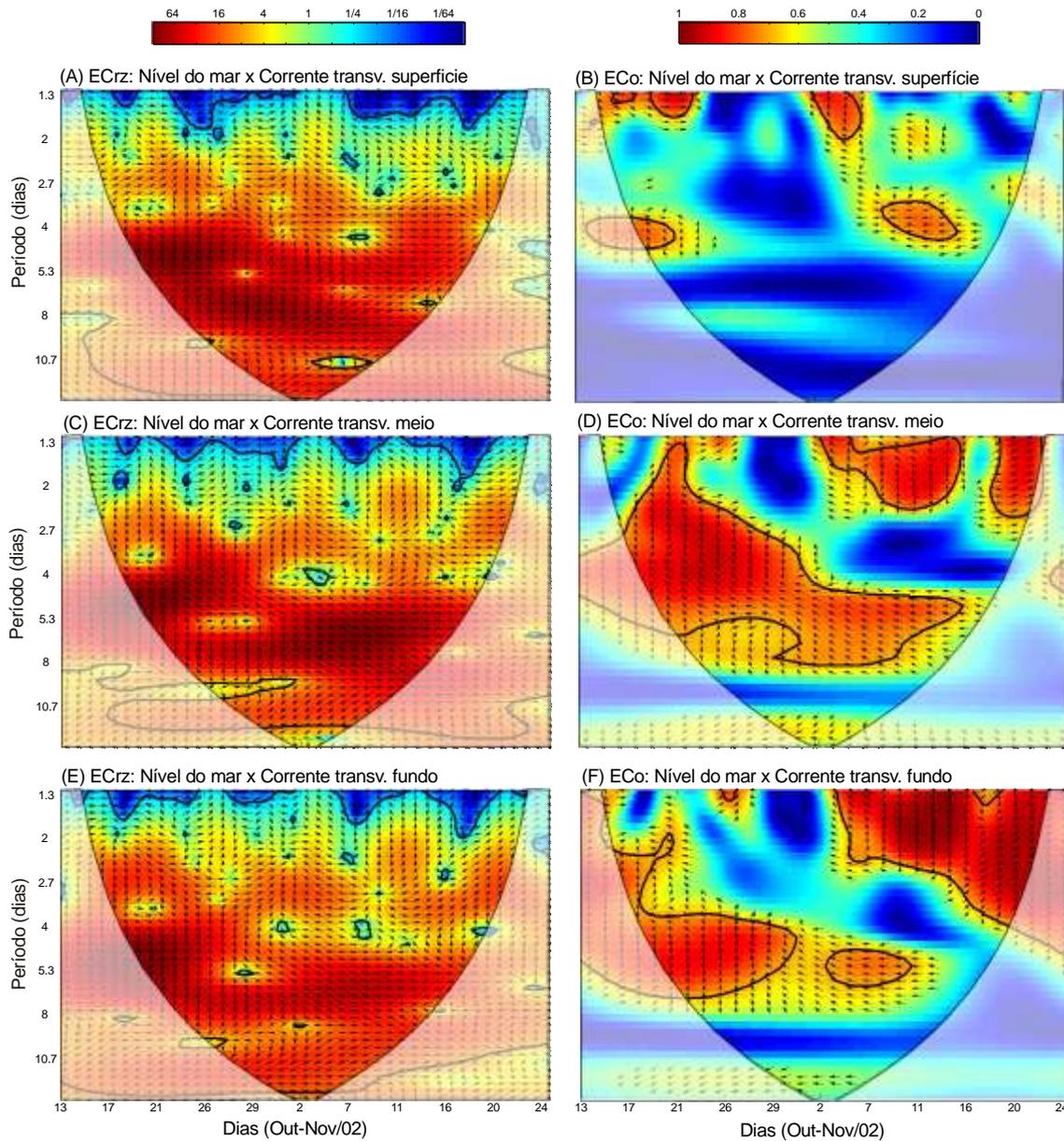


Figura 7.6 Espectros cruzados e de coerência entre nível do mar e correntes transversais (A,B) de superfície, (C,D) meio e (E,F) de fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

As inter-relações entre a descarga fluvial e as componentes da corrente em superfície são apresentadas na Figura 7.7. As correntes longitudinais apresentaram maior coerência com a descarga fluvial. A relação foi encontrada em quatro períodos amostrais: entre 23 a 31 de outubro, com períodos de variabilidade de 2,7 a 4 dias, entre 05 a 17 de novembro com períodos de 5 a 8 dias, entre 18 a 20 de novembro para períodos de 2 a 3 dias, e períodos maiores que 10 dias, no centro do registro (Figura 7.7 b). As relações de fase indicaram a descarga fluvial avançada em  $45^\circ$  da corrente nos

dois primeiros períodos, em fase no terceiro período, e avançada em torno de  $90^\circ$  no último. Estes resultados sugeriram uma relação significativa entre a componente longitudinal da corrente superficial na plataforma continental adjacente a Itajaí e os fluxos do estuário, evidenciando o efeito da pluma estuarina no sentido paralelo a costa.

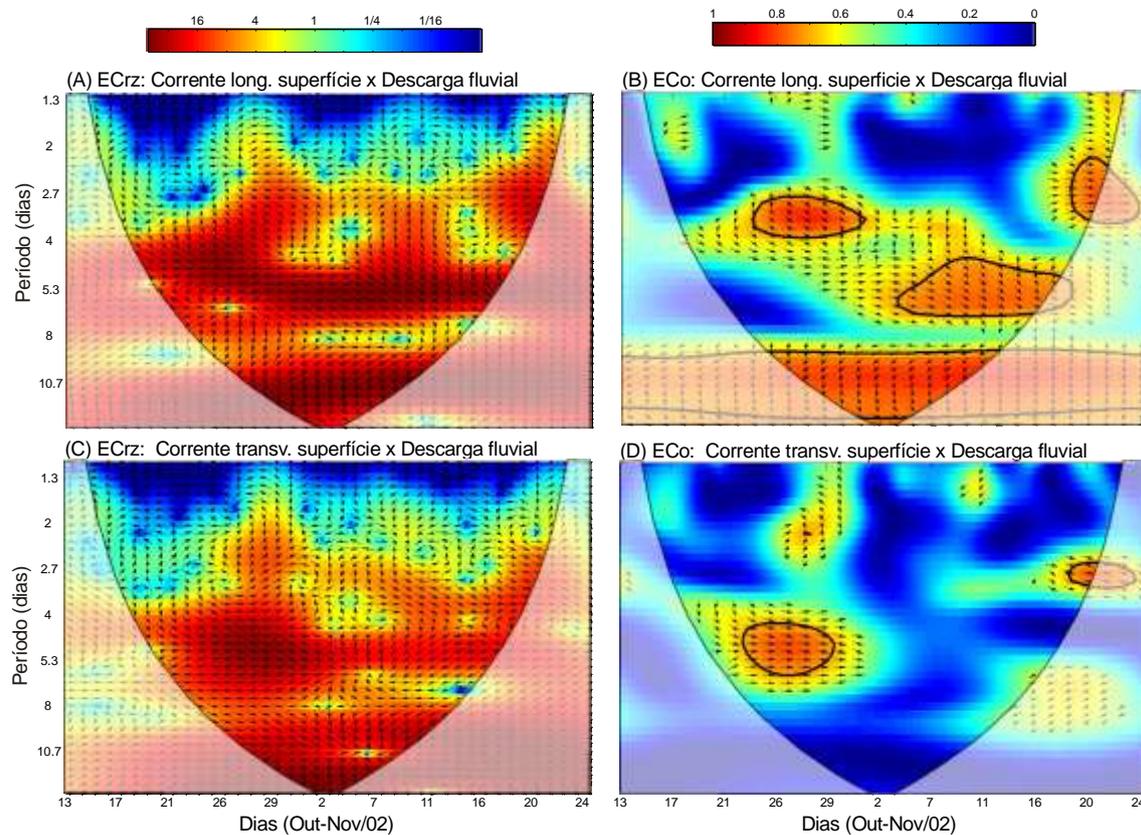


Figura 7.7 Espectros cruzado e de coerência entre as componentes (a,b) longitudinal e (c,d) transversal da corrente superficial e descarga fluvial. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

## ***7.2 Circulação Estuarina***

### ***7.2.1 Descarga Fluvial & Nível de Água Estuarino***

A Figura 7.8 apresenta os espectros de potência, cruzado e de coerência para o nível de água estuarino e a descarga fluvial. O espectro de energia do nível estuarino apresentou uma faixa de maior energia associada a períodos de variabilidade de 4 a 8 dias, ocorrendo na maior parte do período amostral. As faixas de concentração de energia da descarga fluvial foram associadas a períodos de 5 a 8 dias e maiores que 9 dias, ocorrendo em todo o período amostral. Ocorreram também aumentos de energia em períodos da variabilidade de 2 dias em três períodos amostrais: 27 a 31 de outubro, 09 a 12 de novembro, e no final do período, onde foram observados os maiores valores de descarga fluvial (cf. Figura 5.5).

Os espectros cruzados e de coerência entre o nível de água estuarino e a descarga fluvial (Figura 7.8 c,d) apresentaram maior energia em todo período amostral numa faixa de 4 a 8 dias e maiores que 10 dias. No entanto, a coerência entre ambas as séries somente foi definida em três eventos: durante o período de 21 a 29 de outubro, com período de variabilidade de 3 a 4 dias; entre 05 a 10 de novembro, com período em torno de 5 dias; e no meio do registro, com períodos maiores que 10 dias. No entanto, a coerência foi mais baixa nos dois primeiros eventos, de 0,6, e em torno de 0,8 no último. As séries estiveram aproximadamente em fase nos dois primeiros períodos amostrais, e no último o nível esteve avançado em  $45^\circ$ . Estes resultados indicam que o nível de água do estuário esteve pouco relacionado às flutuações do fluxo de água doce proveniente da drenagem continental a montante da desembocadura durante o período de estudo.

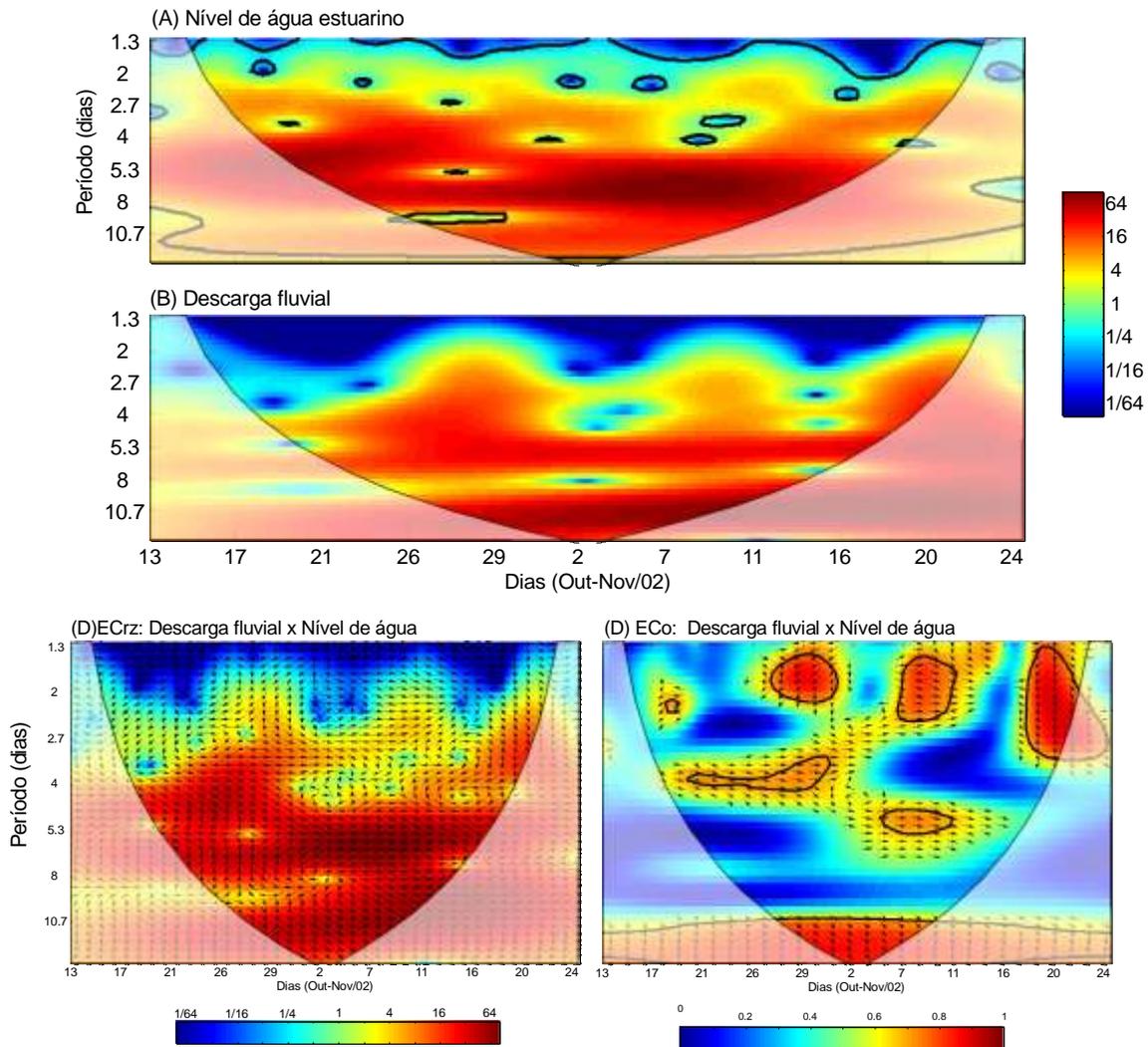


Figura 7.8 Espectros de potência para (A) nível de água estuarino e (B) descarga fluvial. Espectros cruzado (C) e de coerência (D) entre nível de água estuarino e descarga fluvial. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

Os espectros de energia do nível de água estuarino (Figura 7.8a) e do nível do mar na plataforma continental adjacente (cf. Figura 7.2a) foram muito similares, o que foi refletido no espectro cruzado entre ambas as variáveis (Figura 7.9a). A energia significativa conjunta ficou concentrada em uma faixa ampla maior que 4 dias e durante todo o registro. A coerência entre as séries (Figura 7.9b) foi maior que 0,9 estando estas aproximadamente em fase nestes períodos de variabilidade e amostral. Para termos comparativos, foram feitos os espectros cruzados e de coerência entre o nível da água estuarino e a componente da tensão do vento longitudinal, e também com as componentes transversais das correntes de plataforma para os níveis de meia água e próximo ao fundo (Figura 9c até h). Os resultados entre a tensão longitudinal do vento e

o nível estuarino foram similares aos obtidos entre a mesma componente da tensão e o nível do mar (cf. Figura 7.2e). A coerência entre as séries foi de 0,7 a 0,9 para os períodos de variabilidade de 3 a 8 dias e para todo o período de amostragem. As variáveis estiveram aproximadamente em fase ou o nível levemente defasado da tensão em torno de  $45^\circ$ . O espectro cruzado entre a corrente transversal meio e o nível de água estuarino (Figura 7.9 e,f) apresentou também energia conjunta nos períodos de variabilidade similares aos obtidos entre o nível do mar e a corrente (cf. Figura 7.6c). A coerência entre as séries foi de 0,7 a 0,9 numa faixa que vai de 3 a 9 dias e para todo o período de estudo. O nível de água estuarino esteve avançado com respeito a componente transversal da corrente em  $90^\circ$  a  $135^\circ$ . Esta diferença de fase indica que o nível atingiu o seu valor máximo (valores positivos) antes da componente oeste da corrente transversal (indicada pelos valores negativos), possivelmente durante a inversão do fluxo de leste para oeste.

Os espectros cruzado e de coerência entre o nível de água estuarino e as variáveis: tensão do vento transversal, corrente longitudinal (superfície, meio e fundo) e corrente transversal na superfície são apresentados no Anexo 2. Todas as variáveis apresentaram distribuição similar de energia conjunta em iguais períodos amostrais e de variabilidade encontrados com as outras variáveis já descritas (Figura 9.3). O nível de água esteve coerente com a tensão transversal do vento e o campo de correntes longitudinais a costa (meio e fundo), com valores em torno de 0,6 a 0,9. As relações de fase mostram o nível de água avançado com respeito à componente transversal do vento e correntes longitudinais (meio e fundo) em torno de  $90^\circ$  a  $135^\circ$ . O nível do mar não apresentou coerência com a corrente transversal na superfície.

A alta energia dos espectros cruzados e a boa coerência entre o nível de água do estuário, os ventos paralelos a costa e os fluxos transversais na plataforma continental indicam forte interação do baixo estuário com o oceano adjacente durante o período amostral. As oscilações do nível de água estuarino em baixas frequências estiveram diretamente relacionadas aos processos físicos da plataforma continental adjacente, indicando que durante o período amostrado as flutuações na descarga fluvial não foram importantes nestas frequências, corroborando com os resultados apresentados no Capítulo 6.

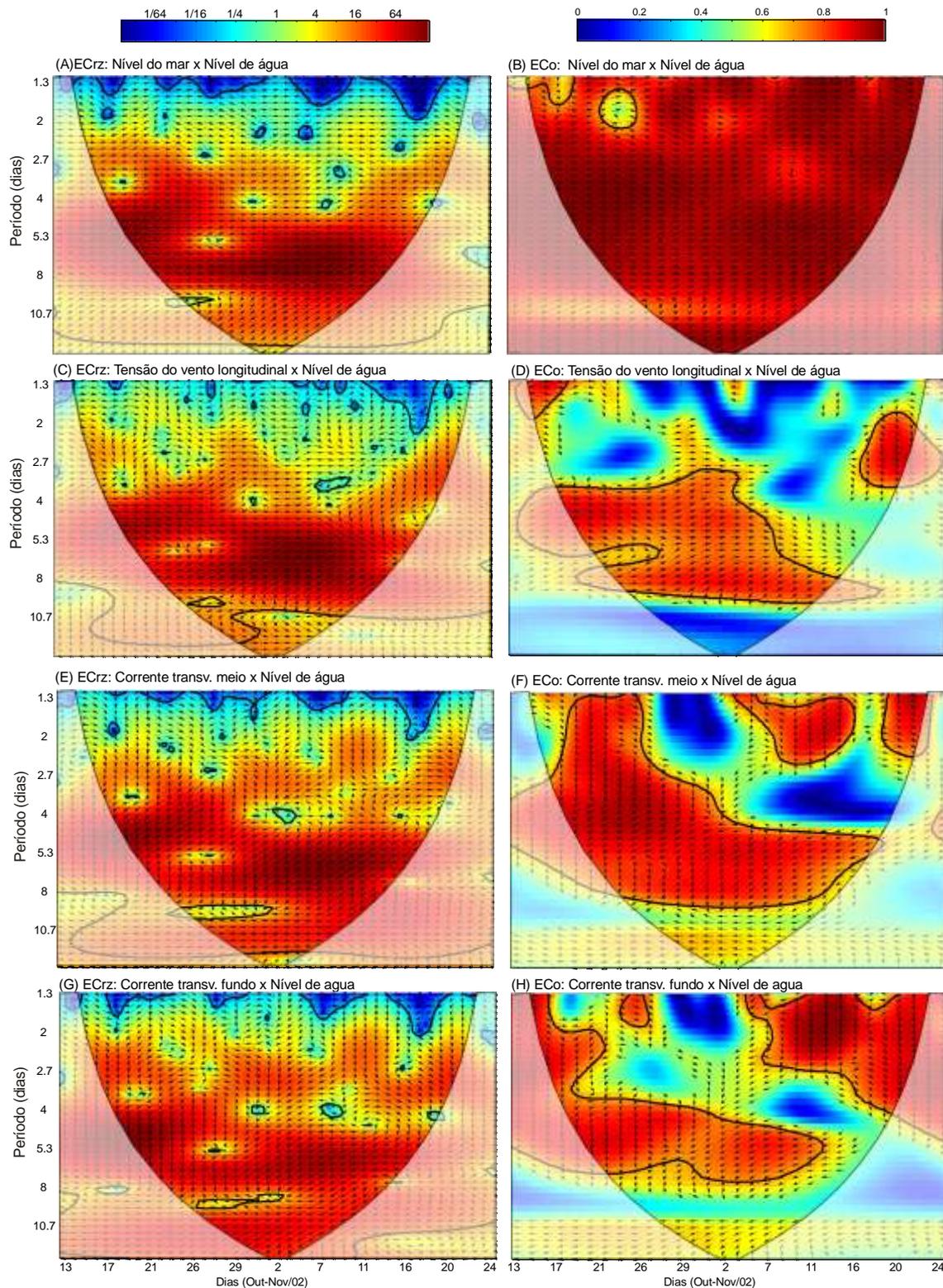


Figura 7.9 Espectros cruzado e de coerência entre nível de água estuarino e (A,B) nível do mar, (C,D) tensão do vento longitudinal, (E,F) corrente transversal meio e (G,H) corrente transversal fundo na plataforma continental. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

### 7.2.2 Correntes Longitudinais Estuarinas

A Figura 7.10 apresenta os espectros de potência para as correntes estuarinas nos níveis de superfície, meia água e próximo ao fundo. A energia esteve concentrada nos períodos de variabilidade de 4 a 8 dias e maiores que 10 dias para todo o período de amostragem, similar ao encontrado com as outras variáveis. Estas faixas foram mais bem definidas nas correntes do meio e fundo. Contudo, o período de variabilidade foi ampliado (a partir de 2 dias) em três períodos amostrais: 27 a 31 de outubro, 09 a 12 de novembro, e no final do período. A Figura 7.11 apresenta os espectros cruzados e de coerência entre os diferentes níveis das correntes estuarinas. Como a distribuição individual de energia das correntes foi similar, os espectros cruzados também seguiram os mesmos padrões apresentados pelos espectros de potência. Os espectros de coerência apresentaram as três profundidades significativamente coerentes entre si e praticamente em fase, indicando um padrão similar de oscilação em toda a coluna de água.

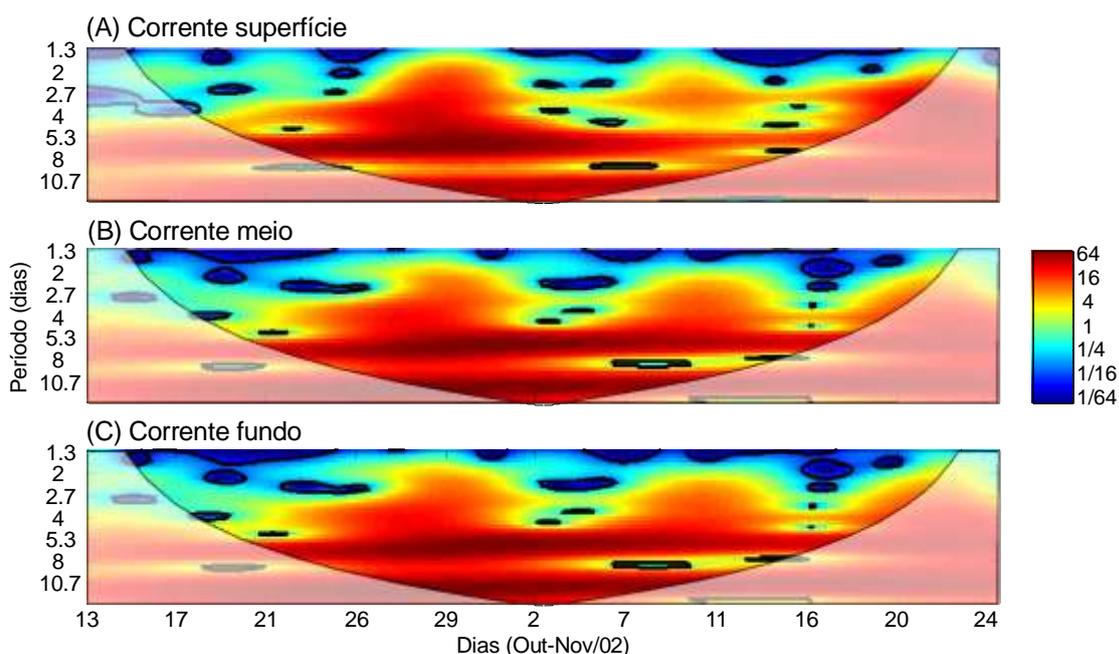


Figura 7.10 Espectros de potência de correntes estuarinas (A) superficial, (B) meio da coluna de água, e (C) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

Comparando os espectros de potência das correntes estuarinas (Figura 7.10) com o espectro de potência da descarga fluvial (Figura 7.8b), observa-se que há boa similaridade na distribuição de energia, o que se reflete nos espectros cruzados e de coerência (Figura 7.12). A coluna de água respondeu ao fluxo fluvial de forma similar em FSubM em todos os níveis. A distribuição de energia conjunta seguiu o mesmo padrão observado anteriormente entre as correntes (Figura 7.11), com períodos de 4 a 8 dias e maiores que 10 dias, com coerência maior que 0,8. O prolongamento do período de variabilidade também foi observado nos espectros cruzados nos três períodos citados anteriormente. Os valores negativos das correntes (vazante) estiveram relacionados com valores positivos da descarga fluvial (valores elevados), e vice-versa.. Em alguns períodos as correntes estiveram defasadas em torno de  $90^\circ$  a  $135^\circ$  da descarga fluvial, indicando que as correntes de superfície, meio e fundo responderam com  $\frac{1}{4}$  e  $\frac{3}{8}$  do período à variabilidade do fluxo fluvial. Os resultados indicaram que o campo de correntes em FSubM foi significativamente influenciado pelas oscilações da descarga fluvial, com toda a coluna de água respondendo de forma similar à vazão, o que não foi observado para o nível da água estuarino.

A Figura 7.13 apresenta os espectros cruzados e de coerência entre as componentes longitudinais da tensão do vento e correntes estuarinas. A energia conjunta ocorreu numa grande área do diagrama para os períodos de variabilidade de 4 a 8 dias, e em menor intensidade em períodos maiores que 10,7 dias. A coerência entre as séries foi similar em toda a coluna de água, entre 0,6 a 0,8, havendo um aumento da região no gráfico onde as séries se correlacionam melhor na direção do fundo. No entanto, as séries não foram coerentes no início do período amostral. As relações de fase indicaram que as séries apresentaram-se fora de fase na maior parte do período amostral. Em alguns períodos as correntes apresentaram-se defasadas da tensão do vento em torno de  $225^\circ$ . A componente transversal da tensão não apresentou influencia no campo de correntes estuarinas no período de variabilidade e amostral citado anteriormente (Figura 9.4, Anexo 2).

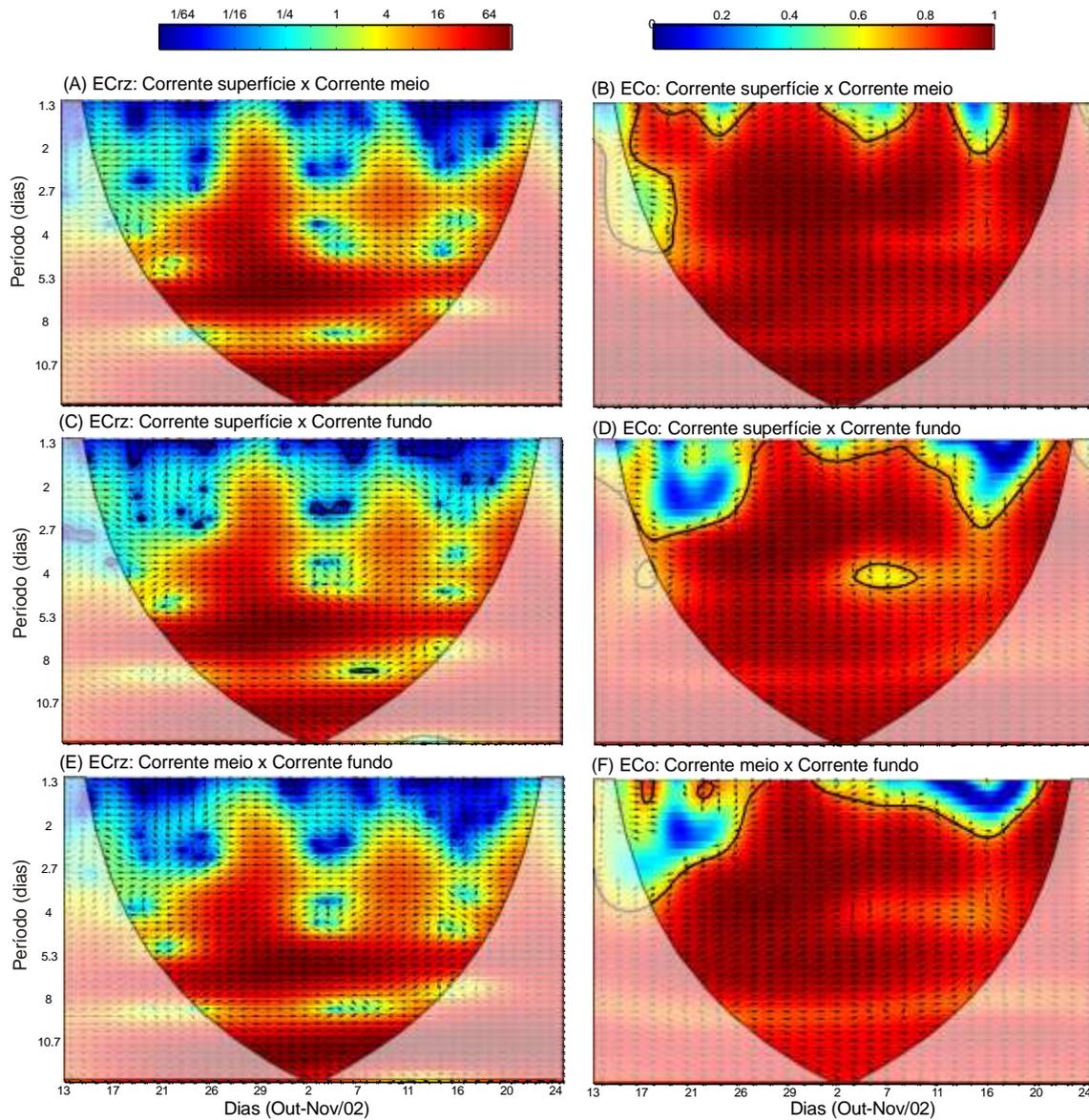


Figura 7.11 Espectros cruzados e de coerência entre correntes estuarinas (A,B) de superfície e meio, (C,D) de superfície e fundo, e (E,F) de meio e fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

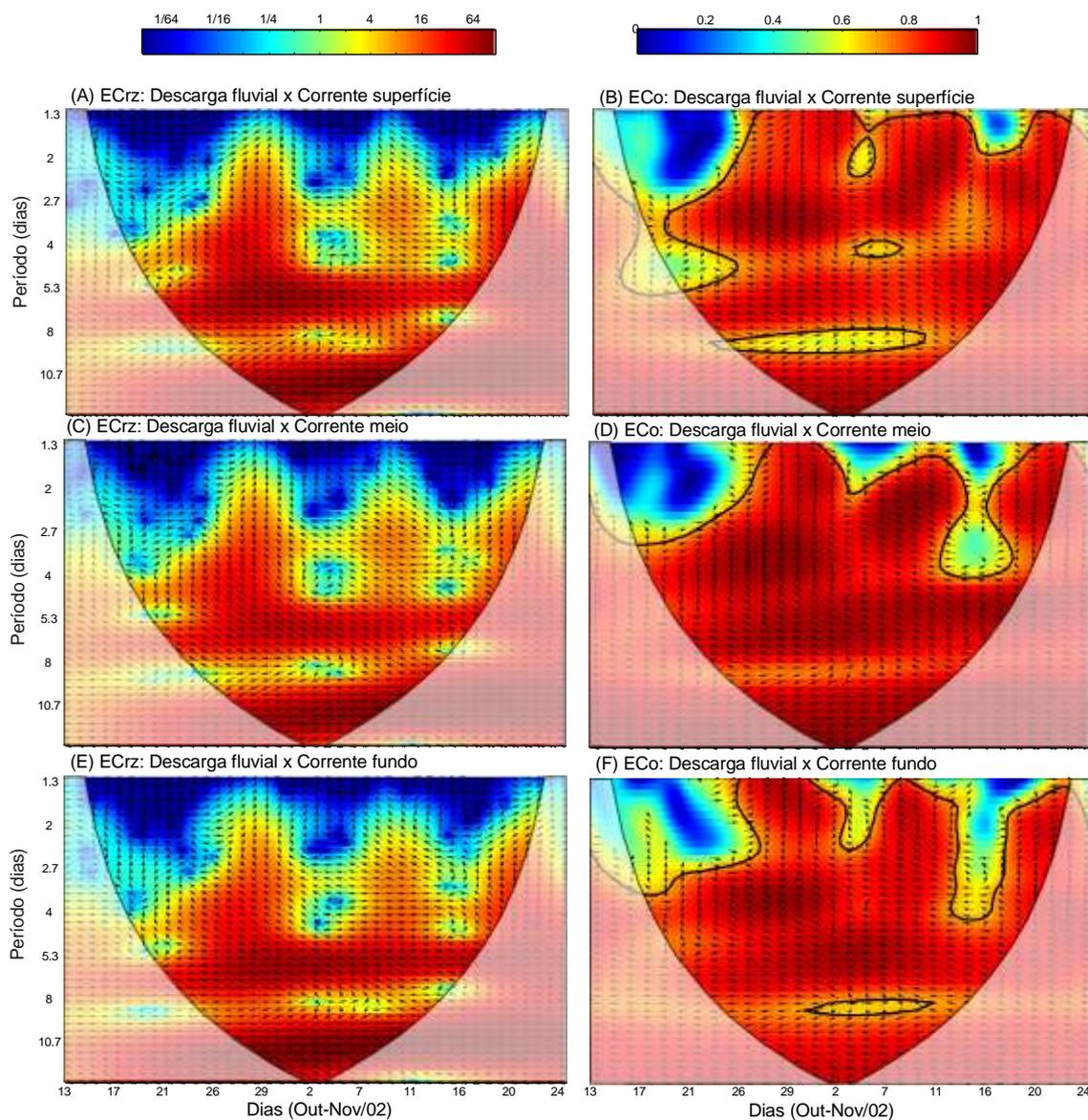


Figura 7.12 Espectros cruzados e de coerência entre a descarga fluvial e correntes estuarinas (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

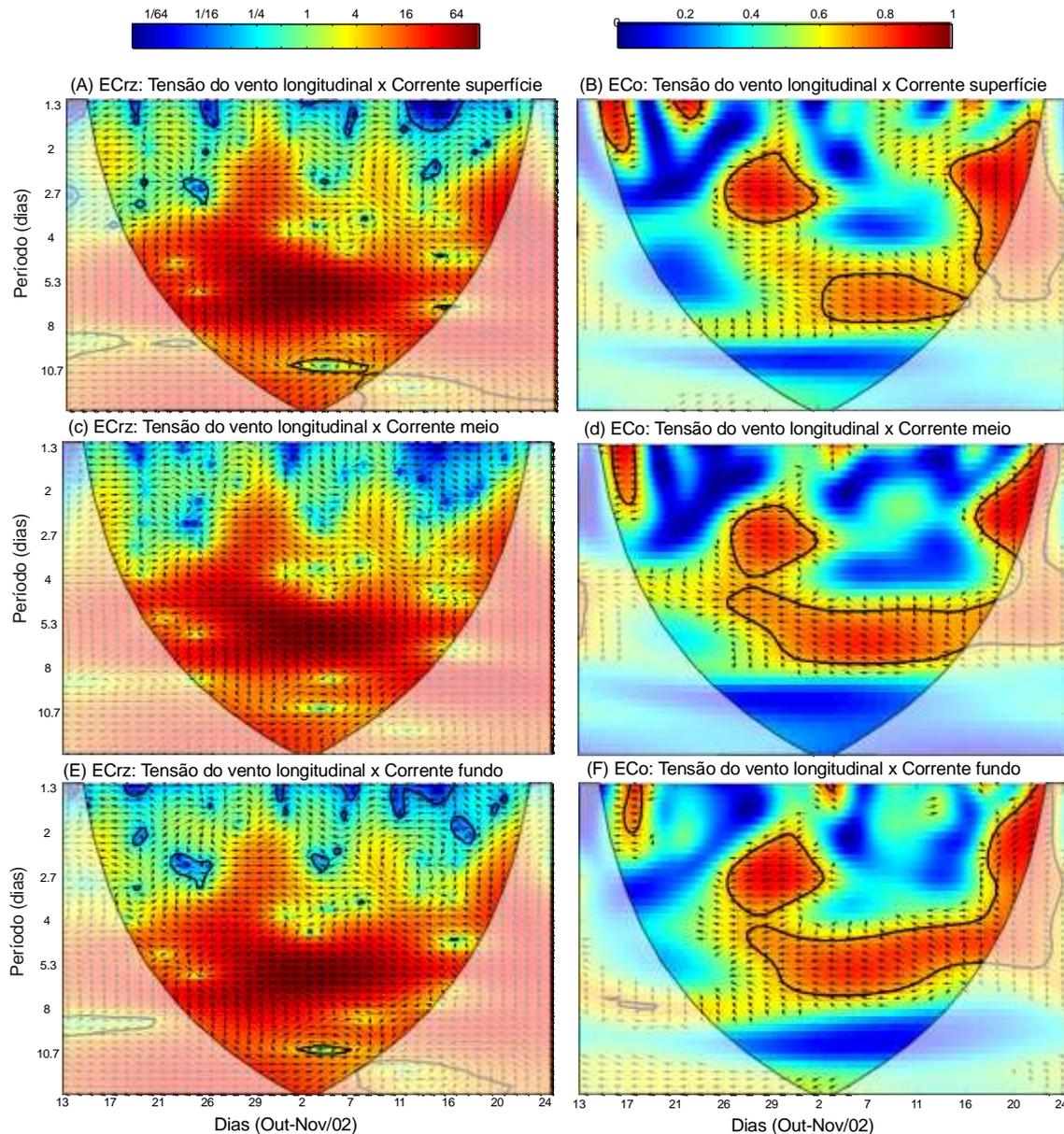


Figura 7.13 Espectros cruzados e de coerência entre a tensão do vento longitudinal e correntes estuarinas (a,b) de superfície, (c,d) meio, e (e,f) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

Apesar da boa relação encontrada entre o campo de correntes estuarinas com a descarga fluvial, os valores de coerência entre a tensão do vento longitudinal e as correntes estuarinas sugerem que há interação significativa apesar do tempo de resposta mais longo, o que seria refletido para uma relação entre correntes costeiras e estuarinas. Os espectros cruzados e de coerência entre as correntes transversais próximo da superfície na plataforma adjacente apresentaram alguma energia significativa, porém sem coerência com as correntes estuarinas em todos os três níveis. Por outro lado, foram

identificadas inter-relações entre as correntes nos níveis de meia água e próximo ao fundo na plataforma com as correntes estuarinas (Figuras 7.14 e 7.15). Foi possível verificar a influência de cada componente do fluxo transversal na plataforma em cada componente do fluxo estuarino. A energia conjunta está presente em todos os diagramas em uma grande faixa que compreende aproximadamente todo o período amostral e para períodos de variabilidade de 4 a 8 dias e maiores que 10,7 dias. A corrente marinha em meia água foi a que melhor se correlacionou com os fluxos estuarinos em FSubM, principalmente com os níveis de meia água e fundo do estuário. As séries foram coerentes com valores superiores a 0,8 nos períodos que vão de 4 a aproximadamente 8 dias (Figura 7.14b,d,f). As relações de fase indicaram as séries aproximadamente em fase ou com defasagem de  $45^\circ$  da corrente estuarina em relação à marinha. Em períodos maiores que 10,7 dias as séries apresentaram-se altamente coerentes e aproximadamente em fase.

O campo de correntes estuarinas também se apresentou coerente com a componente de fundo da corrente transversal, porém, com menores valores de coerência e em períodos amostrais menores (Figura 7.15). Apesar de haver energia conjunta entre todas as séries, a componente superficial da corrente marinha foi pouco correlacionada com as correntes estuarinas, havendo somente um período amostral, compreendido entre 27 a 30 de outubro, e de períodos de 4 a 6 dias, onde a coerência apresentou um valor em torno de 0,6, porém, sem significância estatística com a corrente estuarina de fundo (Figura 9.4, Anexo 2).

Os valores de coerência significativa em uma grande região nas séries de figuras indicam que os fluxos estuarinos, assim como o nível de água, estiveram mais bem correlacionados com os fluxos transversais na plataforma continental, principalmente em meia água e fundo. A corrente do meio da coluna de água do estuário foi mais bem correlacionada com a corrente meio da plataforma continental em períodos de 4 a 8 dias, estando aproximadamente em fase com esta. Estes resultados sugerem a interação com os movimentos na plataforma continental adjacente relacionado ao mecanismo de transporte transversal de Ekman devido à atuação de ventos locais sobre a superfície oceânica. Desta forma o vento remoto parece ter um papel importante na hidrodinâmica do estuário do rio Itajaí-açu em FSubM, juntamente com a descarga fluvial e a oscilação de maré.

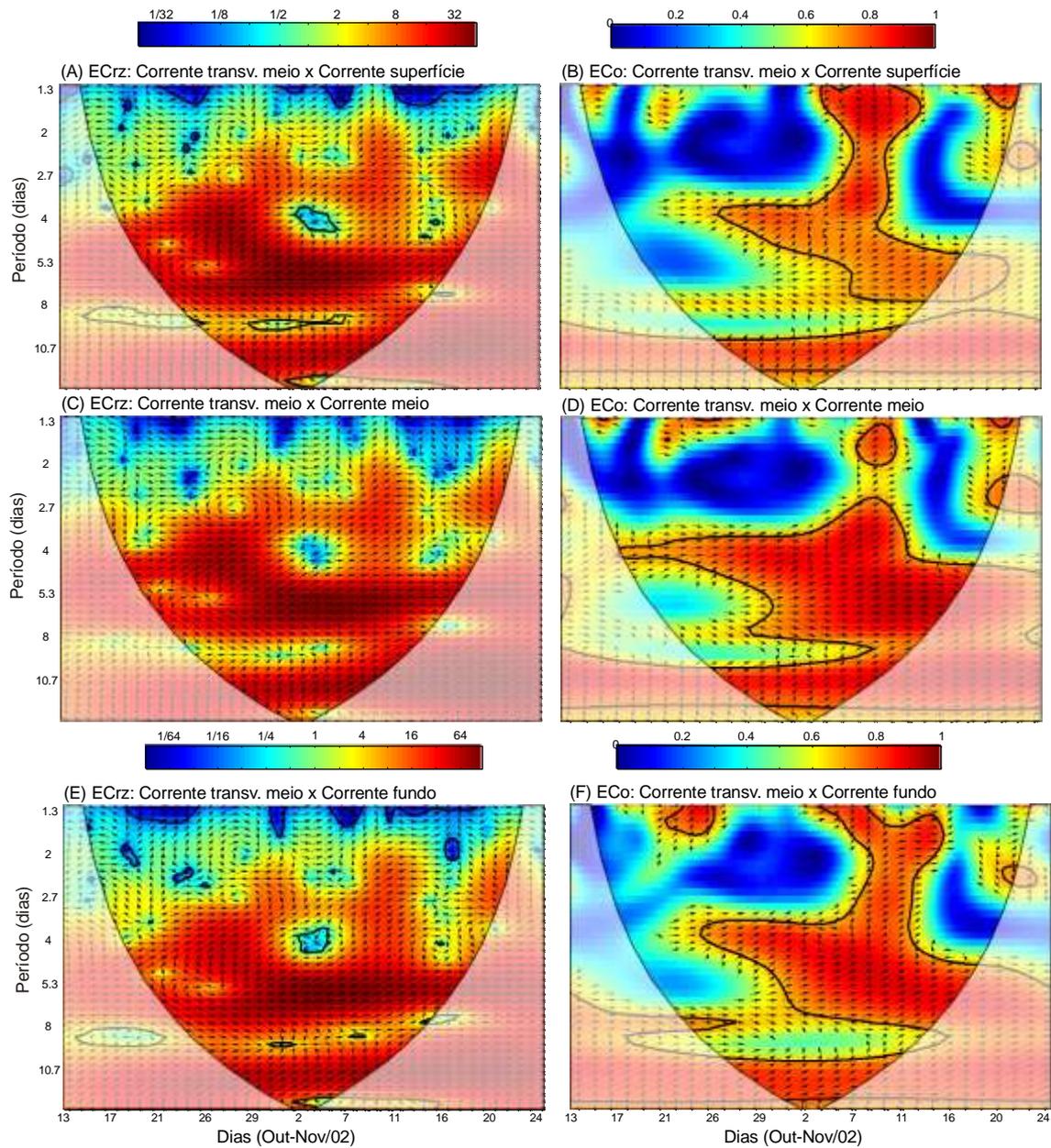


Figura 7.14 Espectros cruzados e de coerência entre a corrente transversal meio da plataforma continental e correntes estuarinas (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

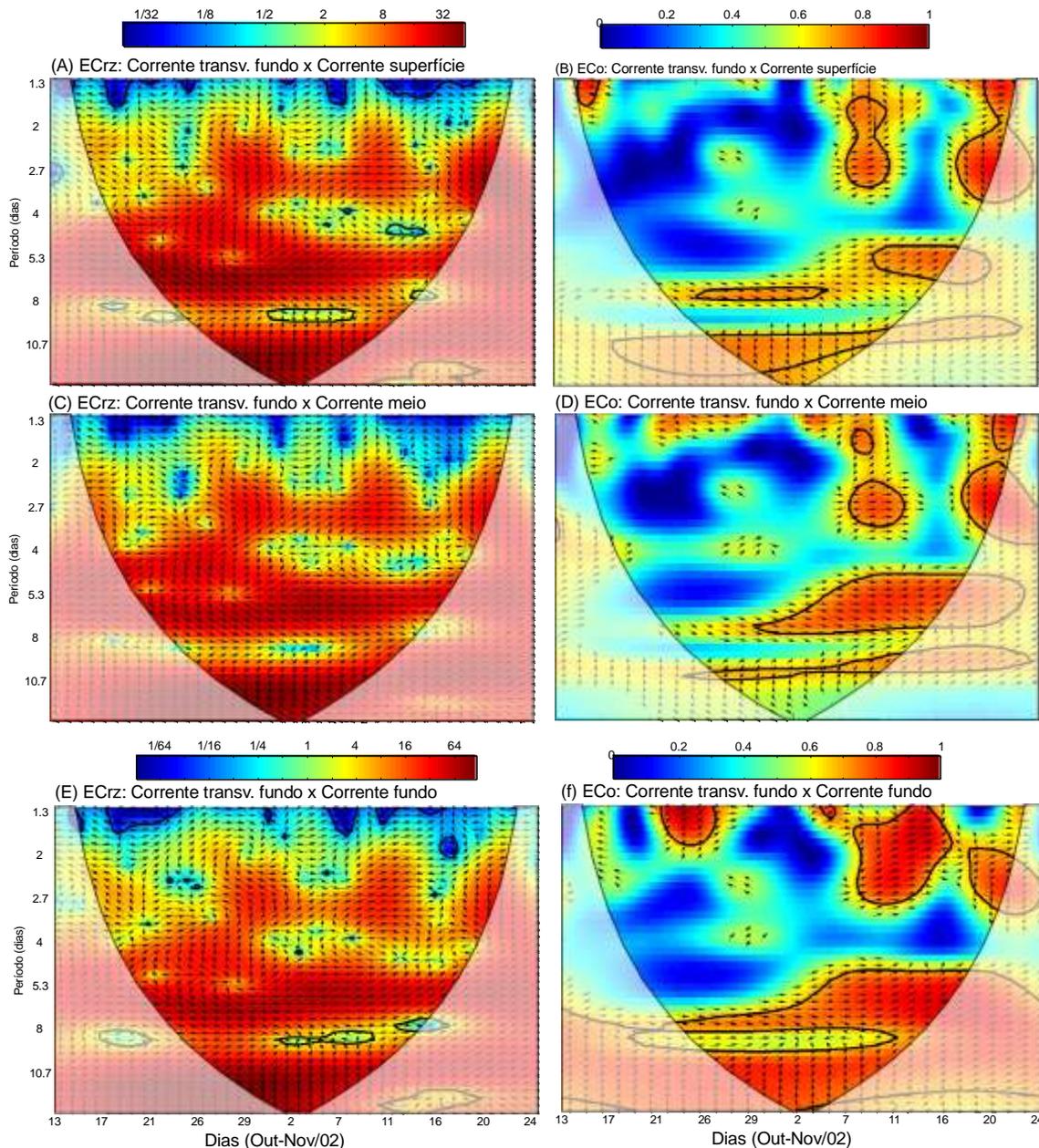


Figura 7.15 Espectros cruzados e de coerência entre a corrente transversal fundo da plataforma continental e correntes estuarinas (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

### 7.2.3 Fluxo de Troca Estuarina

Segundo Scully (2005) um meio de avaliar o efeito do vento (local ou remoto) na hidrodinâmica estuarina é calcular o fluxo de troca estuarina (FTE). Os fluxos residuais em FSubM em um estuário incluem tanto os efeitos de trocas com a

plataforma continental adjacente, através do efeito do vento remoto, bem como os efeitos locais através da atuação do vento na superfície do estuário. O FTE é calculado pela diferença entre os valores de correntes estuarinas em FSubM de superfície e de fundo. Os valores máximos negativos do FTE são resultado da diminuição das correntes de vazante na superfície (valor negativo do vetor corrente) e aumento das correntes de enchente no fundo (valor positivo do vetor corrente). Valores máximos positivos de FTE estão relacionados com o aumento das correntes de vazante na superfície devido ao aumento na descarga fluvial e diminuição das correntes de enchente no fundo, ou até mesmo inversão do fluxo nesta profundidade. A atuação do vento local e/ou remoto resulta na intensificação da circulação gravitacional com a intensificação das correntes de fundo. No caso do efeito ser local, com a componente do vento longitudinal ao canal do estuário e na direção da desembocadura, este promoverá um fluxo na direção do vento na superfície, e em profundidade na direção inversa. Para uma direção oposta os sentidos das correntes se invertem. No caso do efeito ser remoto, ventos longitudinais a costa e relacionados a variação do nível do mar promovem trocas com a plataforma. Esta dinâmica origina gradientes de pressão barotrópicos que forçam a água para o interior e para fora do estuário e que interagem com os gradientes longitudinais de densidade.

A Figura 7.16 apresenta as séries temporais de correntes em FSubM no estuário do rio Itajaí-açu bem como o FTE resultante. Durante o período amostral ocorreram vários eventos onde houve a diminuição (máximos negativos) do FTE, ou seja, aumento da circulação gravitacional em FSubM. Estes eventos ocorreram no início do período até o dia 27 de outubro, entre 05 a 08 de novembro e no período compreendido de 11 a 19 de novembro. Nestes dias a corrente de vazante na superfície diminuiu enquanto que a corrente de enchente aumentou, ou passou de vazante para enchente. A vazante em toda a coluna de água ocorreu quando ambas correntes de superfície e fundo apresentaram valores muito negativos, como por exemplo, nos dias 29 de outubro, 09 e 20 de novembro e o fluxo de troca estuarina resultante foi positivo, indicando a diminuição ou não existência da circulação gravitacional em resposta ao aumento da descarga fluvial.

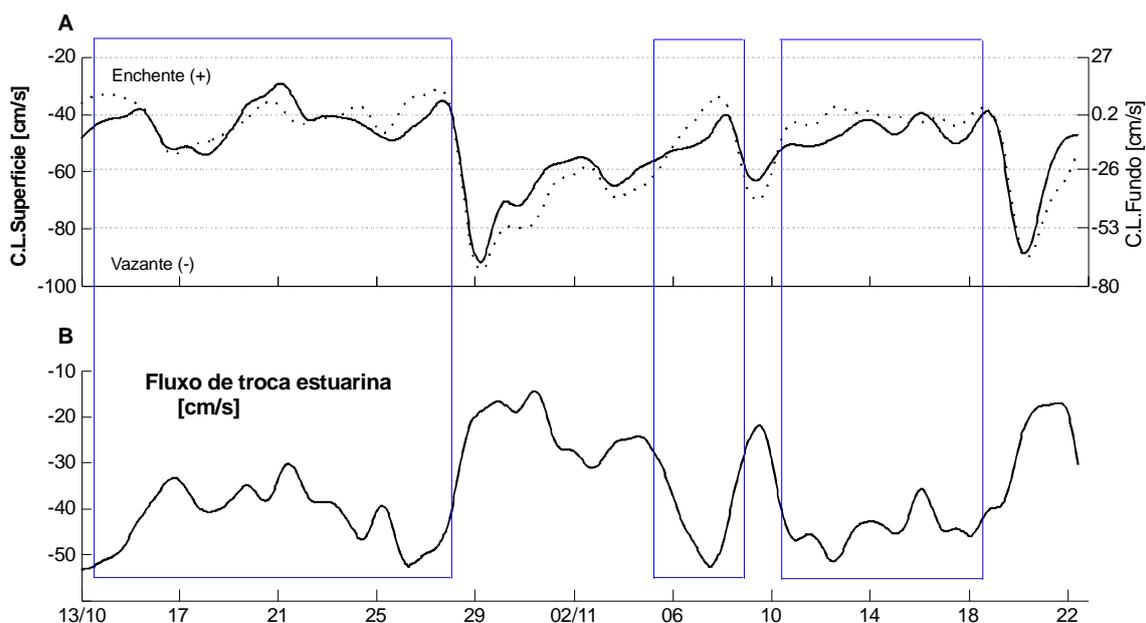


Figura 7.16 Cálculo do fluxo de troca estuarina: (A) correntes longitudinais de superfície versus de fundo, (B) fluxo de troca estuarina.

A Figura 7.17 apresenta os espectros de potência da FTE e a Figura 7.18 apresenta os espectros cruzados e de coerência entre a FTE e a descarga fluvial, nível da água, tensão do vento longitudinais e correntes transversais em meia água na plataforma adjacente. O espectro de potência da FTE apresentou uma faixa de maior energia associada a períodos de variabilidade de 4 a 0 dias, e que ocorreu em grande parte do período amostral, exceção para o período amostral após o dia 02 de novembro e na faixa de 8 dias. Os espectros cruzados e de coerência entre FTE e descarga fluvial (Figura 7.18a,b) apresentaram energia comum e coerência significativa em uma faixa ampla de períodos de variabilidade de 4 dias a 8 dias e maiores que 10 dias. Ambas variáveis estão em fase nestes períodos. Os espectros cruzados entre FTE e o nível de água estuarino (Figura 7.18c,d) apresentaram energia conjunta numa grande área do gráfico. No entanto, a coerência foi significativa (em torno de 0,7 a 0,8) somente no início do estudo e para o período de variabilidade de 3 a 5 dias e para maiores que 10 dias, com diferença de fase aproximadamente nula. Os espectros cruzados entre FTE e a tensão do vento longitudinal e entre FTE e a corrente transversal de meio na plataforma continental (Figura 7.18e,f,g,h) foram similares ao encontrado entre FTE e o nível de água estuarino. A coerência entre as séries também apresentou semelhanças, com exceção de que a segunda região de energia conjunta foi significativa estatisticamente, com coerência de 0,6 a 0,8, com FTE e a componente longitudinal do vento em fase. As relações de fase entre FTE e a corrente transversal indicaram FTE avançado em  $135^\circ$ .

Esta diferença de fase indica que valores negativos de FTE ocorrem antes da componente leste da corrente transversal (indicada pelos valores positivos), possivelmente durante a inversão do fluxo de oeste para leste. Os resultados sugerem uma influência tanto da descarga fluvial no fluxo de troca estuarina como aos movimentos originados na plataforma continental adjacente relacionado ao mecanismo de transporte transversal de Ekman, indicando que o vento remoto também está relacionado com variações no fluxo em duas camadas no estuário.

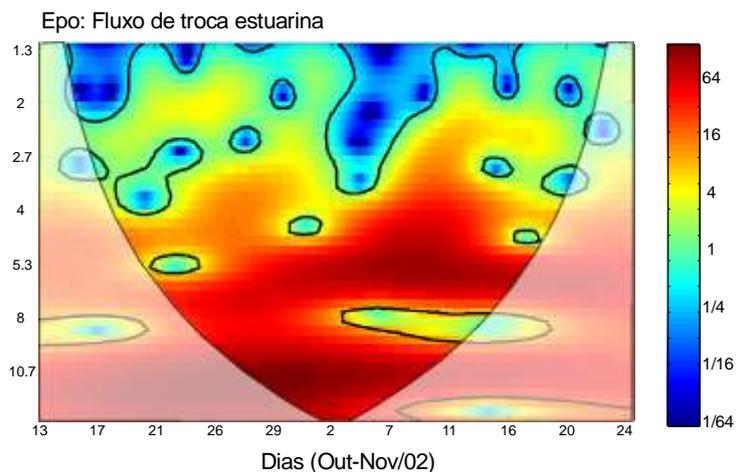


Figura 7.17 Espectro de potência do fluxo de troca estuarina. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

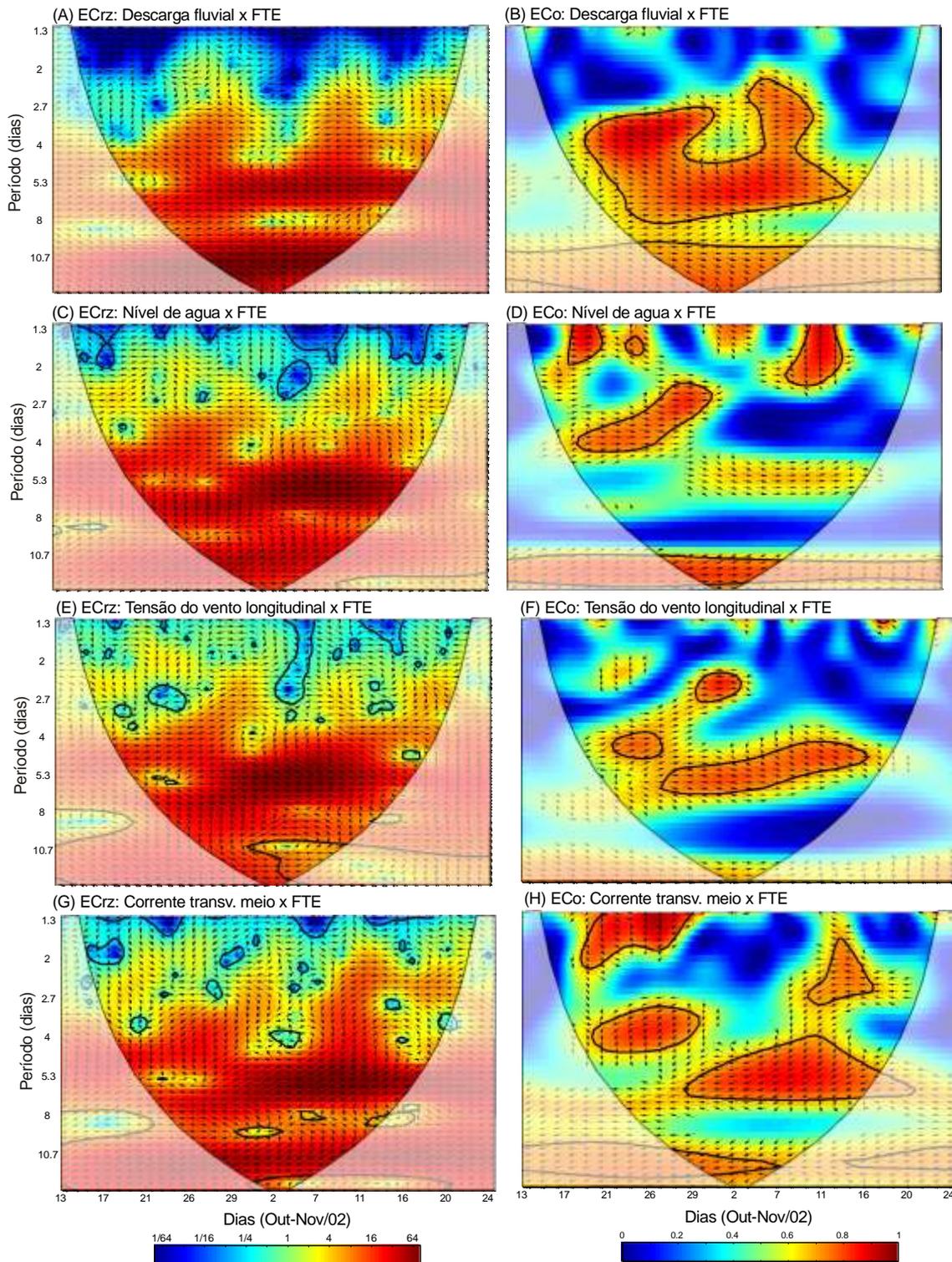


Figura 7.18 Espectros cruzado e de coerência entre fluxo de troca estuarina e (A,B) descarga fluvial, (C,D) nível de água, (E,F) tensão do vento longitudinal, e (G,H) corrente transversal meio. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

### 7.2.4 Interação Estuário-Plataforma

Os resultados das AO sobre as séries temporais em FSubM indicaram que as variáveis estiveram correlacionadas significativamente de diversas formas em termos de períodos de variabilidade, contudo ocorreram dois períodos amostrais com maior concentração de energia. Estes períodos amostrais estão compreendidos entre 17 a 29 de outubro (P1) e entre 05 a 18 de novembro (P2). Os períodos de variabilidade nestes períodos amostrais foram de 4 a 8 dias no P1, podendo se estender até 10 dias para algumas variáveis, e de 5 a 9 dias no P2.

A observação das séries temporais (Figura 7.19) juntamente com a análise dos resultados obtidos com a AO possibilita um melhor entendimento dos processos físicos que atuaram na plataforma continental. Ocorreram diversos eventos de marés meteorológicas onde foi identificado um padrão de variação similar das séries temporais: um aumento da tensão do vento proveniente de sul (componente positiva da direção) teve uma correspondência no nível do mar (elevação) e similar resposta na componente longitudinal da corrente superficial (de sul para norte), e, logo após, a inversão da corrente transversal meio (de leste para oeste).

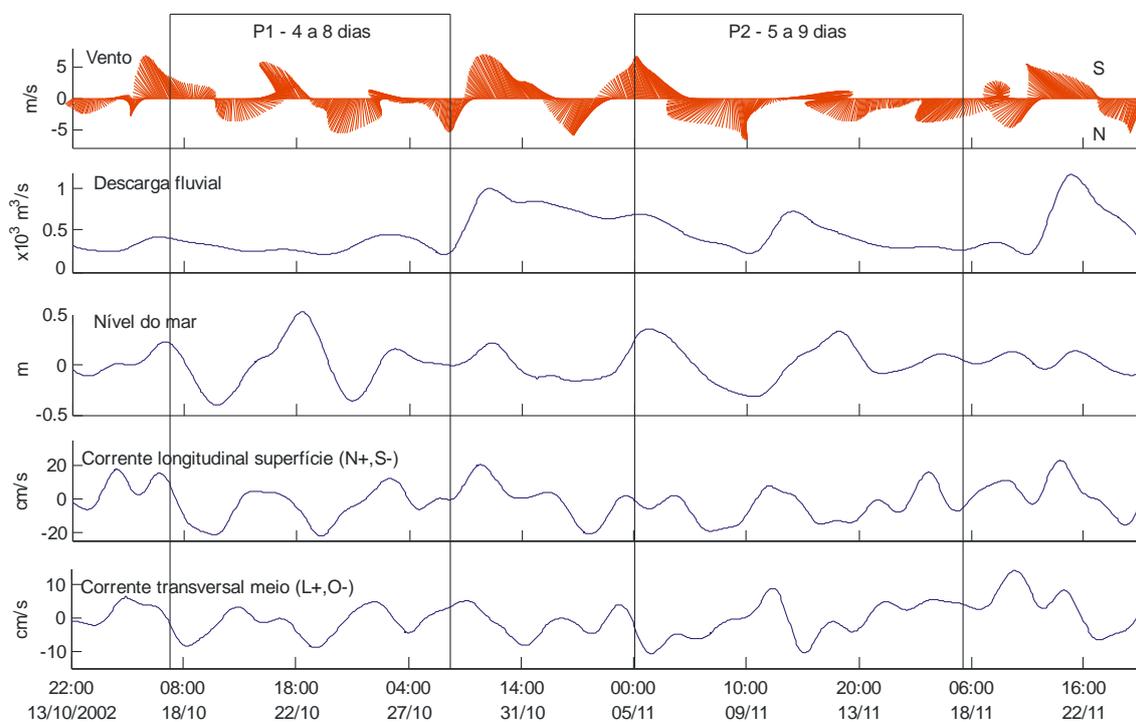
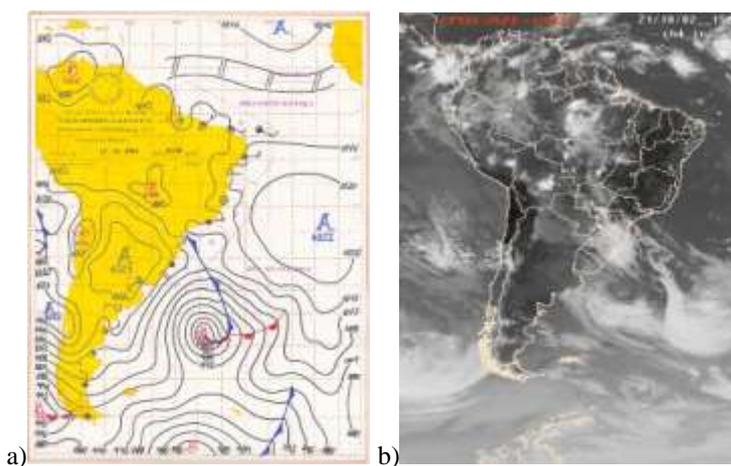


Figura 7.19 Séries temporais filtradas de vento, descarga fluvial, nível do mar e correntes marinhas longitudinais (superfície) e transversais (meio).

A origem de marés meteorológicas está diretamente relacionada com a propagação de sistemas frontais ao longo de SC (Truccolo *et al.*, 2006). Durante o período amostral ocorreram 6 sistemas frontais em outubro e 5 sistemas frontais em novembro (Revista Climanalise, 2002). A Figura 7.20 apresenta o quadro meteorológico para a região através da carta sinóptica de pressão atmosférica superficial e imagem de satélite para os dias 21 de outubro, 04 e 11 de novembro, exemplificando o processo. A atuação dos ventos do quadrante sul (indicado pela haste e uma bola pintada próximo a latitude de 30°S, Figura 7.20a) foi associada a uma frente fria em propagação e a um ciclone extratropical em alto mar, porém mais ao sul, dando origem a uma grande pista onde o vento atuou por alguns dias (Figura 7.20b). Próximo ao dia 20 de outubro, assim que começou a inversão da direção do vento do quadrante norte para o sul, houve a subida gradual do nível do mar, estabilizando no final do dia 22 de outubro. O nível do mar atingiu seu pico em torno de 0,5 m no final do dia 22 de outubro, após as velocidades do vento do quadrante sul atingir valores máximos, indicando uma resposta à tensão do vento com pouco atraso temporal. Após o retorno do anticiclone do Atlântico Sul, os ventos do quadrante norte causaram no nível do mar o efeito contrário, chegando a valores mínimos de 0,45 m, como pode ser observado nos dias seguintes às sobre-elevações. Este comportamento é resposta direta da tensão do vento longitudinal na plataforma continental através do mecanismo de transporte de Ekman (Truccolo *et al.*, 2006).



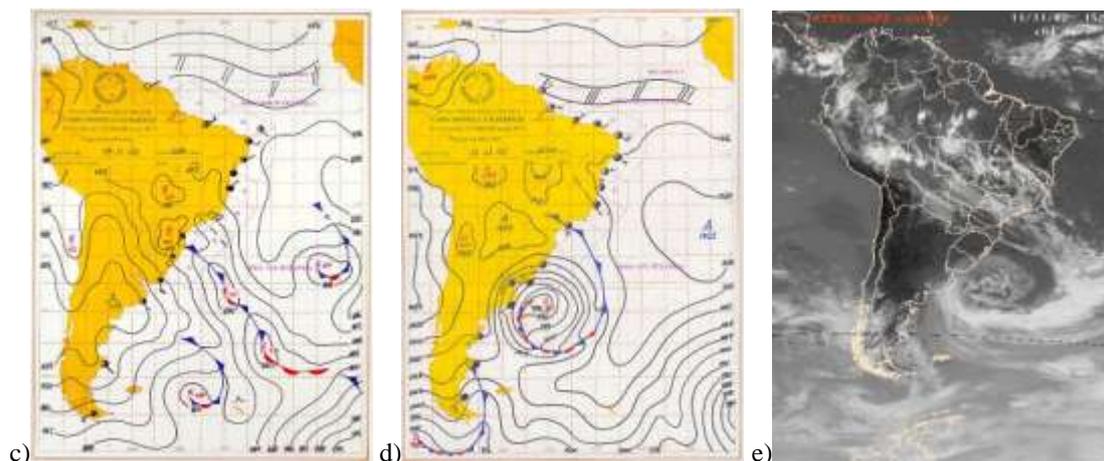


Figura 7.20 Cartas sinópticas de pressão atmosférica superficial e imagens de satélite para os dias (a) 22/10 (00Z, ou 21hs do dia 21/10, hora local), (b) 21/10 (15Z, ou 12hs hora local). O mesmo para os dias (c) 04/11 (12Z, ou 09hs hora local), e (d, e) 11/11 (12Z, ou 09hs hora local e 15Z, ou 12hs hora local). (Fonte: DHN e CPTEC-INPE).

Os resultados com a AO indicaram uma correlação bastante significativa e coerente entre a componente longitudinal da tensão do vento e o nível do mar em ambos os períodos P1 e P2, com pouca ou nenhuma diferença de fase entre as variáveis, corroborando as séries temporais. A relação aproximadamente em fase indicou que a elevação do nível do mar foi significativamente relacionada com ventos de sul. Da mesma forma que rebaixamento do nível do mar foi diretamente relacionado com vento proveniente de norte. Quando os sistemas atmosféricos passam sobre áreas oceânicas, os gradientes horizontais da pressão atmosférica e as tensões do vento associados com estes sistemas induzem oscilações do nível do mar que devem estar defasadas temporalmente na sua resposta à estas forçantes, já que existe uma inércia do movimento na água. Truccolo *et al.* (2004) encontraram uma resposta oceânica ao vento da ordem de  $\frac{1}{2}$  dia após a atuação da tensão do vento paralelo a costa no litoral norte de SC.

A corrente paralela a costa no evento do dia 20 de outubro respondeu ao vento com a inversão do sentido, de sul mudando para norte, ocorrendo mais rápido do que a variação do nível, e estabilizando com sentido norte enquanto os ventos permaneceram de sul. Durante a resposta do nível e sua estabilização, deu-se a inversão das correntes transversais, da direção leste para oeste durante o período de 20 a 23 de outubro, com atraso temporal em relação ao nível. Os resultados obtidos com a AO evidenciaram este comportamento através da correlação significativa entre as componentes longitudinais da tensão do vento e correntes durante os períodos P1 e P2, indicando que a componente

longitudinal do vento tem grande importância no estabelecimento de fluxos paralelos na plataforma continental. As diferenças de fase sugeriram uma resposta rápida da superfície a partir do início da transferência de momentum pelo vento, sendo que o efeito nas camadas mais profundas deu-se depois de um atraso temporal.

As correntes transversais nos níveis de meia água e próximo ao fundo foram bem correlacionadas com a componente longitudinal dos ventos e com o nível do mar e com defasagem em torno de  $90^\circ$  a  $225^\circ$ , respectivamente. Esta relação de fase indicou que após a atuação do vento proveniente de sul ocorreu a subida do nível do mar. O desnível produz um gradiente de pressão barotrópico (GPB) com sentido da plataforma externa para a costa. Para o retorno ao equilíbrio é preciso o estabelecimento de fluxos transversais com a inversão da corrente transversal passando de leste para oeste. Desta forma, durante a atuação de ventos provenientes do quadrante sul o transporte médio se dá em direção a costa e em profundidade, como ficou evidenciado pela falta de relação entre o nível e a componente superficial da corrente. A resposta defasada da corrente transversal, encontrada tanto para com o nível do mar como para a tensão do vento longitudinal, se deveu primeiro ao estabelecimento dos desníveis do nível do mar com a atuação da tensão do vento longitudinal, dando origem ao GPB e aos fluxos transversais.

Os efeitos da Teoria de Ekman na dinâmica da plataforma sul-sudeste brasileira já foi reportada em diversos artigos (Stech & Lorenzetti, 1992; Paiva, 1993; Marone & Camargo, 1994; Castro & Lee, 1995; Möller Jr., 1996; Teixeira, 2006). Estes autores apontaram que as forçantes meteorológicas são mais facilmente sentidas nesta região, com o nível do mar respondendo mais efetivamente à tensão do vento longitudinal à costa, em função da plataforma continental ser rasa e larga e a orientação da linha de costa ser a mesma dos ventos predominantes. Outro fator que deve ser mencionado é a proximidade da zona de geração dos sistemas frontais, mais ao sul da região de estudo (e.g. Figura 7.20b). Em outras regiões costeiras do mundo foram relatados resultados similares evidenciando o mecanismo de transporte de Ekman nestes locais, e.g., Garret & Toulany (1982), Chuang & Wiseman Jr. (1983), Fu *et al.* (1988), Schwing *et al.* (1988), Young *et al.* (1993), Schahinger & Church (1994), Shaw *et al.* (1994), Stanton (1995), Bondesan *et al.* (1995), Janowitz & Pietrafesa (1996), entre outros.

Além dos processos físicos identificados na plataforma continental de origem local, sob o efeito primário da tensão do vento longitudinal e através do mecanismo de Ekman, ocorreram também interações entre o fluxo fluvial e o marinho durante os picos de descarga fluvial. O aumento da descarga fluvial está diretamente relacionado com a precipitação na bacia de drenagem. A precipitação, por sua vez, está relacionada com a ocorrência de frentes frias. Deste modo, os processos estuarinos passam a influenciar a dinâmica da plataforma adjacente, através do aporte de água doce, influenciando a circulação costeira concomitantemente aos efeitos da atuação dos ventos de sul. Evidências deste efeito foram apresentadas no Cap. 5 (Figura 5.6), indicando a intensificação da componente leste da corrente costeira em superfície. Como a direção principal de dispersão da pluma é para nordeste, seu efeito é mais bem evidenciado na corrente longitudinal superficial do que na componente transversal.

Apesar do papel predominante da co-oscilação da maré e da descarga fluvial na hidrodinâmica do estuário do Rio Itajaí-açu, a variabilidade em FSubM entre 4 a 10 dias foi bastante significativa, e esta, por sua vez, está relacionada com os processos físicos na plataforma adjacente. A atuação do vento teve um papel fundamental para as trocas estuário-plataforma, promovendo oscilações do nível do mar e fluxos transversais à costa que se propagaram para o interior do estuário alterando tanto o nível de água como o campo de correntes. O trabalho de Wong (2002b) no estuário rio Indian (EUA), apresentou flutuações no nível de água coerentes com os ventos similares ao encontrado neste estudo, em periodicidades de 2 a 10 dias. Apesar das diferenças entre os estuários, o Indian é uma baía rasa e sem estratificação, foi encontrada também uma resposta na direção paralela a costa.

A Figura 7.21 apresenta as séries temporais em FSubM do nível de água estuarino e costeiro, descarga fluvial, componentes longitudinais (S/N) e transversais do vento (O/L), e componentes transversais das correntes costeiras nos níveis de meia água e próximo do fundo. Analisando novamente a condição próxima ao dia 20 de outubro, com a inversão do vento do quadrante norte para o sul ocorreu o empilhamento de água na costa, atingindo o máximo no final do dia 22 após as velocidades do vento do quadrante sul atingir valores máximos. O gradiente de pressão barotrópico marinho ( $\nabla P_M$ ) originado na plataforma continental resultou na propagação da elevação do nível do mar para o interior do estuário, originando a subida do nível de água na porção do

baixo estuário que co-oscilou em fase com a maré meteorológica costeira. Este tipo de oscilação se propaga sem perda de energia até a porção do alto estuário do rio Itajaí-açu (cf. Capítulo 5). Apesar do nível da água estuarino estar em fase tanto com os ventos longitudinais como com o nível do mar costeiro, esse esteve avançado em relação à componente transversal da corrente marinha (meio e fundo), sugerindo que o nível no estuário atingiu seu pico (valores positivos) antes da componente transversal de direção oeste (componente negativa da corrente e em direção a costa) se estabelecer. Ou seja, o nível atingiu o seu valor máximo durante a inversão da corrente de leste para oeste, no período de 20 a 23 de outubro. Este processo indica que o empilhamento de água na costa e o GPB originado teve efeito e foi eficiente em alterar o nível de água estuarino mesmo antes do estabelecimento do fluxo transversal em direção a costa.

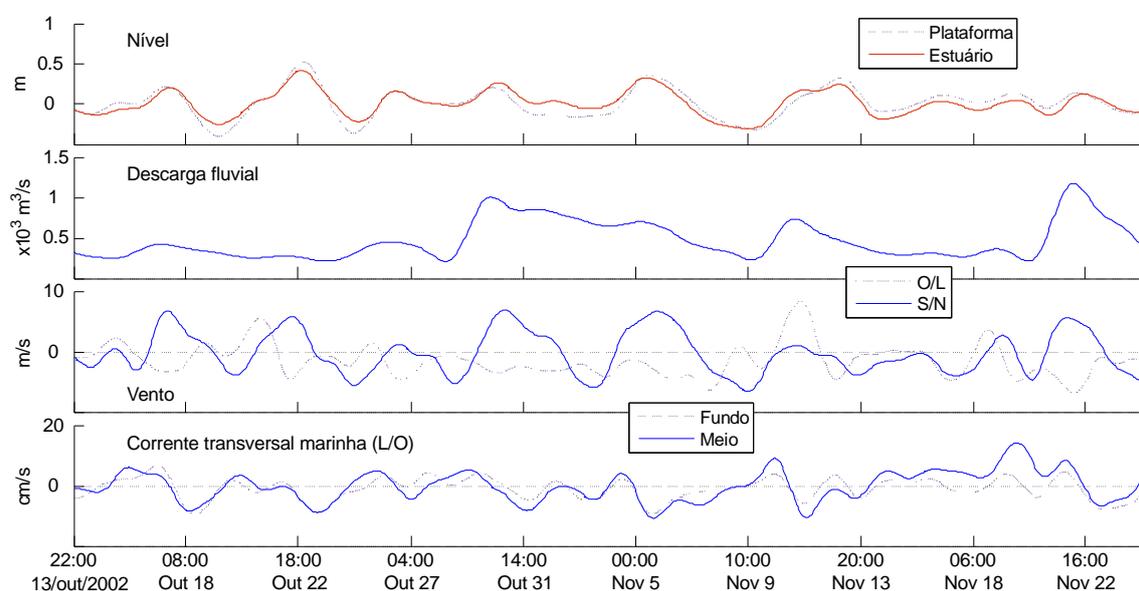


Figura 7.21 Séries temporais filtradas de nível de água estuarino e do mar, descarga fluvial, componentes transversais e longitudinais do vento e corrente transversal marinha.

A variabilidade em FSubM em estuários pode ser originada pelo ventos através da combinação dos efeitos remotos e locais (Wong, 2002). Apesar de ser encontrada relações significativas entre o nível de água e as componentes do vento (Figura 9.3 a,b, Anexo 2), a relação de fase entre o nível a componente transversal indicou que as oscilações do nível não estão associadas aos ventos de leste e oeste. Os efeitos observados do vento nas variáveis estuarinas se ajustam melhor quando interpretadas pelos efeitos remotos, já que estas respondem preferencialmente às componentes longitudinais do vento e as oscilações do nível do mar. Similarmente ao observado no estuário do rio Itajaí-açu, Snedden *et al.* (2008) observaram no estuário do rio Mississippi

que o vento local não é importante nas oscilações do nível de água e que esta está preferencialmente relacionada a atuação do vento na plataforma continental. Tanto o estuário do rio Itajaí-açu quanto o do Mississipi compartilham de características fisiográficas: ambos são do tipo de estuário de frente deltaica (eg. Fairbridge, 1980); apresentam distribuição de sal altamente estratificada; e ambos são longos, estreitos e relativamente profundos. Assim como no estuário do rio Itajaí-açu, os autores encontraram que a variabilidade do nível está relacionada aos gradientes de pressão marinhos resultantes da dinâmica de Ekman. No entanto, no Mississipi, o efeito friccional no interior do estuário é maior e ocorre a atenuação desta oscilação, diferentemente do que ocorre no estuário do Itajaí-açu.

As correntes estuarinas foram significativamente influenciadas pela descarga fluvial, respondendo uniformemente em todos os níveis. Isto pode ser observado pelos valores de coerência entre os diferentes níveis e entre estes e a descarga fluvial. No entanto, as correntes em meia água e fundo também apresentaram boa relação com a componente longitudinal da tensão do vento e com os fluxos transversais na plataforma continental (cf. Figuras 7.14 e 7.15). Este resultado sugere que o vento remoto apresenta um papel importante na hidrodinâmica do estuário do rio Itajaí-açu, embora o vento local não apresente importância. Outros ambientes costeiros o vento local pode ser tão ou mais importante que os efeitos remotos, o que está diretamente relacionado com a fisiografia do sistema. Em ambientes que apresentam uma extensa pista para que ocorra a transferência de momento, o vento local terá papel determinante no regime de correntes. Como exemplo cita-se casos de lagoas costeiras (Möller *et al.*, 2001), baías rasas (Geyer, 1997; Yuk & Aoki, 2009), grandes estuários (Scully *et al.*, 2005) e fjörds (Edwards *et al.*, 2009), entre outros.

O cálculo do FTE e os resultados da AO também sugerem uma clara interação do campo de correntes estuarinas com os da plataforma adjacente. A Figura 7.22 apresenta as séries temporais de FTE sobrepostos com a descarga fluvial, nível de água estuarino, tensão do vento longitudinal e a componente transversal da corrente costeira em meia água. São indicados três períodos onde o FTE é mais intenso (máximos valores negativos). No primeiro período, entre os dias 17 a 27 de outubro, os valores de FTE apresentaram uma tendência de diminuição de -35 para -50, resultado da diminuição da velocidade de vazante na superfície com o aumento da velocidade de enchente no fundo

(cf. Figura 7.16a). O FTE é diretamente relacionado com a intensidade da circulação gravitacional, e o aumento da intensidade do FTE com sentido estuário adentro está relacionado ao gradiente de pressão barotrópico marinho ( $\nabla P_M$ ) que é somado ao gradiente baroclínico entre estuário e plataforma ( $\nabla P_D$ ). O  $\nabla P_M$  é indicado pelo transporte transversal em meia água na plataforma adjacente. A AO indicou que o FTE antecedeu a corrente transversal em meia água na costa: uma relação entre os valores negativos de FTE (entrada de água no estuário) e os positivos da corrente (sentido leste, mar afora). O FTE atingiu valores mais intensos negativos durante a inversão da corrente de oeste para leste, ou, após algum tempo da ocorrência do fluxo em direção da costa (cf. Figura 7.22). O segundo período onde FTE foi mais significativo, próximo ao dia 08 de novembro, está relacionado também às oscilações na descarga fluvial. No terceiro período o efeito da interação com a plataforma não é tão claro. O efeito do vento remoto intensificando o regime baroclínico também foi reportado para o rio Columbia (EUA), sendo este também é um estuário dominado pelo aporte fluvial (Chawla *et al.*, 2008).

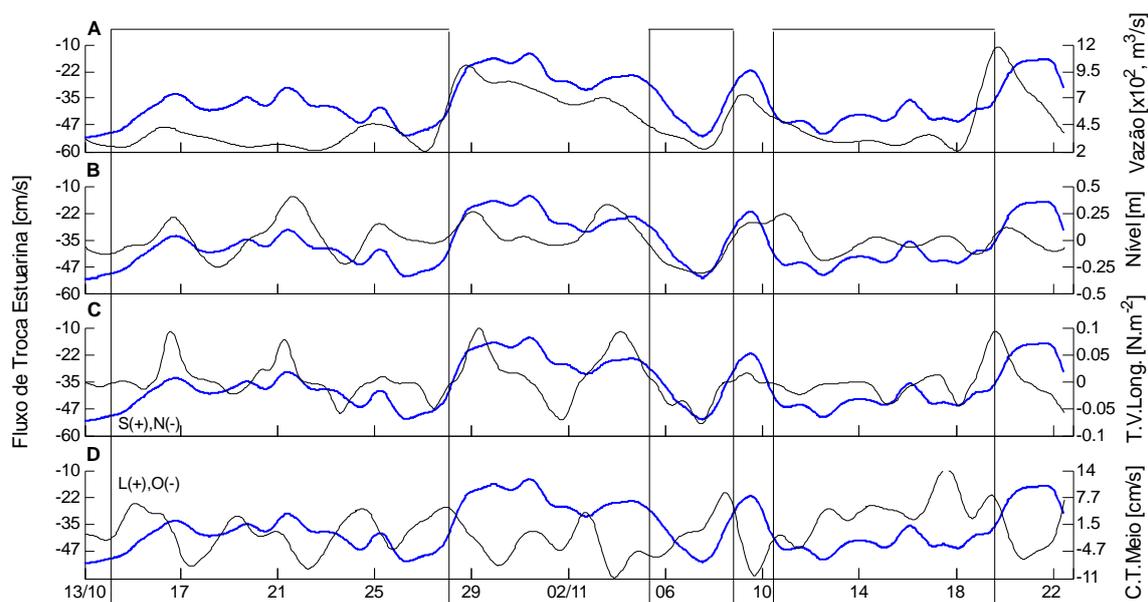


Figura 7.22 Séries temporais de FTE (azul) sobreposto com a (A) descarga fluvial, (B) nível de água, (C) tensão do vento longitudinal, e (D) corrente transversal meio. São indicados três períodos onde o fluxo de troca estuarina representa a circulação gravitacional.

A partir do acima exposto é possível estabelecer um modelo conceitual da hidrodinâmica em FSubM para o baixo estuário do rio Itajaí-açu. A Figura 7.23 apresenta três condições distintas: (A) descarga fluvial média; (B) alta descarga fluvial;

e (C) descarga fluvial média e com efeito de maré meteorológica. Os gradientes de pressão atuantes no estuário gerados tanto pela descarga fluvial (ou gradiente de pressão fluvial,  $\nabla P_F$ ) como pelas oscilações na porção marinha (ou gradiente de pressão,  $\nabla P_M$ ) são de natureza barotrópica. Contudo, o baixo estuário está sujeito a fortes gradientes de densidade horizontais que resultam em uma circulação gravitacional bem definida (e.g. Schettini, 2002) forçada por um gradiente de pressão baroclínico ( $\nabla P_D$ ) com sentido estuário adentro.

**Condição A:** condição A representa a situação onde a descarga fluvial apresenta valores médios de  $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . O desnível da água gerado pelo aporte fluvial, com sentido da desembocadura produz correntes superficiais de vazante maiores que as de enchente, e correntes próximas do fundo de enchente maiores do que as de vazante, resultando na circulação gravitacional clássica. O FTE é negativo e pouco intenso.

**Condição B:** A condição B representa a situação de descarga fluvial elevada onde o desnível da água com sentido estuário abaixo (e o  $\nabla P_F$ ) é mais significativo. Isto altera o campo de correntes no estuário, passando a vazante em toda a coluna de água, sobrepujando o  $\nabla P_M$ . Neste caso os valores de FTE são menores do que na condição A.

**Condição C:** A condição C ilustra uma situação onde a descarga fluvial está próximo do valor médio e com sobre-elevação do nível do mar. O  $\nabla P_M$  devido ao aumento do nível do mar é somado ao  $\nabla P_D$ , diminuindo relativamente o efeito do  $\nabla P_F$ . Ocorre a intensificação da circulação gravitacional, com a enchente mais significativa e valores mais intensos do FTE do que os esperados para a condição A.

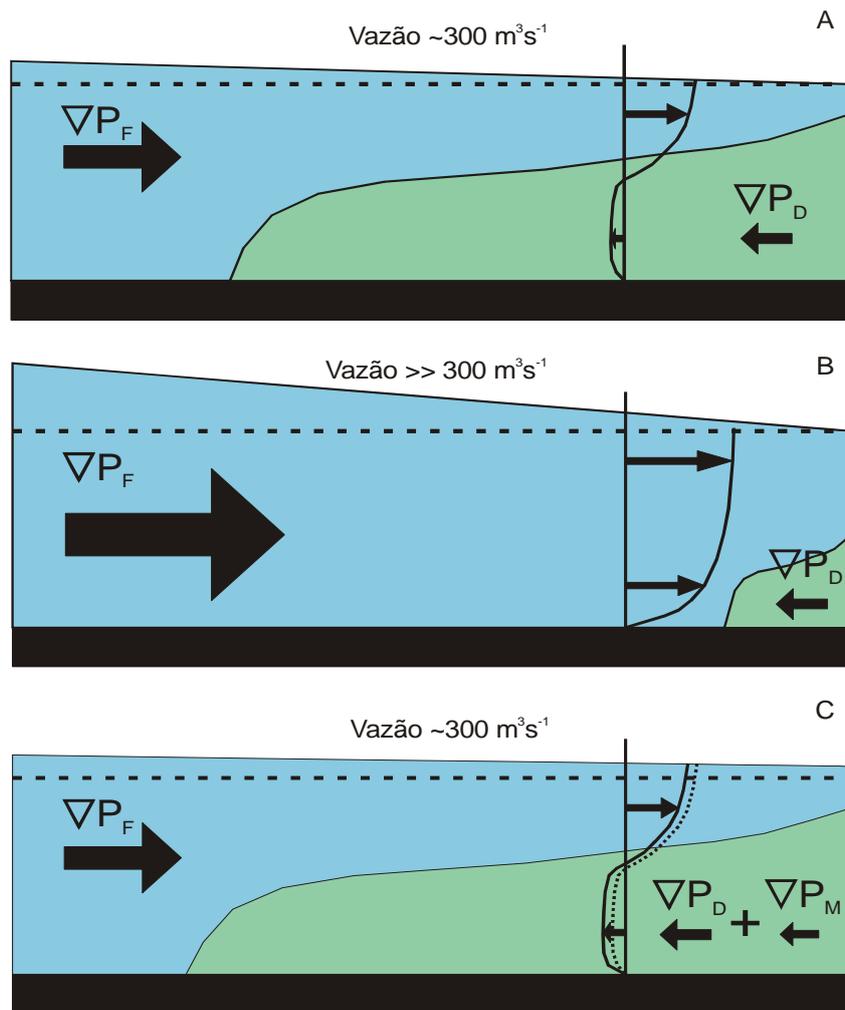


Figura 7.23 Modelo conceitual de circulação em FSubM para o baixo estuário do rio Itajaí-açu. São indicados os gradientes de pressão barotrópico fluvial ( $\nabla P_F$ ), de pressão barotrópico marinho ( $\nabla P_M$ ) e de pressão baroclínico (densidade,  $\nabla P_D$ ) em três condições hidrodinâmicas para o estuário estratificado.

## 8. CONCLUSÕES

Estuários são ambientes dinâmicos e respondem em escalas de tempo de segundos a décadas, e em escalas de espaço de centímetros a centenas de quilômetros. A compreensão dos processos que controlam o movimento das águas e outras propriedades em todas as escalas depende da capacidade de observação dos diversos processos que se dão sinóticamente. Contudo, abordar todas as escalas é uma tarefa difícil, senão impossível, sendo que os estudos geralmente focam em escalas definidas. A partir de observações modelos conceituais podem ser elaborados, e modelos hidrodinâmicos podem ser calibrados e validados.

A obtenção de dados observacionais em quantidade e qualidade para avaliação de processos estuarinos são onerosos e geralmente apresentam elevado risco. Em termos básicos, parte-se de campanhas de 13 ou 25 horas, em períodos de maré de sizígia e quadratura, em períodos secos e chuvosos, para permitir uma primeira caracterização do balanço entre marés astronômicas e os efeitos da descarga fluvial. A maior parte de estudos estuarinos no Brasil ainda são baseados nesta estratégia. Contudo, este tipo de dados limita a observações de fenômenos em escalas de tempo maiores. Para observação destes são necessárias séries temporais mais extensas, o que é realizado através da instalação de equipamentos através de fundeios. E, neste caso, ainda são raros os estudos desta natureza no Brasil..

O presente trabalho foi desenvolvido a partir das bases de dados de dois projetos desenvolvidos no estuário do rio Itajaí-açu, que complementarmente permitiram avaliar a dinâmica do sistema em duas escalas: a co-oscilação da maré astronômica ao longo do estuário, em Frequência Mareal (FM), e a interação estuário-plataforma em Frequência Sub-Mareal (FSubM). No primeiro caso, as análises foram realizadas a partir de dados de marégrafos instalados em quatro pontos ao longo do estuário por um período de um ano. No segundo caso, as análises foram realizadas a partir de dados obtidos com

perfiladores acústicos de correntes por efeito Doppler fundeados no estuário e na plataforma adjacente, por um período de quase seis meses.

Para testar as hipóteses de que a propagação da co-oscilação da maré apresenta natureza pouco friccional durante períodos de baixa descarga, e de que durante estes períodos os movimentos em FSubM são importantes, foram aplicadas técnicas de análise de séries temporais para obtenção de parâmetros descritivos dos dados, permitindo assim a avaliação de relações entre estações e variáveis. Foi aplicada a análise harmônica de marés e a transformada de ondeletas contínua. Os resultados da análise da co-oscilação pela transformada da ondeleta contínua corroboram os resultados da análise harmônica. No entanto, a análise de ondeletas proporcionou o conhecimento do comportamento das espécies de maré ao longo do estuário e como estas variam com o tempo, e a modulação pela descarga fluvial e maré meteorológica.

A co-oscilação de maré apresentou forte modulação pela descarga fluvial, e eventos de subida do nível do mar devido às marés meteorológicas em períodos de baixa descarga não desempenharam papel importante quando comparado com outros estuários. Durante períodos de alta descarga a propagação da maré foi significativamente alterada, indicando um comportamento fortemente friccional do estuário, resultando numa atenuação do principal constituinte semi-diurno de maré em 60%. A análise de ondeletas permitiu ainda avaliar que a atenuação desta espécie ocorre num período de tempo bem menor que o retorno para as condições de baixa descarga, respondendo diretamente ao perfil assimétrico da descarga fluvial. Em períodos de baixa descarga a propagação da maré estuário adentro teve um comportamento não-friccional.

Durante períodos de baixa descarga fluvial ocorreu pequena amplificação da constituinte principal semi-diurna  $M_2$ , principalmente no período de sizígia, embora sua principal componente de maré  $M_4$  permanecesse constante. A amplificação da  $M_2$  é interpretada pelo efeito de continuidade e diminuição da seção transversal estuário acima. A fricção, como teve um papel secundário, apenas acarretou diferenças de fase, não tendo efeito como redução das amplitudes dos principais constituintes harmônicos e geração de componentes de água rasa. Diferente do observado nos períodos de baixa vazão, assimetrias de amplitude foram observadas além das assimetrias de fase. Contudo, a distorção da co-oscilação de maré aumenta para montante, respondendo

diretamente à vazão fluvial. A co-oscilação no baixo estuário não é afetada pela vazão fluvial.

As análises sobre os dados de correntes no estuário e na plataforma mostraram que embora o nível de água no baixo estuário não seja afetado pela vazão, as correntes o são. No entanto, os resultados das análises de ondeletas sobre as correntes estuarinas em FSubM permitiram identificar relações diretas e com alguma diferença de fase com a componente longitudinal do vento e transversal das correntes costeiras. As oscilações do nível de água no baixo estuário foram uma resposta direta as oscilações no nível do mar, que por sua vez estão relacionadas ao mecanismo de Ekman na plataforma. A resposta defasada da corrente transversal, encontrada tanto para com o nível do mar como para a tensão do vento longitudinal, se deveu primeiro ao estabelecimento dos desníveis do nível do mar com a atuação da tensão do vento longitudinal, dando origem ao gradiente de pressão barotrópico e aos fluxos transversais. O transporte transversal resultante indicado pelas correntes transversais costeiras teve influência não somente no nível, mas também no padrão das correntes de enchente no estuário. O vento local no estuário não apresentou relação com o nível e correntes estuarinas, o que é justificado pela fisiografia do sistema, onde a pista para que ocorra a transferência de momento é desprezível.

Embora o campo de correntes não sejam afetadas significativamente por eventos meteorológicos, estes afetam as trocas estuário-plataforma, quantificadas através do parâmetro de 'fluxo de troca estuarina' (FTE). O FTE durante condições de baixa descarga foi da ordem de  $30 \text{ cm s}^{-1}$ , chegando a  $50 \text{ cm s}^{-1}$  durante eventos de marés meteorológicas. A intensificação das correntes de enchente ocorreu durante as inversões da corrente transversal costeira, em direção a costa, e que, por sua vez, foi resultante da inversão dos ventos longitudinais, de sul, indicando desta forma uma interação estuário-plataforma. Os gradientes de pressão barotrópicos atuantes no estuário são gerados tanto pela descarga fluvial como pelas oscilações na porção marinha, no entanto, em condições de empilhamento de água na costa, ocorre a intensificação da circulação gravitacional, resultante do aumento das correntes de enchentes produzidas pelo efeito combinado dos gradientes de pressão barotrópico marinho e o gradiente de pressão baroclínico.

## 9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, J. H. G. M.; Melo, E. 1999. On the measurement of directional wave spectra at the Southern Brazilian coast. *Appl. Ocean. Res.*, 21(6):295-309.
- Aubrey, D. G.; Speer, P. E. 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet-estuarine systems. Part I: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21:185-206.
- Barbosa, A.C.B. 2007. Estudo da Variabilidade Acoplada Oceano-Atmosfera no Atlântico Tropical. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - USP. São Paulo.
- Blanton, J.O.; Lin, G.; Elston, S.A. 2002. Tidal current asymmetry in shallow estuaries and creeks. *Continental Shelf Res.* (Special Issue on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS00), 22(11-13): 1731-1743.
- Blumberg, A. F.; Goodrich, D. M. 1990. Modeling of wind-induced destratification in Chesapeake Bay. *Estuaries*. 13.
- Bolzan, M.J.A. 2004. Análise da transformada em ondas aplicadas em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*. 26(1):37-41.
- Domingues, M.O.; Mendes, O. Jr.; Costa, A.M. 2005. On wavelet techniques in atmospheric sciences. *Advances in Space Research*, 35(5):831-842.
- Cameron, W.R.; Pritchard, D.W. 1963. Estuaries. In: N.M. Hill, (ed.). *The Sea, Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. New York: Interscience. 306-324p.
- Chawla, A.; Jay, D.J.; Baptista, A.M.; Wilkin, M.; Seaton, C. 2008. Seasonal variability and estuary–shelf interactions in circulation dynamics of a river-dominated estuary. *Estuaries and Coasts*. 31:269–288.
- Cheng, R.T.; Burau, J.R.; Gartner, J.W. 1991. Interfacing data analysis and numerical modeling for tidal hydrodynamics phenomena. In: B.B. Parker (ed). *Tidal Hydrodynamics*. New York: John Wiley and Sons. 201-219p.

- Comitê do Itajaí. 2004. Informações sobre a Bacia do Itajaí. Disponível em: <http://www.comiteitajai.org.br/>.
- Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B.B.; Boyd, R. 1992. A conceptual model of estuarine sedimentation. *Jour. of Sedim. Petrology*, 62: 1130-1146.
- Davies, J.H. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Z. Geomorphology*, 8: 127-142.
- Defant, A. 1961. *Physical Oceanography*. New York: The MacMillan Company. V. I, 729p. e V. II 590p.
- Dione, J.C. 1963. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence Estuary. *Z. Geomorphology*, 7: 36-44.
- Döbereiner, C.E. 1985. Comportamento hidráulico e sedimentológico do estuário do Rio Itajaí-açu – SC. Rio de Janeiro, *Relatório 700/03*, Instituto Nacional Pesquisas Hidroviárias, 34 p.
- Döbereiner, C.E. 1986. Sedimentação no estuário do Rio Itajaí. In: Congresso Latino Americano de Hidráulica, 12, São Paulo, SP, *Anais...* Porto Alegre, ABRH, p.1-10.
- Dyer, K.R. 1973. *Estuaries: a physical introduction*. New York: John Wiley & Sons. 140p.
- Dyer, K.R. 1995. Sediment transport processes in estuaries. In: G.M.E. Perillo (ed). *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. New York: Elsevier. 423-449p.
- Dyer, K.R. 1997. *Estuaries: A Physical Introduction*. 2 ed. New Jersey: John Wiley & Sons. 195p.
- Edwards, K.A.; Kawase, M.; Sarason, C.P. 2007. Circulation in Carr Inlet, Puget Sound, During Spring 2003. *Estuaries and Coasts*. 30(6):945–958.
- Elliott, A.J. 1976. A study of the effect of meteorological forcing on the circulation in the Potomac estuary. *International Journal of Air and Water Pollution*, 7: 343-356.
- Elliott, A J. 1978. Observations of meteorologically induced circulation in the Potomac estuary. *Estuarine, Coastal and Marine Science*, 6: 285-299.
- Elliott, A. J.; Wang, D.-P. 1978. The effect of meteorological forcing on the Chesapeake Bay: the coupling between an estuarine system and its adjacent coastal waters. In: J. C. J. Nihoul (ed.). *Hydrodynamics of Estuaries and Fjords*. Amsterdam: Elsevier Oceanographic Series 23. 127-145p.
- Elliott, A J.; Wang, D-P.; Pritchard, D.W. 1978. The circulation near the head of Chesapeake Bay. *Journ. of Marine Res.*, 36(4): 643-655.

- Elliott, A J. 1982. Wind-driven flow in a shallow estuary. *Oceanologica Acta*, 5(1): 7-10.
- Emery, W.J.; Thompson, R.E. 1998. Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon. London. 634p.
- Fairbridge, R.W. 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson & I. Cato (eds.). *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*. New York: Wiley and Sons. 1-35p.
- Fernandes, E.H.L.; Mariño-Tapia, I.; Dyer, K.R.; Möller Jr., O. 2002. Tidal and subtidal attenuation in the Patos Lagoon access channel. 11<sup>th</sup> International Biennial Conference on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS02. *Extended Abstracts...* Hamburg, Germany. 135-138p.
- Fisher, H.B. 1972. Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries. *Jour. of Fluid Mech.*, 53: 672-687.
- Flinchem, E.P.; Jay, D. 2000. An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51:177-200.
- Franco, A.S. 1988. Tides - fundamentals, analysis and prediction. IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 2<sup>o</sup> Edition. São Paulo. 232 p.
- French, J.R.; Burningham, H.; Benson, T. 2008. Tidal and meteorological forcing of suspended sediment flux in a muddy mesotidal estuary. *Estuaries and Coasts*. 31:843–859.
- Gaplan. 1986. Atlas de Santa Catarina. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral do Estado de Santa Catarina (GAPLAN). Florianópolis. 173p.
- Garvine, R.W. 1985. A simple model of estuarine subtidal fluctuations forced by local and remote wind stress. *Jour. of Geophysical Res.*, 90(C6): 11.945-11.948.
- Garvine, R.W. 1991. Subtidal frequency estuary-shelf interaction: observations near Delaware Bay. *Journ. of Geophysical Res.*, 96:7049-7064.
- George, K.L. 1995. Tides for marine studies. University of Plymouth. Institute of Marine Science (2 ed.). 180p.
- Geyer, W.R. 1997. Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44:713-722.
- Godin, G. 1985. Modification of river tides by the discharge. *Jour. of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering*, 111(2): 257-274.

- Goodrich, D.M. 1988. On meteorologically induced flushing in three U.S. east coast estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 26:111-121.
- Grinsted, A.; Moore, J.C.; Jevrejeva, S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 11:561-566.
- Haihong, Z.; Qin, C. 2008. Characteristics of extreme meteorological forcing and water levels in Mobile bay, Alabama. *Estuaries and Coasts*. 31:704–718
- Hamilton, P.; Rattray, M. Jr. 1978. Theoretical aspects of estuarine circulation. In: B. Kjerfve (ed). *Estuarine Transport Processes*. Columbia. University of South Carolina. 37-73p.
- Hamilton, A.D.; Wilson, R.E. 1980. Nontidal circulation and mixing processes in the lower Potomac Estuary. *Estuaries*, 3(1):11-19.
- Hansen, D.V.; Rattray, M. 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnol. Oceanogr.*, 11(3): 319-325.
- Harleman, D.R.F.; Abraham, G. 1966. One-dimensional analysis of salinity intrusions in the Rotterdam Waterway. Delft, Netherlands, Delft Hydraulics Laboratory. Publication 44. 35 p.
- Hayes, M.O. 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: L.E. Cronin (ed.). *Estuarine Research*. Vol. II. New York: Academic Press. 3-22p.
- IBGE. 2004. O Brasil município por Município. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/>.
- Ippen, A.T.; Harleman, D.R.F. 1961. One-dimensional analysis of salinity intrusion in estuaries. Committee on Tidal Hydraulics. Corps of Engineers U.S. Army. *Technical Bulletin*. No. 5. 120 p.
- Jay, D.; Flinchem, E.P. 1997. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: a demonstration of wavelet tidal analysis methods. *Journ. of Geophysical Res.* 102(C3):5705-5720.
- Jay, D.A.; Kukulka, T. 2003. Revising the paradigm of tidal analysis the uses of non-stationary data. *Ocean Dynamics*. 53:110-125.
- Jevrejeva, S.; Moore, J.C. ; Grinsted, A. 2003. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. *Journ. of Geophysical Res.* 108(D21), 4677, doi:10.1029/2003JD003417.

- Kiley, K.P.; Welch, C.S. 1989. The response of estuarine circulation to local wind events. In: B. J. Nielson; A. Kuo; J. Brubaker (ed.). *Estuarine Circulation*. New Jersey: Humana Press. 97-112p.
- Kjerfve, B.; Greer, J.E.; Crout, R.L. 1978. Low-frequency response of estuarine sea level to non-local forcing. In: Martin L. Wiley (ed.). *Estuarine Interactions*. New York: Academic Press. 497-513p.
- Kjerfve, B. 1986. Comparative oceanography of coastal lagoons. In: D.A. Wolfe (ed.) *Estuarine Variability*. New York: Academic Press. 63-81p.
- Kjerfve, B. 1990. Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. Unesco/Undp. Research and its application to the management of the mangroves of Asia and the Pacific. *Regional Project*. (RAS/86/120). 79 p.
- Kuelegan, G.H. 1949. Interfacial instability and mixing in stratified flows. *Jour. Res. of the National Bureau of Standards*, 43: 487-500.
- Kukulka, T.; Jay, D. 2003a. Impacts of Columbia river discharge on salmonid habitat: 1. A nonstationary fluvial tide model. *Journ. of Geophysical Res.*, 108(C9), 3293, doi:10.1029/2002JC001382.
- Kukulka, T.; Jay, D. 2003b. Impacts of Columbia river discharge on salmonid habitat: 2. Changes in shallow-water habitat. *Journ. of Geophysical Res.*, 108(C9), 3294, doi:10.1029/2003JC001829.
- LeBlond, P.H. 1978. On tidal propagation in shallow rivers. *Jour. of Geophysical Res.*, 83(C9): 4717-4721.
- Le Provost, C. 1991. Generation of overtides and compound tides (Review). In: B.B. Parker (ed). *Tidal Hydrodynamics*. New York: John Wiley and Sons. 269-295p.
- Mertz, G.; El-Sabh, M.I.; Koutitonsky, V.G. 1988. Wind-driven motions at the mouth of the lower St. Lawrence Estuary. *Atmosphere-Ocean*, 26(4): 509-523.
- Militello, A.; Kraus, N.C. 2001. Generation of harmonics by sea breeze in nontidal water bodies. *Jour. of Physical Oceanography*, 31:1639-1647.
- Miranda, L.B.; Castro, B.M.; Kjerfve, B. 2002. Princípios de Oceanografia Física de Estuários. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo – Edusp. 424 p.
- Möller Jr., O.O.; Lorenzetti, J.A.; Stech, J.L.; Mata, M.M. 1996. The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. *Continental Shelf Res.*, 16(3): 335-351.

- Möller, O. O. 1996. Hydrodynamique de la Lagune dos Patos (30°S, Brésil). *Ph.D.Thesis*. L'Universite Bordeaux I, Ecole Doctorale des Sciences de la Terre et de La Mer. France.
- Möller Jr., O.O.; Castaing, P.; Salomon, J-C.; Lazure, P. 2001. The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24(2): 297-311.
- Nichols, M.M.; Biggs, R.B. 1985. Estuaries. In: R.A. Davis (ed.). *Coastal Sedimentary Environments*. Berlin: Springer-Verlag. 77-186p.
- Nichols, M.M. 1994. Response of estuaries to storms in the Chesapeake Bay region; summary. In: K. Dyer; R. Orth (eds). *Changes in fluxes in estuaries: implications form science to management*. ECSA22 - ERF Symposium. University of Plymouth. 67-70p.
- Nimer, E. 1989. Climatologia do Brasil. Departamento de Recursos Naturais, IBGE, Rio de Janeiro. 421p.
- Noble, M.A.; Schroeder, W.W.; Wisemam Jr.; W.J.; Ryan, H.F.; Gelfenbaum, G. 1996. Subtidal circulation patterns in a shallow, highly stratified estuary: Mobile Bay, Alabama. *Journ. of Geophysical Res.*, 101:25.689-25.703.
- North, E.W.; Chao, S.-Y.; Sanford, L.P.; Hood, R.R. 2004. The influence of wind and river pulse on an estuarine turbidity maximum: numerical studies and field observations in Chesapeake Bay. *Estuaries*, 27(1): 132-146.
- Officer, C.B. 1976. *Physical Oceanography of Estuaries and Associated Coastal Waters*. New York: John Wiley and Sons. 465p.
- Paraso, M.C.; Valle-Levinson, A. 1996. Meteorological influences on sea level and water temperature in the lower Chesapeake Bay: 1992. *Estuaries*, 19(3):548-561.
- Parker, B. B. 1991. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (Review). In: B.B. Parker (ed). *Tidal Hydrodynamics*. New York: John Wiley and Sons. 237-268p.
- Pattiaratchi, C. 2000. Remote forcing of estuarine and shelf circulation in western Australia by tropical cyclones. 10<sup>th</sup> International Biennial Conference on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS00. *Extended Abstracts...* Norfolk, Virginia. 152p.
- Perez, B.C.; Day Jr., J.W.; Rouse, L.J.; Shaw, R.F.; Wang, M. 2000. Influence of Atchafalaya River discharge and winter frontal passage on suspended sediment

- concentration and flux in Fourleague Bay, Louisiana. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50:271-290.
- Perillo, G.M.E. 1995. Definition and geomorfologic classification of estuaries. In: G.M.E. Perillo; M.C. Picollo; P. Pino-Quivira (eds.). *Geomorfology and Sedimentology of Estuaries*. Berlin: Springer-Verlag.17-49p.
- Ponçano, W.L. 1982. Sedimentação atual em área de interesse do porto de Itajaí-SC. São Paulo, IPT, *Relatório* 17.502, 56p.
- Ponçano, W.L. 1987. Reconhecimento sedimentológico do estuário de Itajaí-açu (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 17(1):34-41.
- Porto de Itajaí. 2005. Notícias de 08/09/2005 - Itajaí tem o porto que mais cresce no Brasil. Disponível em <http://www.portoitajai.com.br/noticias/>.
- Prandle, D. 1985. On salinity regimes and the vertical structure of residual flows in narrow tidal estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 20, 615-635.
- Prandle, D. 1991. Tides in estuaries and in embayments (Review). In: B.B. Parker (ed). *Tidal Hydrodynamics*. New York: John Wiley and Sons. 125-152p.
- Pritchard, D.W. 1952a. Estuarine Hydrography. In: *Advances in Geophysics*. New York: Academic Press. I: 243-280p.
- Pritchard, D.W. 1952b. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay Estuarine system. *Journal of Marine Res.*, 11(1), 106-123.
- Pritchard, D.W. 1955. Estuarine circulation patterns. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 81(717), 1-11.
- Pritchard, D.W. 1967a. What is an estuary: physical view point. In: G.H. Lauff (ed.). *Estuaries*. American Association for the Advance of Science. Washington, D.C. 3-5p.
- Pritchard, D.W. 1967b. Observation of circulation in coastal plain estuaries. In: G.H. Lauff (ed.). *Estuaries*. American Association for the Advance of Science. Washington, D.C. 37-44p.
- Pritchard, D. W.; Vieira, M.E.C. 1984. Vertical variations in the residual current response to meteorological forcing in the mid-Chesapeake Bay. In: V.S. Kennedy (ed.). *The Estuary as a Filter*. Florida: Academic Press. 27-65p.
- Pritchard, D.W. 1989. Estuarine Classification – a help or a hindrance. In: B.J. Neilson; A. Kuo; J. Brubaker (eds). *Estuarine Circulation*. New Jersey: Humana. 1-38p.

- Pugh, D. 1987. Tides, Surges and Mean Sea Level. A Handbook for Engineers and Scientists. New York: John Wiley and Sons. 427 p.
- Pugh, D. 2004. *Changing Sea Levels. Effects of Tides, Weather and Climate*. Cambridge. Cambridge University Press. 265 p.
- Rattray, M. Jr.; Uncles, R.J. 1983. On the predictability of the  $^{137}\text{Cs}$  distribution in the Severn Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 16, 475-487.
- Rörig, L.R. 2005. Usos Múltiplos e Qualidade das Águas da Bacia do Baixo Itajaí-Açu - SC: Elementos para um Gerenciamento Integrado. Tese de Doutorado. Universidade Federal de São Carlos, São Paulo. 200p.
- Santa Catarina. 1997. Bacias Hidrográficas de Santa Catarina: Diagnóstico Geral. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, Florianópolis. 163p.
- Revista Climanalise (2002). [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br)
- Schettini, C.A.F.; Kjerfve, B.; Carvalho, J.L.B 1997. Dispersão e transporte de sal no estuário do rio Itajaí-açu em condições de baixa descarga. Congresso Latinoamericano sobre Ciências del Mar, 7. Santos, SP. *Anais...* 2:424-425.
- Schettini, C.A.F.; Carvalho, J.L.B; Jabor, P. 1995. Padrões sinópticos das características físicas no estuário do rio Itajaí-açu. Congresso Latino Americano de Ciências del Mar, 6, Mar del Plata, *Resumenes*, ALICMAR, p.181.
- Schettini, C.A.F.; e Zalesky, A.R. 2006. Utilização de perfiladores acústicos de corrente por efeito Doppler na determinação do material particulado em suspensão na água: aplicações. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, 11:201-208.
- Schettini, C.A.F.; Kjerfve, B.; Carvalho, J.L.B 1997a. Dispersão e transporte de sal no estuário do rio Itajaí-açu em condições de baixa descarga. Congresso Latinoamericano sobre Ciências del Mar, 7. Santos, SP. *Anais...* 2:424-425.
- Schettini, C.A.F.; Carvalho, J.L.B. & Stein, S.S. 1997b. Comportamento dos constituintes harmônicos de maré no baixo estuário do rio Itajaí-açu. In: Seminário sobre Ondas e Marés, 2, Arraial do Cabo, *Resumos*, IEAPM, p. IV-78.
- Schettini, C.A.F. and Carvalho, J.L.B. 1998a. Suspended sediment distribution and net transport in the estuary of Itajaí River during a low discharge period. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(2):325-334.

- Schettini, C.A.F. & Carvalho, J.L.B. 1998b. Hidrodinâmica e distribuição de sólidos em suspensão no estuário do rio Itajaí-açu (relatório). *Notas Técnicas da Facimar*, 2:131-140.
- Schettini, C.A.F. ; Kuroshima, K.N; Pereira Filho, J.; Rörig, L.R.; Resgala Júnior, C. 1998. Oceanographic and ecological aspects of Itajaí-açu river plume during a high discharge period. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(2):335-351.
- Schettini, C.A.F.; Truccolo, E.C. 1999a. Dinâmica da intrusão salina no estuário do Rio Itajaí-açu.. In: 8.o Congresso Latinoamericano de Ciências do Mar, 1999, Trujillo. *Resumos Ampliados*, p. 639-640.
- Schettini, C.A.F.; Truccolo, E.C. 1999b. Tidal driven influences on the shape of an estuarine salt wedge: Itajaí-açu River, South Brazil. In: Congresso da ABEQUA, 7, SYMPOSIUM ON TIDAL ACTION, TIDAL PROCESSES AND TIDAL EFFECTS ON COASTAL EVOLUTION, Porto Seguro, Associação Brasileira do Quaternário, *CD-ROM, Resumos Expandidos...*, viiabequa\_tmo005.pdf.
- Schettini, C.A.F. 2000a. River high discharge events and near bottom cohesive sediment transport in the Itajaí-açu estuary, southern Brazil. In: International Conference on Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport Processes, 6, Delft, The Netherlands, *Abstracts*, Delft Hydraulics, p. 19.
- Schettini, C.A.F. 2000b. Salt wedge dynamics and suspended sediment balance in the Itajaí-açu estuary, southern Brazil. In: Physics of Estuaries and Coastal Seas, 10, Norfolk, *Extended abstracts*, Old Dominion University, p. 312-315.
- Schettini, C.A.F. 2001. Dinâmica de sedimentos finos no estuário do rio Itajaí-açu, SC. Tese de Doutorado, Porto Alegre, UFRGS/CECO, 85p.
- Schettini, C.A.F.; Toldo Jr., E.E. 2001. Modos de transporte de sedimentos finos no Estuário do Rio Itajaí, SC. *Pesquisas em Geociências*. 28(2), 151-160.
- Schettini, C.A.F. 2002. Caracterização física do Estuário do Rio Itajaí-açu, SC. *Rev. Bras. de Recursos Hídricos*. 7(1):123-142.
- Schettini, C.A.F.; Resgalla Jr., C.; Pereira Filho, J.; Truccolo, E.C.; Rörig, L.R. 2005. Variabilidade temporal das características oceanográficas e ecológicas da região de influência fluvial do rio Itajaí-açu. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Techonology*. 9:93-102.
- Schettini, C.A.F.; Ricklefs K.; Truccolo, E.C.; Golbig V. 2006. Synotic hydrography of a highly stratified estuary. *Ocean Dynamics*. Germany. 56:308-319.

- Schnack, E.J. 1993. The vulnerability of the east coast of South America to sea level rise and possible adjustment strategies. *In*: R.A. Warrick; E.M. Barrow; T.M.L. Wigley (eds.). *Climate and Sea Level Change: Observation, Projection and Implication*. Cambridge: Cambridge University Press. 409 p.
- Schroeder, W.W.; Wiseman Jr., W.; Dinnel, S.P. 1990. Wind and river induced fluctuations in a small, shallow, tributary estuary. *In*: R.T. Cheng (ed). *Residual currents and long-term transport*. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies (No. 38). New York: Springer-Verlag. 481-493p.
- Schwing, F.B.; Oey, L-Y; Blanton, J.O. 1988. Evidence for nonlocal forcing along the southeastern United States during a transitional wind regime. *Jour. of Geophys. Res.*, 93(C7):8221-8228.
- Scott, C.F. 1993. Canonical parameters for estuarine classification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, 529-540.
- Scully, M.E.; Friedrichs, C.T.; Brubaker, J.M. 2005. Control of estuarine stratification and mixing by wind-induced straining of the estuarine density field. *Estuaries* 28:321-326.
- Sepúlveda, H.H.; Valle-Levinson, A.; Framiñan, M.B. 2004. Observations of subtidal and tidal flow in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Res.*, 24: 509-525.
- Simmons, H.B. 1955. Some effects of upland discharge on estuarine hydraulics. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 81(792).
- Smith, N.P. 1983. Tidal and low-frequency net displacement in a coastal lagoon. *Estuaries*, 6(3): 180-189.
- Snedden, G.; Cable, J.; Wiseman Jr., W. 2008. Subtidal sea level variability in a shallow Mississippi River Deltaic Estuary, Louisiana. *Estuaries and Coasts*. 30(5): 802–812.
- Speer, P.E.; Aubrey, D.G. 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet-estuarine systems. Part II: Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21:207-224.
- Stech, J. L.; Lorenzetti, J.A. 1992. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Jour. of Geophysical Res.*, 97(C6):9.507-9.520.
- Stommel, H. 1951. Recent development in the study of tidal estuaries. *Technical Report*, Massachusetts: Woods Hole Oceanographic Institution. No.51-33, 18 p.

- Stommel, H. 1953. The role of density currents in estuaries. Minnesota International Hydraulics Convention. Minneapolis. University of Minnesota, *Proceedings...*, 305-312p.
- Stone, J.H.; Day Jr., J.W.; Bahr Kr., L.M.; Muller, R. 1978. The impact of possible climatic changes on estuarine ecosystems. *In*: Wiley, M.L. (ed.). *Estuarine Interaction*. London: Academic Press. 305-322p.
- Swenson, E.M.; Chuang, W-S. 1983. Tidal and subtidal water volume exchange in an estuarine system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 16: 229-240.
- Teixeira, C.E.P. 2005. Caracterização e Variabilidade da Hidrodinâmica da Zona Costeira adjacente ao Banco de Abrolhos. Tese de Mestrado. IO-USP, São Paulo. 109p.
- Torrence, C.; Compo, G.P. 1998. A Practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 79(1):61-78.
- Torrence, C.; Webster, P.J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system. *Jour. of Climate*. 12:2679-2680.
- Truccolo, E.C. 2000. Escalas diárias e semanais de fenômenos atmosféricos: importância nos processos costeiros locais em Santa Catarina. *In*: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, XIII, Itajaí, SC, *Resumos Expandidos...*, UNIVALI, p445-447.
- Truccolo, E.C.; Schettini, C.A.F.; Ferreira, J.N.; Inez, V. 2004. Oscilações do nível do mar em Cabeçadas, região costeira adjacente a Itajaí, SC. *Resumos*. CBO2005.
- Truccolo, E.C. Schettini, C.A.F.; Oliveira, D.C. 2005. Efeito do tsunami de dezembro de 2004 no nível de água do estuário do Rio Itajaí-açu, SC. *Resumos*. CBO2005.
- Truccolo, E.C.; Franco, D.; Schettini, C.A.F. 2006. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, Brazil. *Jour. of Coastal Research, Florida*, v. SI39, p.547-552.
- Valle-Levinson, A. 1995. Observations of barotropic and baroclinic exchanges in the lower Chesapeake Bay. *Continental Shelf Res.*, 15(13):1631-1647.
- Valle-Levinson, A.; Li, C.; Royer, T.C.; Atkinson, L.P. 1998a. Flow patterns at the Chesapeake Bay entrance. *Continental Shelf Res.*, 18:1157-1177.
- Valle-Levinson, A.; Miller, J.L.; Wheless, G.H. 1998b. Enhanced stratification in the lower Chesapeake Bay following northeasterly winds. *Continental Shelf Res.*, 18:1631-1647.

- Valle-Levinson, A.; Moragab, J.; Olivaresb, J.; Blancoc, J. 2000. Tidal and residual circulation in a semi-arid bay: Coquimbo Bay, Chile. *Continental Shelf Research*, 20:2009-2028.
- Valle-Levinson, A.; Wong, K.-C.; Bosley, K.T. 2002. Response of the lower Chesapeake Bay to forcing from Hurricane Floyd. *Continental Shelf Res.* (Special Issue on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS00), 22(11-13): 1715-1729.
- Valle-Levinson, A.; Brown, C. 2002. Subtidal variability of flow around a cape. 11<sup>th</sup> International Biennial Conference on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS02. *Extended Abstracts...* Hamburg, Germany. 107-110p.
- Valle-Levinson, A.; Schneider, W.; Sobarzo, M.; Bello, M.; Bravo, L.; Castillo, M.; Duarte, L.; Fuenzalida, R.; Gallegos, J.M.; Garcés-Vargas, J.; Gonzáles, J.; Gutiérrez, D.; Molinet, C.; Navarro, M.S.; Pierini, J.; Rodríguez-Rubio, E.; Valdenegro, A.; Vera, L.; Zenteno, L. 2004. Wind-induced Exchange at the entrance to Concepción Bay, an equatorward facing embayment in central Chile. *Deep Sea Research II*. 51:2371-2388.
- Velasco, G.G. de; Winant, C.D. 2004. Wind and density-driven circulation in a well-mixed inverse estuary. *Journ. of Physical Oceanography*, 34:1103-1116.
- Vieira, M.E.C. 1985. Estimates of subtidal volume flux in Mid-Chesapeake Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21: 411-427.
- Xie, L.; Eggleston, S.B. 1999. Computer simulations of wind-induced estuarine circulation patterns and estuary-shelf exchange processes: the potential role of wind forcing on larval transport. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49: 221-234.
- Wang, D.P.; Elliott, A J. 1978. Non-tidal variability in Chesapeake Bay and Potomac River: evidence for non-local forcing. *Jour. of Physical Oceanography*, 8:225-232.
- Wang, D.P. 1979. Wind-driven circulation in the Chesapeake Bay, winter 1975. *Jour. of Physical Oceanography*, 9:564-572.
- Walters, R.A. 1982. Low-frequency variations in sea level and currents in South San Francisco Bay. *Jour. of Physical Oceanography*, 12:658-668.
- Wei, W.W.S. 1994. Time Series Analysis - Univariate and Multivariate Methods. Addison-Wesley Publishing Company, New York. 478 p.
- Weisberg, R.H. 1976. The nontidal flow in the Providence River of Narragansett Bay: a stochastic approach to estuarine circulation. *Jour. of Physical Oceanography*, 6:721-734.

- Wilson, R.E.; Wong, K.-C.; Filadelfo, R. 1985. Low frequency sea level in the vicinity of the East River Tidal Strait. *Jour. of Geophysical Res.*, 90(C1): 954-960.
- Wiseman Jr., Swenson, E.M.; Kelly, F.J. 1990. Control of estuarine salinities by coastal ocean salinity. In: R.T. Cheng (ed). *Residual currents and long-term transport*. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies (No. 38). New York: Springer-Verlag. 184-193p.
- Wong, K.-C. & Garvine, R.W. 1984. Observations of wind-induced, subtidal variability in the Delaware Estuary. *Jour. of Geophysical Res.*, 89(C6):10589-10597.
- Wong, K.-C. 1991. The response of the Delaware estuary to the combined forcing from Chesapeake Bay and the ocean. *Jour. of Geophysical Res.*, 96:8797-8809.
- Wong, K.-C.; Moses-Hall, J. E. 1998a. The tidal and subtidal variations in the transverse salinity and current distributions across a coastal plain estuary. *Jour. of Marine Res.*, 56:489-517.
- Wong, K.-C.; Moses-Hall, J.E.1998b. On the relative importance of the remote and local wind effects on the subtidal variability in a coastal plain estuary. *Jour. of Geophysical Res.*, 103:18393-18404.
- Wong, K.-C. 1998. The seasonal and subtidal variability in the source region of the Delaware coastal current. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47: 1-19.
- Wong, K.-C. 2000. The physical exchange between Delaware's Inland Bays and the adjacent continental shelf. 10<sup>th</sup> International Biennial Conference on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS00. *Extended Abstracts...* Norfolk, Virginia. 153-155p.
- Wong, K.-C. 2002a. On the spatial structure of currents across the Chesapeake and Delaware Canal. *Estuaries*, 25(4A):519-527.
- Wong, K.-C. 2002b. On the wind-induced exchange between Indian River Bay, Delaware and the adjacent continental shelf. *Continental Shelf Res.* (Special Issue on Physics of Estuaries and Coastal Seas, PECS00), 22(11-13): 1651-1668.
- Yuk, J.-H; Aoki, S. 2009. Effect of Wind and rainfall on water Exchange in a stratified estuary. *Estuaries and Coasts*. 32:88-99.

## ANEXO 1: ANÁLISE DE ONDELETAS

A Análise de Ondeletas (AO, ou *Wavelets Analysis*) é um método recente de análise de séries temporais, sendo introduzido pela primeira vez em 1980 para o processamento de dados sísmicos (Emery & Thompson, 1998). É uma ferramenta para a análise de processos geofísicos que desviam marcadamente da suposição da periodicidade exata da análise harmônica tradicional (Jay & Flimchem, 1997). Comparada a um “microscópio”, a AO analisa séries de dados que mudam ao longo do tempo ou que possuem características que não podem ser vistas com a Transformada Rápida de Fourier (FFT, Emery & Thompson, 1998). Inversamente a FFT, que origina valores de amplitude e fase médios no registro para cada componente na frequência ou harmônico, a AO identifica a estimativa “instantânea” e localizada para cada amplitude e fase de cada componente espectral no grupo de dados (Emery & Thompson, 1998).

A AO representa a síntese de técnicas de análise mais antigas de séries temporais e surgiu para elucidar a dinâmica de fenômenos não estacionários e transientes, tal como a maré em estuários (Jay & Flinchem, 1997). Entende-se como característica não estacionária as séries temporais cujo seus momentos estatísticos, média, variância, etc, variam em qualquer segmento tomado da série (Bolzan, 2004). Muitas séries temporais exibem esta não estacionaridade apesar de apresentarem sinais periódicos dominantes, que podem ser observados na FFT; isto indica que estes sinais podem variar tanto em amplitude e frequência em longos períodos de tempo.

A palavra ondeleta foi adotada para expressar a idéia de “pequenas ondas” no sentido intuitivo associada com ondas localizadas, i.e., funções que tem a forma de ondas (similar ao processo físico de interesse) e cujos valores aumentam e diminuem em um período curto do domínio (Domingues *et al.*, 2004). Em contraste com a análise de Fourier (cujas funções são periódicas e expressas por uma somatória de senos e cosenos), a AO usa funções aproximadas (funções ondeletas) que são localizadas no

tempo e na frequência, sendo esta a real vantagem em relação à análise espectral clássica, o que a torna particularmente útil na análise de séries temporais não estacionárias (Emery & Thompson, 1998). A FFT origina uma amplitude de toda a série e a AO permite a identificação de amplitudes localizadas enquanto a função ondeleta move-se ao longo da série. O que comumente se aceita é que a função ondeleta a ser utilizada possua um formato característico próximo das características encontradas na série temporal (Jay & Flinchem, 1997; Emery & Thompson, 1998; Flinchem & Jay, 2000; Torrence & Compo, 1998; Kukulka & Jay, 2003; Grinsted *et al.*, 2004; Bolzan, 2004; Domingues *et al.*, 2004).

Em função destas características, a AO tem diversas vantagens sobre a análise tradicional de séries temporais não estacionárias, sendo aplicada nas mais diversas áreas do conhecimento, desde estudos sobre variações sazonais do El Niño, Oscilação Sul e variações na cobertura de gelo do Ártico (Torrence & Webster, 1999; Jevrejeva *et al.*, 2003; Grinsted *et al.*, 2004), dispersão de ondas oceânicas (Meyer *et al.*, 1997), turbulência atmosférica ao longo de sistemas frontais e processamento de sinais em sistemas hidrológicos (Bolzan, 2004).

Jay & Flinchem (1997), Torrence & Compo (1998) e Kukulka & Jay (2003ab), citam o múltiplo uso desta análise em processos oceanográficos não estacionários e transientes, resultando em informações da amplitude de qualquer sinal “periódico” dentro das séries, e como esta amplitude varia com o tempo. Entre estes está a interação de marés astronômicas com a descarga fluvial (Jay & Flinchem, 1997; Flinchem & Jay, 2000; Jay & Kukulka, 2003; apud Kukulka & Jay, 2003ab), a geração de marés internas em fiords e plataformas continentais (Sandstrom, 1991; Maas & Zimmerman, 1989, respectivamente, apud Jay & Flinchem, 1997), modulação destas em plataformas por plumas e assimetrias em estuários estratificados (Jay, 1991; Uncles & Stephens, 1990; Jay & Musiak, 1994, apud Jay & Flinchem, 1997), propagação de ondas de plataforma de frequência mareal, seiches em estuários (Luettich *et al.*, 2002, apud Kukulka & Jay, 2003ab), efeito da ressurgência no campo de densidade próximo a desembocadura de estuários (Largier, 1996, apud Jay & Flinchem, 1997), interação de marés barotrópicas e meteorológicas (Prandle & Wolf, 1981, apud Jay & Flinchem, 1997), interação de maremotos com a maré. Além disso, a sua aplicabilidade hoje em dia tornou-se acessível devido ao grande número de subrotinas disponíveis em vários programas, tais

como Fortran, Matlab e IDL (<http://atoc.colorado.edu/research/wavelets/>, <http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/> e <http://ion.researchsystems.com/IONScript/wavelet/>). No caso específico do estudo de marés em estuários, existem muitas razões práticas, e.g. segurança na navegação, e científicas, o pouco entendimento do fenômeno mareal aperiódico, para o desenvolvimento de novas técnicas de análise que podem ser usadas para o conhecimento da hidrodinâmica de estuários (Jay & Flinchem, 1997).

Os trabalhos de Jay & Flinchem (1997), Torrence & Compo (1998), Torrence & Webster (1999), Flinchem & Jay (2000), Jay & Kukulka (2003), Kukulka & Jay (2003ab), Grinsted *et al.* (2004), apresentam todos os aspectos da AO, detalhando todo o método, as aplicações e passos para o seu uso na análise de séries temporais não estacionárias. A seguir serão comentadas as características desta análise, tendo como base os trabalhos dos autores citados acima.

### ***Transformadas de ondeletas***

O uso de janelas na Análise Espectral Clássica, com o deslizamento destas janelas na série e computando a FFT em cada tempo, usando somente os dados dentro da janela, é uma solução incompleta para o estudo de séries temporais, pois não trata consistentemente das diferentes frequências na série: em baixas frequências há poucas oscilações dentro da janela e a localização na frequência é perdida, enquanto que em altas frequências há muitas oscilações onde a localização no tempo é perdida, não considerando ainda a simplificação assumida de que o sinal pode ser decomposto em componentes senoidais (Torrence & Compo, 1998). A vantagem da análise de ondeletas é que esta decompõe a série temporal no espaço tempo-frequência simultaneamente, fornecendo informações da amplitude de um sinal “periódico” dentro da série, e como esta amplitude varia com o tempo (Torrence & Compo, 1998).

Para ser chamada de ondeleta, a função deve ter média zero e ser localizada em ambos espaços de tempo e frequência (Torrence & Compo, 1998; Torrence & Webster, 1999; Grinsted *et al.*, 2004). A Figura A1.1 (a) apresenta uma ondeleta de duração finita e com uma frequência específica, que pode ser usada como uma janela na análise. O exemplo da figura é a ondeleta de Morlet, que consiste de uma onda seno multiplicada por um Gaussiano (Figura A1.1 b). A ondeleta de Morlet pode ser calculada por:

$$\psi_0(\eta') = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta'} e^{-\eta'^2/2} \quad (1)$$

onde  $\psi_0$  é o valor da ondeleta no tempo dado por  $\eta'$  e  $\omega_0$  é a frequência, sendo definida então como o produto de uma onda exponencial complexa e o envelope gaussiano.

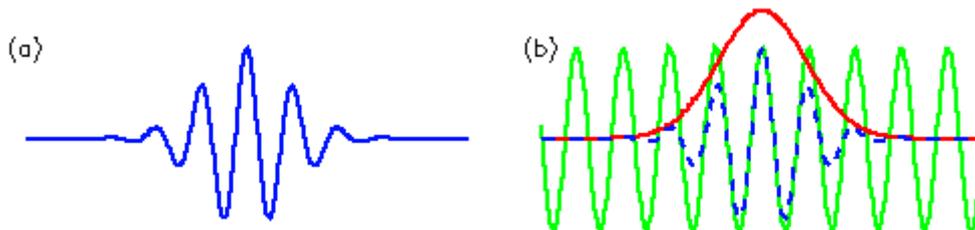


Figura A1.1 (a) Função ondeleta de Morlet de largura e amplitude arbitrária, com tempo no eixo x; (b) construção desta ondeleta (em azul) a partir de uma onda seno (em verde) e modulada por um gaussiano (em vermelho, modificado de Torrence & Compo, 1998).

Um exemplo de aplicação é o estudo das oscilações da temperatura da água do mar na região do NINO3 por Torrence & Compo (1998), que identificou uma modulação nas variações da temperatura em torno de 15 anos. O uso da ondeleta de Morlet, com uma largura total de 15 anos, foi correlacionada com os primeiros 15 anos da série de temperatura, e assim obtida uma medida da projeção desta ondeleta na série, ou seja, quanto (amplitude) o período de 15 anos se assemelha a esta onda com esta largura. Correndo-se esta ondeleta pela série pode-se construir uma nova série temporal da projeção amplitude pelo tempo. Finalmente, pode-se variar a “escala” da ondeleta alterando-se a sua largura. Portanto, a idéia é a aplicação da função ondeleta como um filtro passa-banda.

A equação (1) mostra então a função ondeleta básica, necessitando ser determinada as diferentes escalas (ou o período de variabilidade) a serem estudadas, que é feito através da variação da largura, bem como o seu movimento ao longo da série. Segundo Torrence & Compo (1998), esta é a vantagem real da análise de ondeletas sobre a análise de Fourier: para uma janela de determinada largura, o deslizamento da FFT está ajustando diferentes números de ondas, ou seja, pode haver muitas ondas de altas frequências na janela, enquanto na mesma janela pode somente ter poucas ondas de baixa frequência; enquanto que a ondeleta na AO tem sempre a mesma forma,

somente as escalas aumentam ou diminuem com o tamanho da janela. A equação (2) mostra a forma de alteração das escalas e o deslizamento na série:

$$\psi \left[ \frac{\psi' - n_t \tilde{\delta t}}{s_e} \right] = \left( \frac{\tilde{\delta t}}{s_e} \right)^{\frac{1}{2}} \psi_0 \left[ \frac{\psi' - n_t \tilde{\delta t}}{s_e} \right] \quad (2)$$

onde  $s_e$  é o parâmetro de dilatação usado para alterar a escala (aproximadamente idêntica ao período correspondente de Fourier), e  $n_t$  é o parâmetro de translação usado para mover a ondeleta ao longo do tempo. O fator  $\frac{1}{2}$  é a normalização para que a energia total da ondeleta seja constante.

A Transformada de Ondeleta Contínua (TOC) de uma série temporal  $X$ , com valores de  $x_n$  (sendo o  $n$  índice temporal, com intervalo constante de tempo  $dt$ ), é o produto (convolução) da função ondeleta com a série temporal original. A TOC ou  $W_n$  é então a convolução de  $x_n$  com a versão escalonada e transladada de  $\psi_0$ :

$$W_n = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \psi^* \left[ \frac{\psi' - n \tilde{\delta t}}{s} \right] \quad (3)$$

onde \* indica o conjugado.

De acordo com Torrence & Compo (1998), variando-se a escala da ondeleta,  $s$ , que é linearmente relacionada ao período característico da ondeleta, e transladando ao longo de um índice de tempo localizado,  $n$ , pode-se obter a amplitude de qualquer sinal *versus* a escala e como esta amplitude varia no tempo. Esta equação pode ser resolvida para vários valores de escala  $s$  (múltiplos da mais baixa frequência possível), bem como para todos os valores de  $n$  entre as datas de início e fim da série.

A escolha dos parâmetros de escalas,  $s$ , deve ser feita de tal modo que adequadamente todas as frequências presentes na série sejam amostradas, ou pelo menos as de interesse. Para isso deve-se escolher a menor escala resolvida,  $S_0$ , que é computada através de:

$$S_0 = 2dt \quad (4)$$

As escalas maiores (de maiores períodos) são escolhidas através de:

$$S_j = S_0^{2^j \delta}, \quad j = 0, 1, \dots, J \quad (5)$$

onde  $J = \delta_j^{-1} \log_2 (N\delta / S_0)$ . A maior escala escolhida deverá ser menor que metade do comprimento da série temporal. Para se ter informação das frequências entre as escalas pode-se sub-amostrar as escalas através da escolha de um número determinado de sub-escalas dentro de cada escala.

De acordo com Torrence & Compo (1998), é possível computar a TOC no domínio do tempo usando a equação (3), porém é mais simples no domínio da frequência devido a TOC ser a convolução entre duas funções  $x$  e  $\psi$ . A TOC seria computada então como:

$$W_n \hat{\omega}_k = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^* \hat{\omega}_k e^{i\omega_k n \delta} \quad (6)$$

onde  $\hat{\cdot}$  indica a Transformada de Fourier (TF). A TF da série é dada por:

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (7)$$

Segundo os autores, para usar esta fórmula, a TF da função ondeleta deve ser conhecida analiticamente, e, adicionalmente, as ondeletas devem ser normalizadas através de:

$$\hat{\psi} \hat{\omega}_k = \left( \frac{2\pi\delta}{\delta} \right)^{1/2} \hat{\psi}_0 \hat{\omega}_k \quad (8)$$

### ***Aplicação da AO no estudo da modulação da co-oscilação da maré em estuários***

O método harmônico clássico tem obtido enorme sucesso para análise de elevação de maré em costas, reduzindo a variância em 95-98% em uma tabela com até 150 números (Jay & Flinchem, 1997). Segundo estes autores, o sucesso na determinação destas oscilações foi possível devido a suposição de que estas são um fenômeno estatístico estacionário que reflete a forçante astronômica. No entanto, o nível de água e as correntes em estuários contêm uma grande parte da variância em FSubM, muitas vezes dita como ruído, e os processos responsáveis por esta componente muitas

vezes podem ter efeitos no sinal da maré, alterando sua estrutura e frequência (Jay & Kukulka, 2003). Para dados não estacionários, uma fração substancial desta variância pode ser perdida ao se assumir que amplitudes e fases são constantes em frequências discretas.

A extração da amplitude das espécies diurnas, semi-diurnas e quarto - diurnas e a avaliação da modulação da co-oscilação da maré pela variação da descarga fluvial no ambiente estuarino em períodos de dias foi analisado através da TOC, seguindo o procedimento descrito em Jay & Flinchem (1997), Flinchem & Jay (2000) e Kukulka & Jay (2003). A aplicação da AO para esta parte do estudo foi baseada na adaptação de rotinas para o programa Matlab®, e disponibilizadas em [http://www.ccalmr.ogi.edu/~djay/cwt\\_progs\\_general.html](http://www.ccalmr.ogi.edu/~djay/cwt_progs_general.html) ou em <http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sea-mat/>. Os símbolos utilizados nesta parte do estudo e indicados na lista de símbolos são os mesmos utilizados por Kukulka & Jay (2003), e diferem daqueles utilizados no estudo de FSubM, a partir de Grinsted *et al.* (2004).

A base da TOC para o problema da maré usa ondeletas que lembram as ondas de maré e tem frequências selecionadas de acordo com o processo astronômico, resultando deste modo na conservação da variância do sinal e, portanto, na sua reconstrução posterior (Flinchem & Jay, 2000). Segundo estes autores, é vital usar as informações da forçante astronômica sem introduzir suposições que obscurem os processos não mareais no registro, e originar uma extração consistente da variância em FM e FSubM. O dilema em analisar processos não estacionários é a necessidade de extrair informações instantâneas sobre frequências, enquanto a definição de frequência por si só implica numa extensão de tempo (Kukulka & Jay, 2003). Um aspecto que deve ser trabalhado é o equilíbrio entre o comprimento da janela de tempo para analisar os dados e a precisão com que o filtro retém informação na frequência. Esta análise de tempo e frequência é conhecida como o princípio de incerteza de Heisenberg, onde a resolução da ondeleta na frequência diminui conforme a frequência aumenta (ou a escala  $s$  diminui), enquanto que a resolução no tempo aumenta. Quanto mais longo é o filtro, melhor é a resolução em frequência, mas piora a resolução no tempo.

O princípio de incerteza de Heisenberg é expresso por  $\Delta f \Delta t \geq \frac{1}{4\pi}$ , onde  $\Delta f$  e  $\Delta t$  são medidas de incertezas na frequência e no tempo (i.e., a duração), e indica que o produto das incertezas tem um valor mínimo irreduzível que não pode ser evitado (Jay & Flinchem, 1997). O princípio de Heisenberg também limita a resolução dos constituintes individuais da maré (Jay & Flinchem, 1997). Segundo estes autores, a natureza finita das funções de ondeletas significa que os constituintes que compõem a espécie de maré não podem ser resolvidos se a análise for utilizada para o estudo de eventos em escala temporal menor que 1 mês. Portanto, a AO empregada tem como objetivo a resolução das espécies diurnas ( $D_1$ ), semidiurnas ( $D_2$ ) e quarto-diurnas ( $D_4$ ), e não dos constituintes ( $K_1$ ,  $M_2$ ,  $M_4$ , respectivamente). Isto é, a definição dos constituintes semi-diurnos requer que o processo de maré seja estacionário num comprimento de registro necessário para que estes sejam distinguidos, dentro da limitação do princípio de Heisenberg.

Segundo Kukulka & Jay (2003), a TOC ( $y$ ) é a convolução da série temporal com uma ondeleta escalonada. A escala depende do período de análise  $s$  (equivalente a frequência de análise  $1/s$ ) e é caracterizada pela dilatação no tempo de  $1/s$  (ou largura da ondeleta). Na escolha da ondeleta é necessário que o problema da perda da energia nos extremos seja avaliada. A janela de Kaiser minimiza esta perda de energia e atua como um filtro, sendo então utilizada como a ondeleta para este estudo. Esta ondeleta ( $\psi_L$ ) tem a seguinte forma:

$$\psi_L(t, s) = N_L I_0 \left( \beta \sqrt{1 - \left( \frac{t}{sL} \right)^2} \right) \exp \left( 2\pi i \frac{t}{s} \right) \quad (9)$$

onde  $I_0$  é uma função Bessel modificada de ordem zero,  $\beta = 6,755$  controla a energia nos extremos (valores altos alargam o pico central do filtro de Kaiser e aumentam a rejeição da energia nos extremos),  $L$  estabelece o comprimento da ondeleta relativo a  $s$ , e  $N_L(s)$  foi escolhido para que a máxima resposta a onda seja 1. A TOC  $y_L$  é então definida como:

$$y_L(t, s) = z^* \text{conj} \left[ \psi_L(t, s) \right] \quad (10)$$

onde  $*$  é o operador da convolução,  $\text{conj}(\cdot)$  é o complexo conjugado do argumento, e  $z$  é o registro de nível de água.

Em TOC convencionais, o comprimento da ondeleta é proporcional a escala  $s$  que se quer analisar, deste modo altas frequências tem um comprimento de filtro relativamente curto com resolução de frequência reduzida. Na análise conduzida por Kukulka & Jay (2003), foi aumentado o comprimento do filtro para frequências maiores que a  $D_2$  para melhorar a resolução na frequência. O filtro selecionado corresponde a escalas temporais dos processos não estacionários (e.g. variações na descarga fluvial e marés meteorológicas, de horas a dias) e que responde primariamente a espécies de maré específicas. Os comprimentos dos filtros utilizados foram: 84 hs e 168 hs para as espécies semi-diurnas ( $D_2$ ) e diurnas ( $D_1$ ), respectivamente (o que equivale a  $7s$ , com  $s = 12$  hs e 24 hs). Para frequências acima de  $D_2$ , o comprimento do filtro utilizado foi de  $20s$ ; para abaixo de  $D_1$  foi de  $5,6s$ . Segundo os autores, esta seleção resulta na resolução no tempo consoante com a variabilidade temporal do fluxo fluvial, e suficiente resolução na frequência para separar as espécies de maré.

Após análise espectral com os registros da descarga fluvial do rio Itajaí-açu verificou-se que a maior parte da variância da vazão está em FSubM. Em função disso optou-se pela utilização destes valores, que ao longo da AO se mostraram eficientes para resolver as frequências envolvidas na co-oscilação do estuário, bem como as da descarga fluvial.

### ***Aplicação da AO no estudo da interação estuário-plataforma***

A aplicação da AO para o estudo da interação estuário-plataforma foi baseada em adaptações de rotinas para o programa Matlab®, disponibilizadas em <http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/>. As rotinas foram confeccionadas por Alan Grinsted e colaboradores (Grinsted *et al.*, 2004), e que se basearam no trabalho de Torrence & Compo (1998) e Torrence & Webster (1999). As análises foram realizadas utilizando-se a ondeleta de Morlet. Com a utilização da TOC para o propósito de extração de feições das séries, a ondeleta de Morlet (com  $\omega_0 = 6$ , onde há aproximadamente três oscilações dentro do envelope gaussiano) é uma boa escolha, pois resulta num equilíbrio entre localização no tempo e frequência

(Grinsted *et al.*, 2004). Dado uma série temporal  $x_n$ , com TOC  $W_n^X(s)$ , equação (3), onde  $n$  é o índice do tempo e  $s$  é a escala, o espectro de potência da ondeleta pode ser então definido como:

$$|W_n^X(s)|^2. \quad (11)$$

O espectro de potência indica a variância da série temporal em cada escala (período de variabilidade) e quando ocorreu (no período amostral). A significância estatística de cada pico no espectro foi estimada segundo Torrence & Compo (1998), que será mostrada como contornos pretos nas figuras; maiores detalhes podem ser vistos em Jevrejeva *et al.* (2003).

Para análise da covariância entre duas séries temporais foi definida a transformada de ondeleta cruzada das duas séries  $x_n$  e  $y_n$  como:

$$W_n^{XY}(s) = W_n^X(s)W_n^Y(s)^* \quad (12)$$

onde  $*$  indica o complexo conjugado. Deste modo é possível definir o espectro cruzado como:

$$|W_n^{XY}(s)| \quad (13)$$

e que indica regiões no espectro com energia comum significativa. A significância estatística foi estimada segundo Torrence & Compo (1998), sendo que maiores detalhes podem ser vistos em Jevrejeva *et al.* (2003). A parte complexa do espectro cruzado pode ser interpretada como a fase entre  $x_n$  e  $y_n$  no espaço tempo-frequência. O interesse está na diferença de fase entre as séries e para isso é necessário estimar a média e o intervalo de confiança desta diferença. Grinsted *et al.* (2004) utilizaram a média circular da fase em regiões com significância estatística maior que 5% (ou 95% de confiança estatística). Segundo Barbosa (2007), o conhecimento da diferença de fase entre duas séries temporais é de grande importância para quantificar e qualificar a relação entre elas em termos da propagação de seus ciclos de oscilação. Para isso, é necessário estimar a média e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as séries, o que significa usar a média circular da fase sobre regiões com significância estatística

maiores que 5% e, que estejam fora do cone, o que quantificará a relação de fase. Deste modo, a média circular de um grupo de ângulos  $\alpha_i, i = 1 \dots n$  pode ser definida como:

$$a_m = \arg(X, Y) \quad (14)$$

$$\text{com } X = \sum_{i=1}^n \cos \alpha_i \text{ e } Y = \sum_{i=1}^n \text{sen } \alpha_i.$$

Segundo Grinsted *et al.* (2004), é interessante conhecer o espalhamento dos ângulos ao redor da média, e para isso o desvio padrão circular foi definido como:

$$s_d = \sqrt{-2 \ln(R/n)} \quad (15)$$

$$\text{onde } R = \sqrt{X^2 + Y^2}.$$

Para a definição do espectro de coerência, que indica a intensidade da covariância entre as séries, ou o quanto coerente são as transformadas de ondeletas cruzadas no espaço tempo-frequência, Grinsted *et al.* (2004) seguiram os procedimentos de Torrence & Webster (1999). A coerência é definida como o valor absoluto do espectro cruzado alisado ao quadrado, normalizado pelo espectro das ondeletas alisados, como segue:

$$R_n^2 = \frac{|S_o(s^{-1}W_n^{XY})|^2}{S_o(s^{-1}|W_n^X|^2) \cdot S_o(s^{-1}|W_n^Y|^2)} \quad (16)$$

onde  $S_o$  é o operador de alisamento. Segundo Torrence & Webster (1999), usando esta definição a coerência varia entre 0 e 1, ou  $0 \leq R_n^2 \leq 1$ ; sendo a coerência uma representação precisa da covariância (normalizada) entre duas séries temporais devido a transformada de ondeleta conservar esta variância (Torrence & Compo, 1998). O operador  $S$  é dado por:

$$S W = S_{escala} S_{tempo} W_n \quad (17)$$

onde  $S_{escala,tempo}$  é o alisamento ao longo do eixo escala e tempo, respectivamente. Torrence & Webster (1999), indicaram operadores de alisamento para a Morlet definidos por:

$$S_{tempo} W \Big|_s = \left( W_n \ast c_1 \frac{-t^2}{2s^2} \right)_s \text{ e } S_{escala} W \Big|_t = W_n \ast c_2 \Pi(0,6s) \Big|_t, \quad (18)$$

onde  $c_1$  e  $c_2$  são constantes normalizadoras e  $\Pi$  é uma função retangular. O fator 0,6 é o comprimento de escala  $\delta j_0$  determinado empiricamente para a Morlet. Os níveis de significância estatística da coerência foram estimados através do Método de Monte Carlo seguindo o descrito em Grinsted *et al.* (2004; página 565). Segundo estes autores, o número de sub-escalas deve ser alto o suficiente para capturar a forma retangular do operador de alisamento enquanto minimiza o tempo computacional.

Segundo Torrence & Webster (1999), a diferença de fase obtida no espectro de coerência pode ser definida como:

$$\phi_n = \tan^{-1} \left( \frac{\Im \{ S^{-1} W_n^{XY} \}}{\Re \{ S^{-1} W_n^{XY} \}} \right). \quad (19)$$

Segundo os procedimentos de Torrence & Webster (1999), os alisamentos nas equações (18) e (19) foram feitas usando média móvel (ou convolução) em ambas direções de tempo e escala. O alisamento no tempo usa um filtro dado pelo valor absoluto da função ondeleta em cada escala, normalizado para ter o peso total de uma unidade, que para a Morlet é o gaussiano. O alisamento na escala é feito utilizando um filtro do tipo *boxcar* de comprimento  $\delta j_0 (=0,6)$ . Segundo estes autores, o uso de diferentes comprimentos e formas de filtros produzem ambas coerência alisada (maiores) ou coerência ruidosa (pequena), dando resultados qualitativos similares. Segundo Jevrejeva *et al.* (2003), a diferença entre as fases determinadas pelos espectros cruzados e de coerência é essencialmente no uso de alisamento do método de coerência, e para o presente estudo, somente serão analisadas as fases dos espectros de coerência.

## ANEXO 2: Figuras que complementam os resultados do cap. 7.

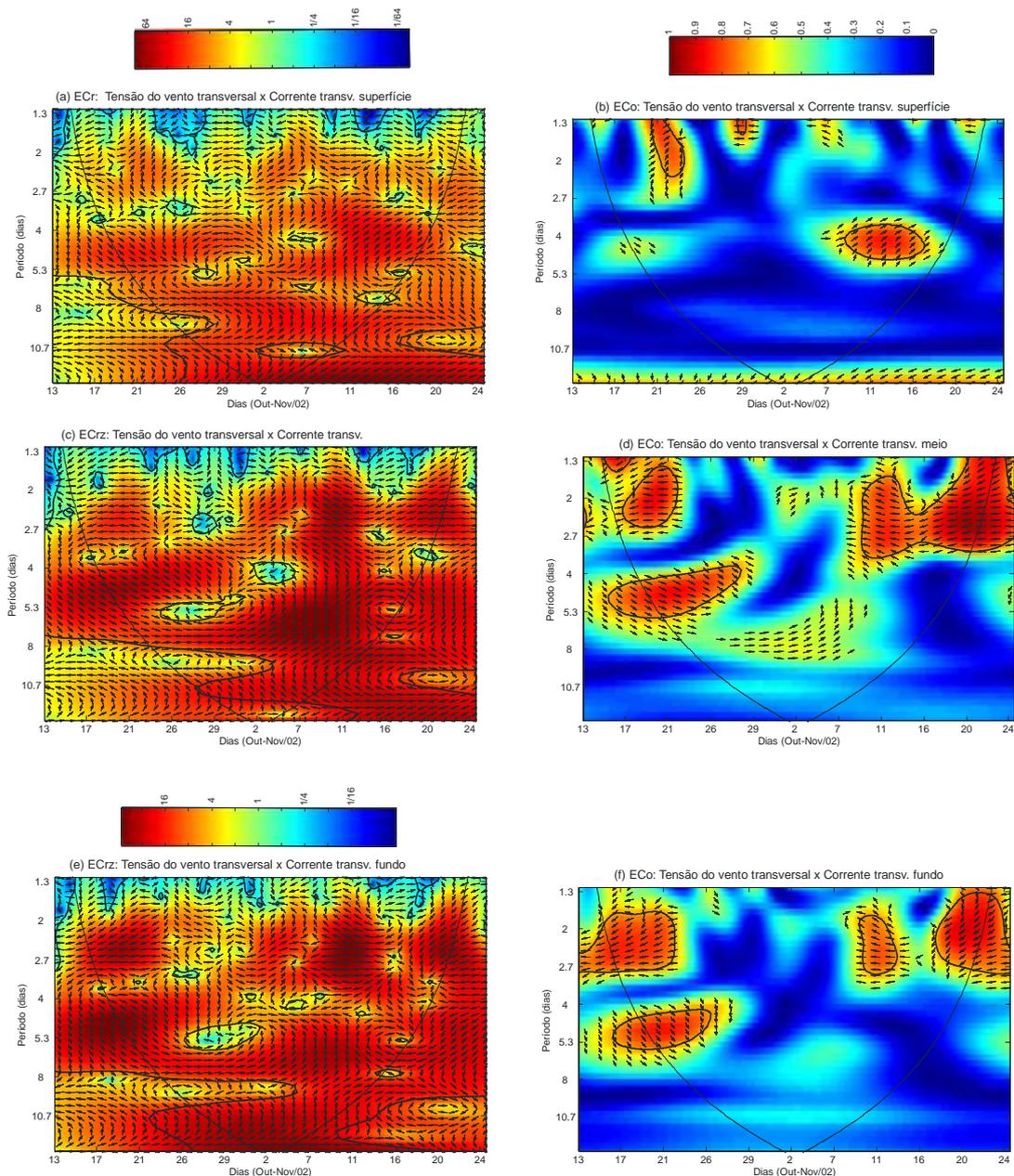


Figura A2.1 Espectros cruzado e de coerência entre as componentes transversais da tensão do vento e da corrente na plataforma continental (A,B) de superfície, (C,D) meio, e (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

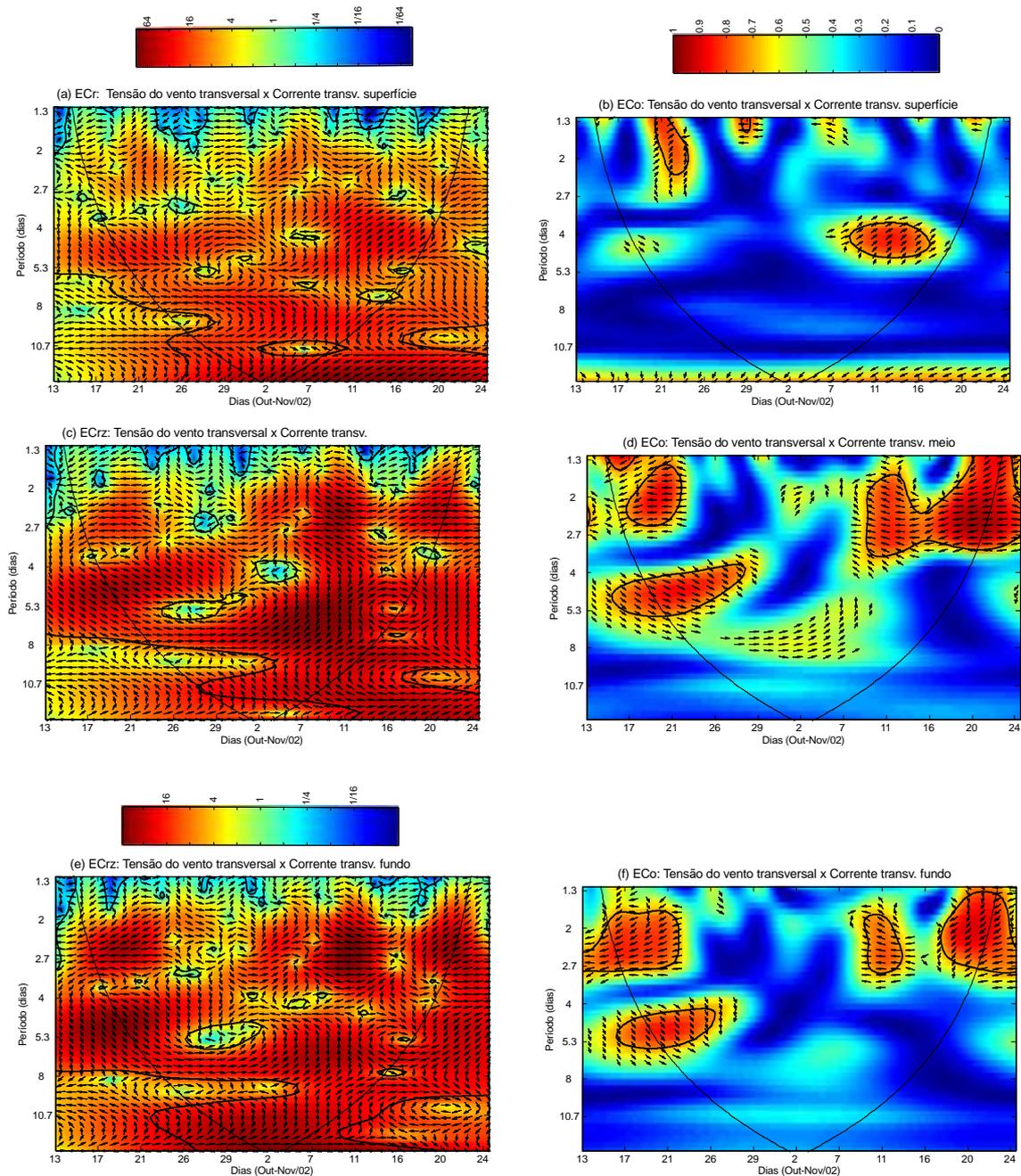


Figura A2.2 Espectros cruzado e de coerência entre o nível de água no estuário e: a tensão do vento transversal (A,B), a corrente longitudinal marinha (C,D) superfície, (E,F) meio, (G,H) fundo, e a corrente transversal marinha na superfície (I,J). A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

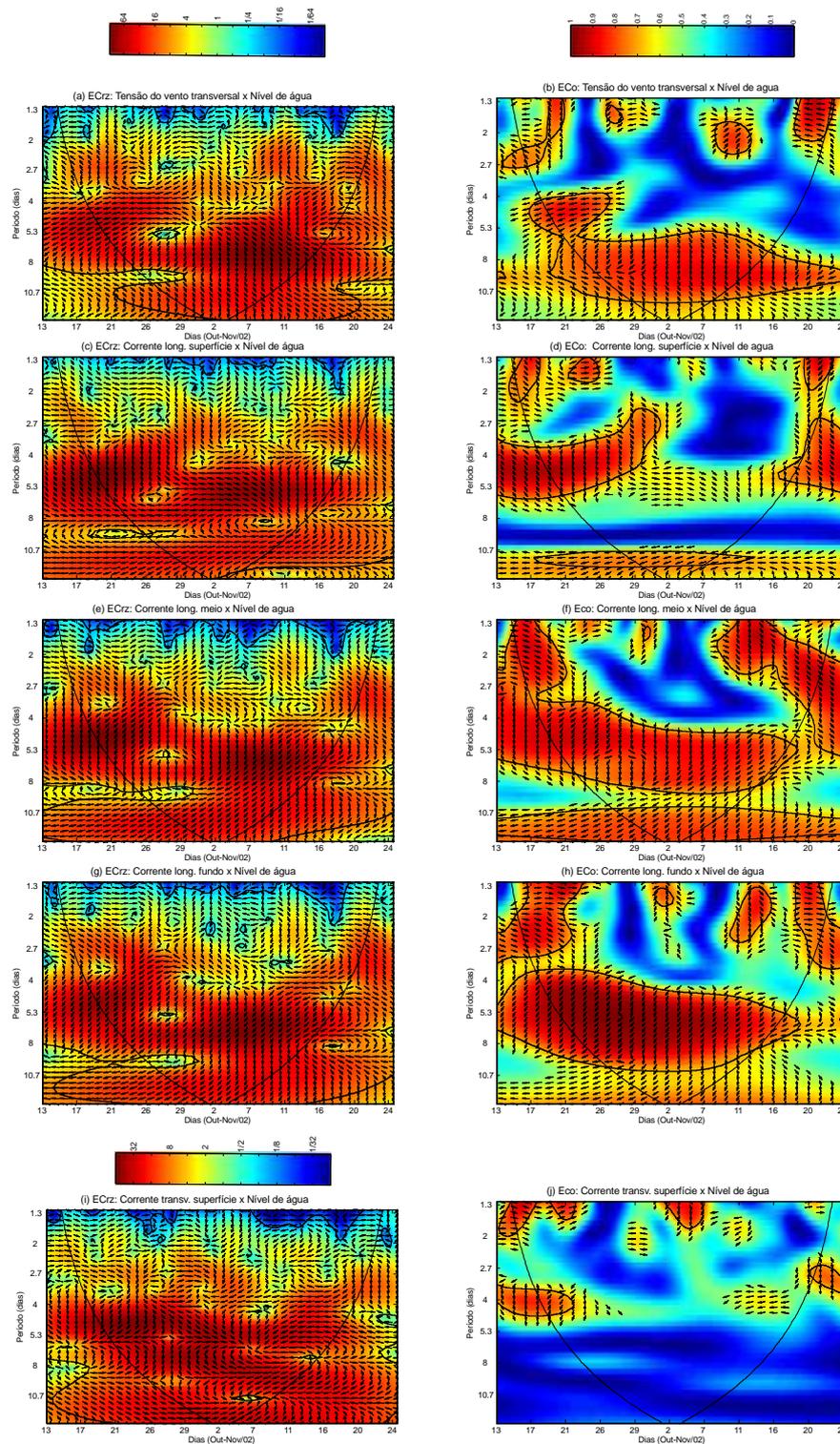


Figura A2.3 Espectros cruzado e de coerência entre a tensão do vento transversal e correntes estuarinas (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo, e entre a corrente transversal na superfície e correntes estuarinas (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

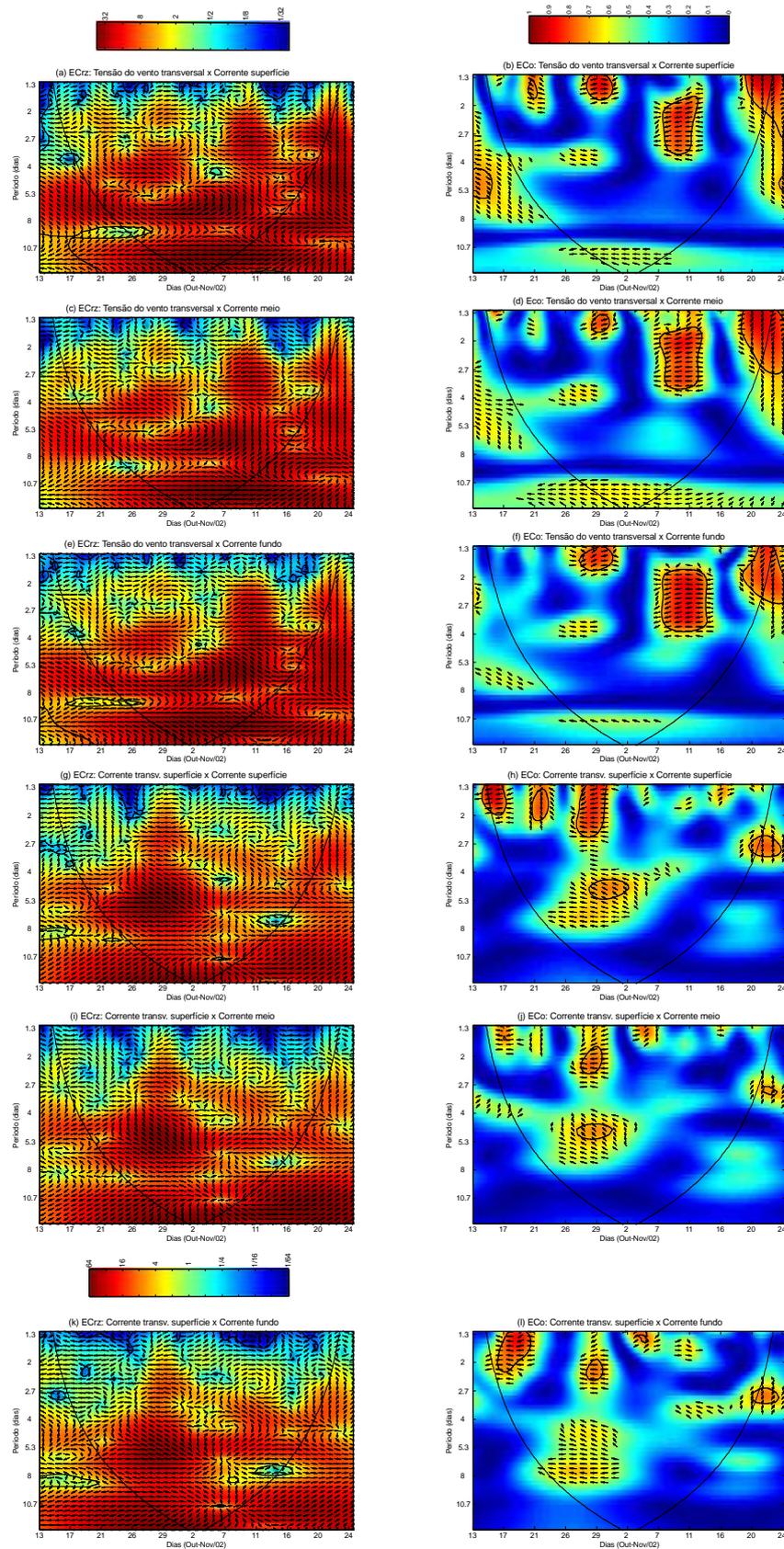


Figura A2.4 Espectros cruzado e de coerência entre o campo de correntes longitudinais marinhas e correntes estuarinas. Corrente longitudinal marinha superfície e correntes estuarinas (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo. Corrente longitudinal marinha meio e correntes estuarinas (G,H) superfície, (I,J) meio, (K,L) fundo. Corrente

longitudinal marinha fundo e correntes estuarinas (M,N) superfície, (O,P) meio, (Q,R) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).

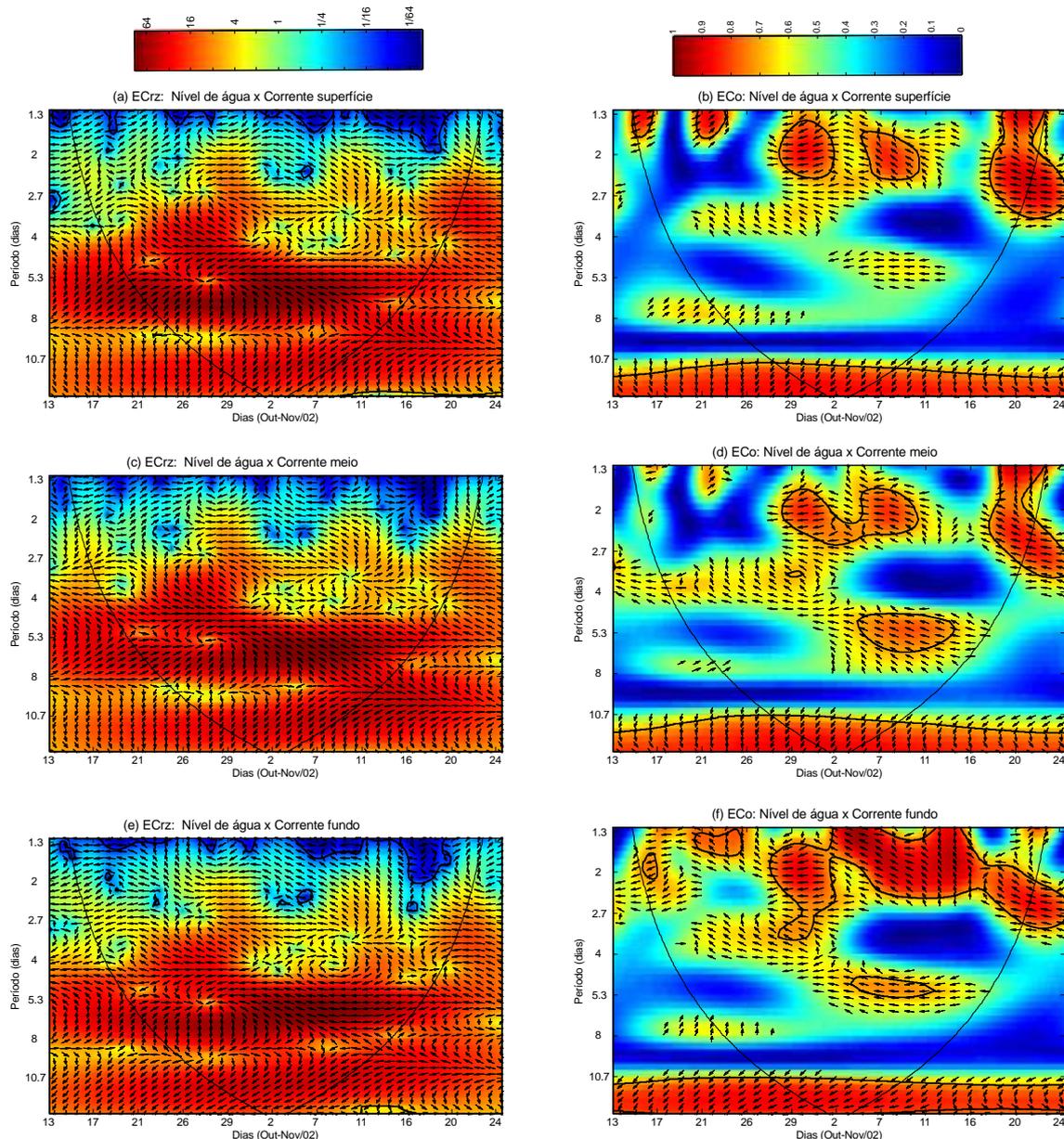


Figura A2.5 Espectros cruzado e de coerência entre o nível de água e correntes no estuário (A,B) superfície, (C,D) meio, (E,F) fundo. A variância associada a cada período de variabilidade e período amostral é mostrada na barra de cores. Os vetores indicam a diferença de fase entre as séries. É indicado o cone de influência (região de sombra) e o nível de significância (contornos em linha preta).