

Papel da Maré e da Descarga Fluvial na Circulação do Estuário do Rio Araranguá

Guilherme Algemiro Manique Barreto¹, Carlos Augusto França Schettini²

gmo@vanoord.com; guto-schettini@gmail.com

Recebido: 05/05/11 - revisado: 03/08/12 - aceito: 31/03/14

RESUMO

O estuário do Rio Araranguá é um sistema altamente estratificado que recebe o aporte da drenagem ácida decorrente da atividade de mineração e processamento de carvão, cujo efeito é o de acelerar a decantação dos sedimentos transportados em suspensão. Com o objetivo de compreender melhor os processos de transporte neste estuário, dados de nível da água, velocidade e direção de correntes em dois pontos ao longo do estuário foram registrados durante um período de cerca de 100 dias, entre junho e setembro de 2009. Durante este período a descarga fluvial foi baixa a maior parte do tempo, ocorrendo somente um pulso fraco de $120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e um pulso forte de $900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ambos de curta duração. Os dados foram analisados então para três condições distintas: baixa descarga, pulso fraco de descarga e pulso forte de descarga. O estuário do rio Araranguá pode ser categorizado como um sistema dominado por eventos de descarga de curta duração, apresentando um modelo de comportamento similar ao descrito para o estuário do Rio Itajaí-Açu e outros sistemas do litoral sul do Brasil. As marés não desempenham um papel relevante como determinante da hidrodinâmica. Durante os períodos de baixa descarga fluvial a hidrodinâmica é regida pelo ajuste baroclínico, apresentando a camada superior ativa em função da descarga fluvial, e a camada de fundo semi-estática com velocidade baixa para montante. Após pulsos fracos de descarga fluvial ocorre a intensificação da circulação gravitacional. Durante pulsos fortes de descarga a hidrodinâmica passa a ser determinada pelo regime barotrópico fluvial.

Palavras Chave: hidrodinâmica, regime hidrológico, estratificação.

INTRODUÇÃO

Estuários são corpos de água costeiros semi-fechados com uma livre conexão com o mar aberto dentro do qual ocorre a diluição mensurável da água costeira pela água doce proveniente da drenagem continental (CAMERON & PRITCHARD, 1963), sendo feições efêmeras no tempo geológico (NICHOLS & BIGGS, 1985). Dada sua posição estratégica na interface continente-oceano, muitos sistemas estuarinos estão sujeitos a fortes pressões antropogênicas atualmente, como resultado da exploração das bacias de drenagem, das suas margens e do próprio corpo de água estuarino (MIRANDA *et al.*, 2002; KJERVE, 1987). As principais implicações são a alteração do regime hidráulico, do fornecimento sedimentar, da geometria e profundidade do estuário, entre outras, o que afeta em diferentes

formas a sua hidrodinâmica e a distribuição da salinidade.

Os estuários podem ser classificados segundo seus padrões de distribuição vertical de salinidade como: (1) verticalmente homogêneos, (2) parcialmente misturados, ou (3) altamente estratificados. O grau de estratificação de um estuário depende do nível de energia disponível para gerar mistura principalmente produzida pela fricção gerada pela propagação da onda de maré em macro turbulência (DYER, 1997; MIRANDA *et al.*, 2002). O padrão de distribuição vertical da salinidade é um indicador do balanço de materiais no sistema (SCHUBEL & CARTER, 1984), indicando se um dado sistema é um importador ou exportador. Estuários altamente estratificados tendem a ser exportadores (e.g. SHUBEL & CARTER, 1984; DYER, 1995), contudo o padrão é variável em função da variabilidade da descarga fluvial. Mesmo em sistemas altamente estratificados, períodos de baixa descarga podem levar ao aumento relativo do papel das marés, e aumentar a capacidade de reter materiais (SCHETTINI & TOLDO, 2006).

¹ - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

² - Departamento de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco

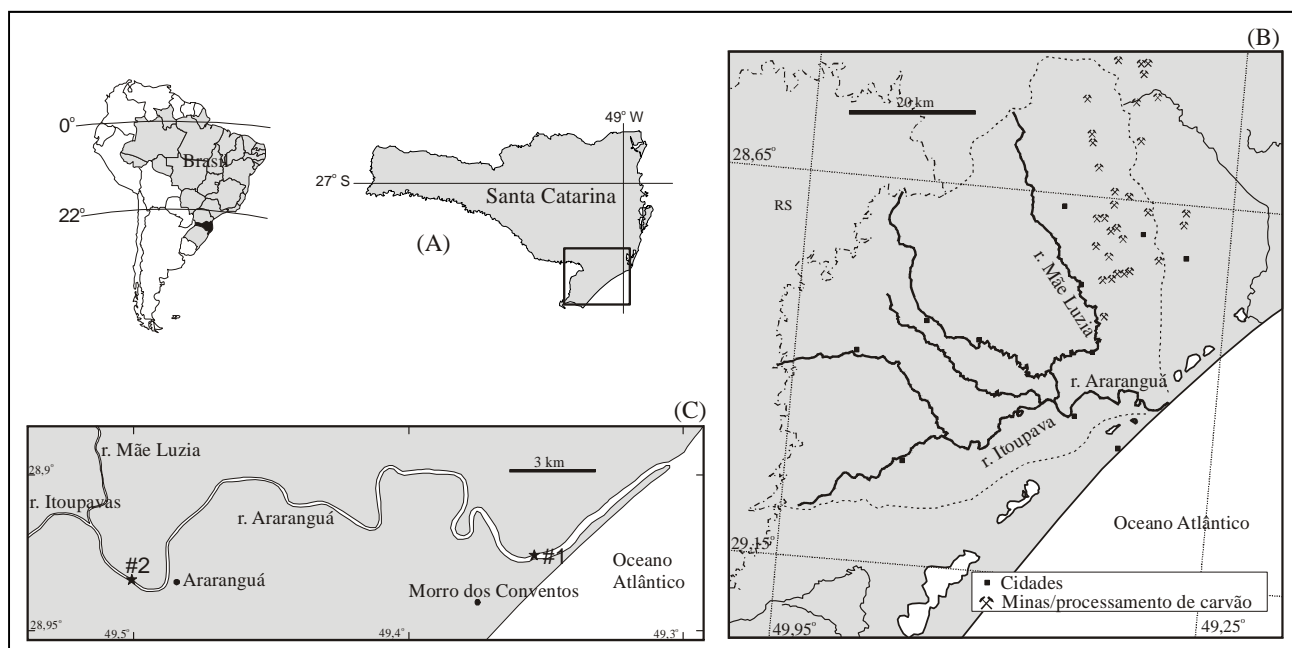


Figura 1 – Localização da área de estudo: (A) no litoral de Santa Catarina; (B) bacia hidrográfica e principais cursos de água; (C) o estuário do Rio Araranguá com a localização das estações de coleta de dados.

O regime de micro-marés associado a evolução geomorfológica favorece a ocorrência de estuários altamente estratificados ao longo do litoral de Santa Catarina: Rios Itajaí-Açu (SCHETTINI et al., 2006), Tubarão (D'AQUINO et al., 2011), Araranguá (D'AQUINO et al., 2010), Itapocú (ABREU et al., 2010), Tijucas (SCHETTINI & CARVALHO, 1998b) e Mampituba (D'AQUINO et al., 2011). O estuário do rio Itajaí-Açu é o maior, e devido à sua importância econômica dada pela presença dos portos de Itajaí e Navegantes, é o mais estudado em relação a sua hidrodinâmica e o balanço de materiais (e. g. SCHETTINI, 2002a; SCHETTINI, 2002b; SCHETTINI & CARVALHO, 1998; SCHETTINI & TOLDO JR., 2006; PEREIRA FILHO, et al., 2010). A circulação é tipificada em dois modos predominantes: o modo marinho e o modo fluvial. O modo marinho ocorre durante os períodos de baixa descarga, quando prevalece os processos determinados pela maré, com o avanço da intrusão salina estuário adentro, e elevada taxa de retenção de sedimentos. O modo fluvial ocorre durante os picos de descarga fluvial, intensificando a estratificação podendo remover a água salgada da bacia estuarina. Durante estes períodos ocorre exportação de sedimentos do estuário para a plataforma adjacente.

O estuário do rio Araranguá apresenta similaridades com o estuário do rio Itajaí-Açu, comparti-

lhando um mesmo regime climático, regime de micro-marés e morfologia relativamente simples, embora sua desembocadura não seja estabilizada por molhes. O regime hidrodinâmico do estuário do rio Araranguá foi primeiramente avaliado por D'Aquino et al., (2010), mostrando padrão de distribuição de salinidade altamente estratificado e circulação fortemente influenciada pela descarga fluvial. O estudo de D'Aquino et al., (2010) foi baseado em uma campanha curta de dois dias de amostragem e durante descarga fluvial elevada. O presente trabalho visa ampliar a compreensão da circulação deste estuário, tendo como objetivo avaliar o papel das marés e da descarga na sua hidrodinâmica, com base em séries temporais longas (~100 dias).

ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Araranguá (Figura 1) está localizada no extremo sul de Santa Catarina, entre as latitudes de 28° 40' S e 29° 10' S e as longitudes de 049° 20' W e 050° 00' W. Esta bacia abrange 16 municípios, totalizando uma área de drenagem de aproximadamente 3020 km² (SANTA CATARINA, 1997).

A bacia hidrográfica do rio Araranguá é uma das áreas mais exploradas do estado de Santa Catarina devido as atividades de mineração de carvão e o cultivo irrigado de arroz, as quais influenciam diretamente na disponibilidade e qualidade das águas. A drenagem ácida decorrente da mineração é responsável pela acidez das águas (ALEXANDRE & KREBS, 1995), e mesmo no estuário onde há o efeito tamponante da água marinha são observados valores de pH da ordem de 5,5 (D'AQUINO et al., 2010). O baixo pH desempenha papel de floculante do material particulado em suspensão e influencia no balanço sedimentar do estuário (COUCEIRO & SCHETTINI, 2010; BARRETO et al, 2011).

O clima é mesotérmico, com temperaturas médias abaixo dos 18 °C nos meses mais frios, e próximos de 28 °C nos meses mais quentes (KREBS, 2004). A bacia apresenta uma expressiva variação na altitude, sendo que em sua porção costeira é inferior a 100 metros e no sopé da escarpa varia de 200 a 1400 metros.

O rio Araranguá é formado pela junção dos rios Itoupava e Mãe Luzia cujas áreas de drenagem são de 898 e 523 km², respectivamente, e a vazão média é de 53 m³.s⁻¹ em sua foz. O rio apresenta orientação geral leste-oeste, sinuosidades do tipo meandrante e na foz desloca-se para nordeste paralelamente a linha de costa por cerca de 7 km antes de desaguar no mar. A profundidade média é da ordem de 8 m, variando da mínima de 3 m próximo da desembocadura até a máxima de quase 12 m, localizado 30 km a montante da foz.

O regime de maré local é de micro-maré de acordo com a classificação de Davies (1964), com variações que dificilmente ultrapassam 1 m, sofrendo aumento apenas em consequência de marés meteorológicas provocadas pela entrada de frentes fria.

MATERIAIS E MÉTODOS

Campanha Amostral

Dados de nível da água, velocidade de correntes, salinidade e temperatura da água foram registrados entre junho e setembro de 2008 em dois pontos localizados a 7,5 e a 31 km a partir da desembocadura (Figura 1), sendo denominadas de estações #1 e #2, respectivamente.

Dados de nível da água, velocidade e direção de correntes foram registrados com perfiladores acústicos de correntes por efeito Doppler (PACD). Na estação #1 foi utilizado um PACD da marca Nortek, modelo Aquadopp Profiler de 1000 kHz, e na

estação #2 foi utilizado um PACD da marca Sontek modelo Argonaut XR de 1500 kHz. Os PACDs foram montados em estruturas de proteção e fundeados no talvegue da seção. A configuração dos PACDs é mostrada na Tabela 1. Em cada um foi anexado um registrador de condutividade e temperatura (CT) da marca JFE-Advantech.

Os equipamentos foram instalados no dia 10 de junho (dia 162) e removidos no dia 30 de setembro (dia 274) de 2008. O PACD da estação #1 parou de registrar dados no dia 4 de setembro de 2008 devido a exaustão da bateria.

Tabela 1 – Parâmetros de configuração utilizados para os PACDs nas estações #1 e #2.

Parâmetro	Estação #1	Estação #2
Intervalo entre Perfis	3600 s	3600 s
Intervalo de Média	120 s	120 s
Número de Células	30	10
Tamanho de Célula	0,5 m	1 m
Distância de Branco	0,45 m	0,5 m
Frequência de Operação	1 MHz	1,5 MHz
Salinidade	30	0
Início de Aquisição	10/6/2008 06:00	10/6/2008 06:00
Término de Aquisição	30/9/2008 17:00	04/9/2008 17:00

Adicionalmente, foram realizados três levantamentos longitudinais para avaliação da distribuição horizontal da salinidade nos dias 10 de junho, 1 de agosto e 30 de setembro de 2008. Empregando uma lancha rápida e deslocando a partir da desembocadura estuário acima, perfis verticais de salinidade e temperatura foram feitos em intervalos de 1 km até 30 km da foz. Os levantamentos foram realizados em um intervalo de 1,5 horas, fornecendo assim um quadro sinótico.

Dados diários de descarga fluvial para o rio Itoupavas foram obtidos junto a Agência Nacional de Águas através da ferramenta HIDROWEB, para a estação fluviométrica Taquaruçu para o período de 1943 e 2008. Esta estação está localizada no Rio Itoupava a 16 km da confluência com o rio Mãe Luzia. Esta estação representa 29,7% da área total de drenagem da Bacia do Rio Araranguá. A descarga total foi extrapolada linearmente para a área total da bacia.

Redução e análise de dados

Os dados de correntes foram reduzidos para componente longitudinal, adotando por convenção sinal positivo para enchente e negativo para vazante.

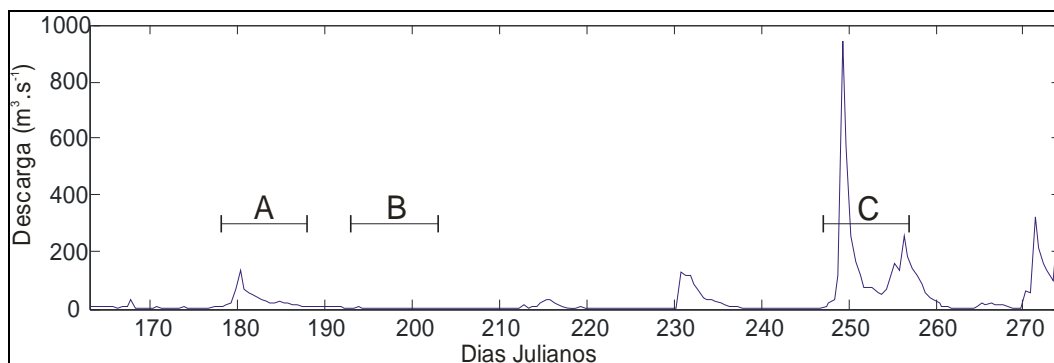


Figura 2 – Descarga fluvial durante o período de monitoramento identificando os períodos analisados: (A) pulso fraco de vazão; (B) baixa vazão e (C) pulso forte de vazão.

Foram selecionados três períodos da base de dados com intuito de distinguir os efeitos da descarga e das marés nas correntes. Os períodos foram selecionados em função da descarga fluvial. Um período de 7 dias (1/2 período sinodical) com descarga baixa e aproximadamente constante para analisar somente os efeitos das marés, nos dias 194 a 201, compreendendo a transição entre a fase de quadratura (altura da maré ~ 0,2 m) e sizígia (altura da maré ~ 0,7); e dois períodos de 10 dias compreendendo condições de um pulso fraco de descarga (dias 178 a 197), e um pulso forte de descarga (dias 247 a 256) (Figura 2; Tabela 2).

Tabela 2 – Características dos períodos definidos para análise.

Evento	Intervalo (dias)	Vazão Máxima (m³.s⁻¹)	Frequência de Permanência (%)
A - Pulso Fraco	178 a 187	137	30,7
B - Baixa Vazão	194 a 201	8	99,5
C - Pulso Forte	247 a 256	938	1,5

O efeito da descarga fluvial sobre as correntes foi analisado a partir dos dados foram filtrados através de um filtro binomial recursivo para a obtenção dos sinais em frequência sub-mareal, eliminando assim os efeitos produzidos pelas marés. Os efeitos das marés foram analisados somente para o período B, de baixa vazão, através da comparação entre os perfis verticais médios dos períodos de sizígia e quadratura em relação ao perfil médio de 7 dias (sizígia + quadratura) e em relação ao perfil teórico. Tal perfil teórico pode ser da circulação vertical residual pode ser descrito, segundo Pritchard (1955), como o somatório linear dos efeitos

do gradiente horizontal de densidade, DI, da contribuição da descarga fluvial, RI, e da fricção do vento sobre o estuário, WI. Estes efeitos são analiticamente descritos por

$$DI = \frac{gGH^3}{48\rho Az} \left(9\left(1 - \frac{z^2}{H^2}\right) - 8\left(1 + \frac{z^3}{H^3}\right) \right) \quad (1)$$

$$RI = \frac{3R}{2H} \left(1 - \frac{z^2}{H^2} \right); \quad (2)$$

$$WI = \frac{\tau H}{4\rho Az} \left(4\left(1 + \frac{z}{H}\right) - 3\left(1 - \frac{z^2}{H^2}\right) \right) \quad (3)$$

onde G é o gradiente de salinidade, R é taxa de vazão por unidade de largura e τ é a tensão de cisalhamento do vento. Estes parâmetros são obtidos a partir de cada estrato da coluna de água z em relação a profundidade H. Az é o coeficiente de viscosidade turbulenta.

A razão de fluxo de um estuário expressa a taxa de contribuição entre os volumes de água oriundos de maré ou vazão através de,

$$RF = \frac{\int_0^{6.2} Q dt}{Ah} \quad (4)$$

(e.g. DYER, 1997; ABREU et al., 2010), onde Q representa a descarga em m³.s⁻¹, integrado no tempo de meio ciclo de maré semi-diurno (6,2 horas). Esta integração é dividida pelo prisma de maré, calculado pelo produto da área de superfície do estuário A em m² pela altura de maré h em m. Valores de RF maiores do que 1 (um) indicam a dominância da vazão no controle hidrodinâmico.

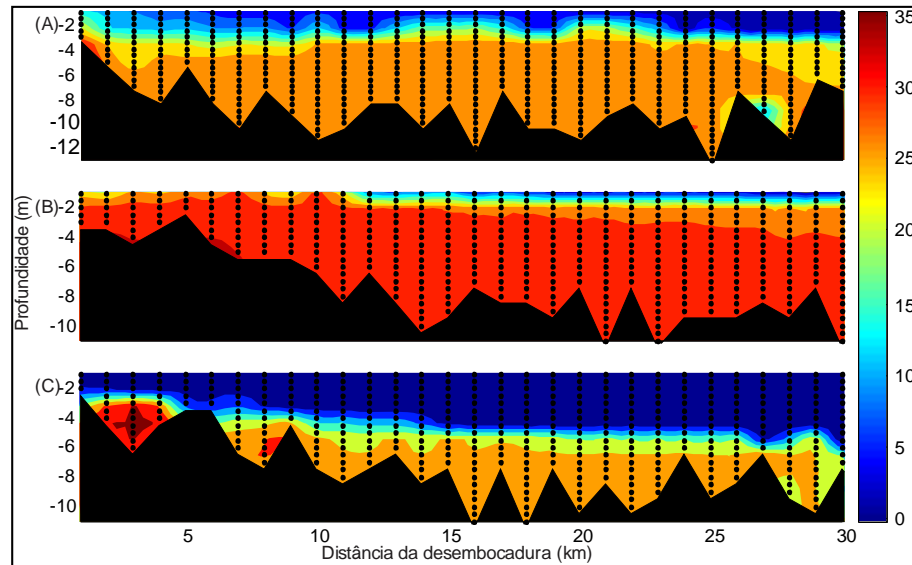


Figura 3 – Distribuição longitudinal e vertical de salinidade: (A) 10 de junho, (B) 1 de agosto e (C) 30 de setembro de 2008.

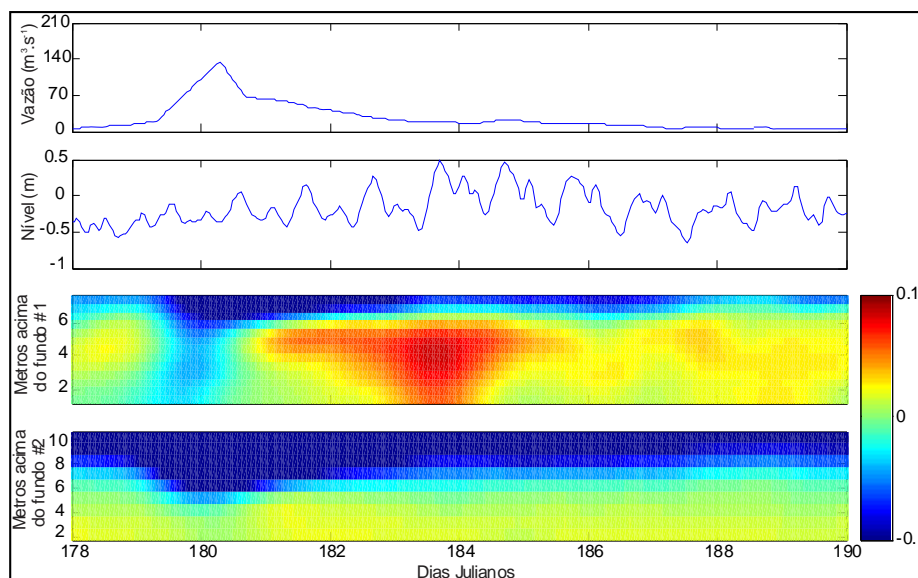


Figura 4 – (A) Descarga fluvial ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), (B) nível da água (m), e (C,D) correntes residuais ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) nas estações #1 e #2, respectivamente, durante o pulso fraco de descarga fluvial.

RESULTADOS

A Figura 3 apresenta os perfis longitudinais de salinidade realizados em 10 de junho, 01 de agosto e 30 de setembro de 2008, com condições de descarga de 15, 5 e $150 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivamente. No dia 10 de junho o estuário apresentou com uma

camada superficial de baixa salinidade variando entre 1 a 2 m de espessura. No dia primeiro de agosto o estuário apresentou uma camada de água de baixa salinidade mais rasa ($> 0,5 \text{ m}$), devido ao período de baixa vazão que antecedeu a campanha. No dia 30 de setembro a camada de água doce que variou de 6 a 2 m entre a cabeceira e a desembocadura, refletindo a condição de vazão elevada.

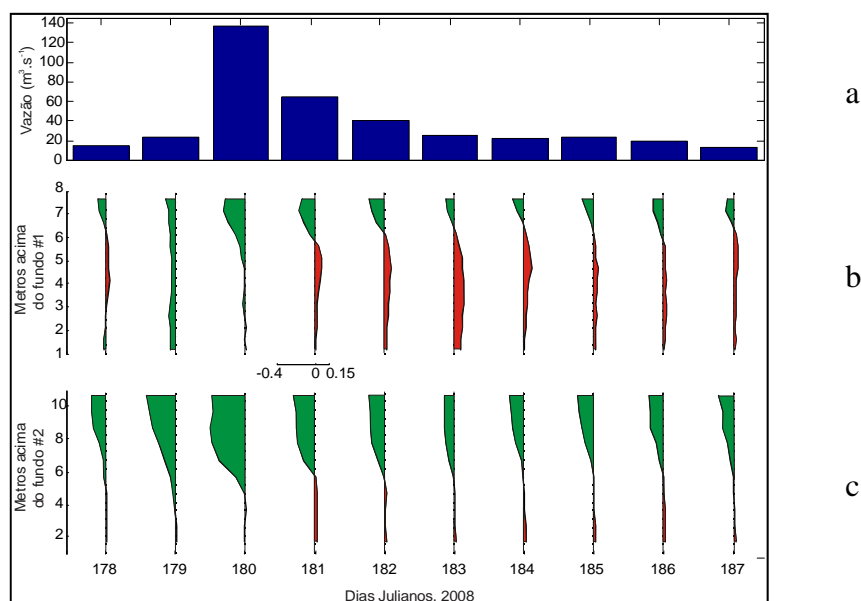


Figura 5 – Vazões diárias do rio Araranguá e perfis médios diários de velocidade de correntes na estação #1 (centro) e estação #2 (em baixo) durante o período de pulso fraco de descarga fluvial.

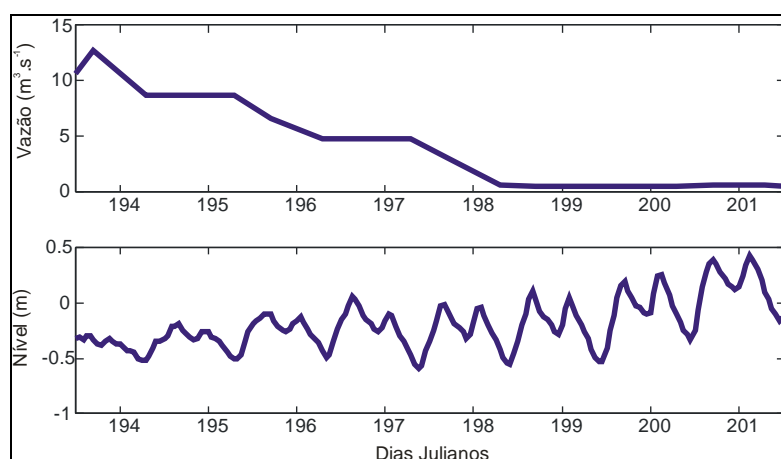


Figura 6 – Variação da vazão (superior) e do nível (inferior) durante o período de baixa descarga fluvial.

As condições de descarga fluvial, nível da água e velocidade residual em ambas as estações durante o período de pulso fraco de descarga são mostradas na Figura 4. A descarga alcançou o valor máximo de $137 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ no dia 180, diminuindo rapidamente nos dias seguintes para valores de $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Ao longo deste período foi observado o aumento de velocidade de saída de água do estuário na camada superficial. Na estação #1, entre os dias 179 e 181, as velocidades são negativas ao longo de toda a coluna de água. Após a passagem da onda de cheia, durante a recessão do hidrograma, ocorre a diminuição da velocidade na superfície, e inversão do sentido e a

intensificação da velocidade na camada de fundo, principalmente entre os dias 181 e 186. Na estação #2 é observada uma camada de 2 m na superfície com velocidade residual de $-0,1 \text{ m.s}^{-1}$ que aumenta de espessura para 4 m durante o aumento do nível, entre os dias 179 e 181. Durante o período de recessão do hidrograma a espessura da camada retorna ao observado antes do evento de descarga (Figura 5).

Durante o período de baixa de vazão a descarga fluvial alcançou um valor máximo de $13 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, com variação mínima de maré no dia 194 e variação máxima no dia 201 (Figura 6). Neste período não

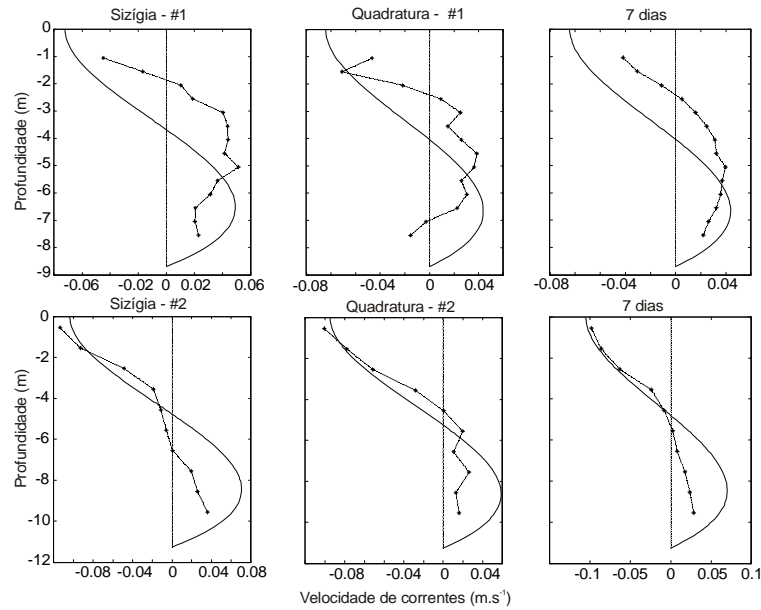


Figura 7 – Perfis médios da coluna de água comparados ao perfil teórico. Da esquerda para direita: média diária de sizígia, média diária de quadratura e média dos dias 194 a 201. Superior indica estação #1 e inferior indica estação #2.

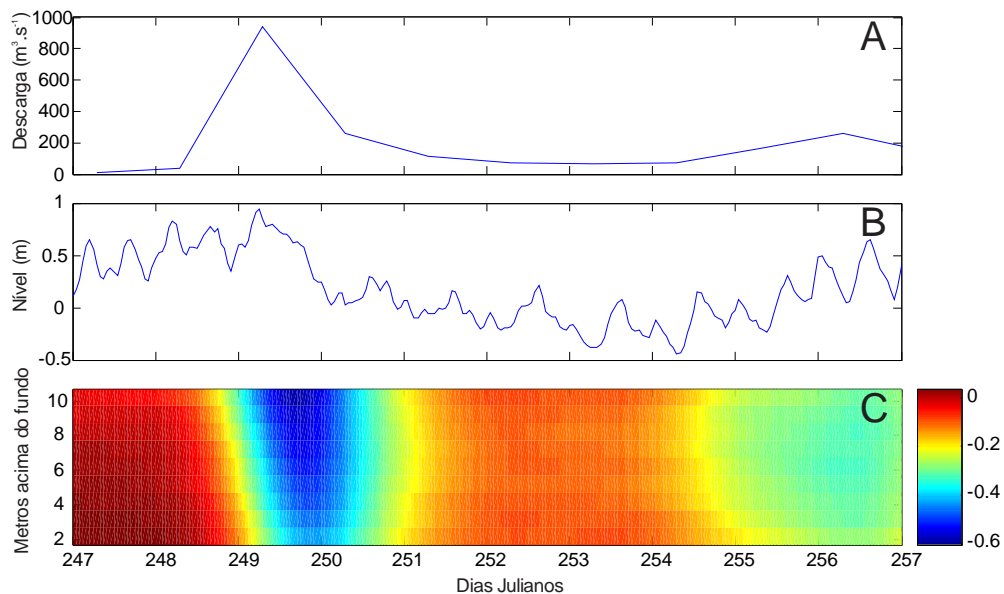


Figura 8 – (A) Descarga fluvial ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), (B) nível da água (m), e (C) correntes residuais ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) nas estação #2 durante o pulso forte de descarga fluvial.

foi observada variação das correntes residuais como as observadas durante o período do pulso fraco de descarga. A Figura 7 apresenta os perfis verticais médios integrados para os dias 194 (quadratura), 201 (sizígia) e para os sete dias entre os dias 194 e 201, comparados com os perfis teóricos para ambas

as estações. Para cada estação, as diferenças entre condições de sizígia e quadratura são pequenas, não diferindo da média de sete dias. Ambas as estações apresentaram inversão do sentido da corrente com a profundidade. A estação #1 apresentou velocidades com intensidades relativamente simétricas, variando

entre $-0,04$ m/s na superfície (sentido oceano) e $0,04$ m/s a meia água (sentido estuário adentro), sendo que esta camada ocupa $2/3$ da coluna de água. A estação #2 apresentou velocidades na camada superficial com sentido do oceano com intensidade maior, chegando a $-0,1$ m/s, e a camada com velocidade estuário acima apresentou velocidade menor, inferior à $0,05$ m/s. Cada camada ocupa aproximadamente metade da coluna de água.

A condição hidrodinâmica durante o pulso forte de descarga foi registrada apenas na estação #2 (Figura 8). Durante o pico de vazão deste evento (dia 249) a corrente foi com sentido para o oceano em toda a coluna de água, e as velocidades máximas chegaram a $-1,13$ m.s⁻¹ (superfície), $-0,87$ m.s⁻¹ (meio) e $-0,71$ m.s⁻¹ (fundo), com médias para o período do evento de descarga de $-0,66$ m.s⁻¹ (superfície), $-0,53$ m.s⁻¹ (meio) e $-0,41$ m.s⁻¹ (fundo). Não ocorreu a estratificação do escoamento como observado durante o período de pulso fraco de descarga ou de baixa descarga.

A variação da razão de fluxo durante o período monitorado mostram que durante a maior parte do tempo o $RF < 1$. Durante o pulso fraco de descarga o RF chegou a 2, no pulso forte chegou a 8. Valores da ordem de 0,01 indicam sistema verticalmente homogêneos, enquanto que valores da ordem da unidade ou maiores indicam sistemas altamente estratificados (DYER, 1997).

DISCUSSÃO

A análise de processos estuarinos baseada em estudos experimentais depende da capacidade observacional e, em sistemas pequenos altamente dinâmicos como o estuário do Rio Araranguá, também da sorte. A capacidade observacional foi suprida satisfatoriamente com duas estações de monitoramento do nível e das correntes por um período de mais de 100 dias. Contudo, faltou um pouco de sorte para a observação de um evento de pulso forte de descarga, que no presente caso ficou restrito a uma estação. Ainda assim, os dados permitiram delinear o funcionamento do estuário em distintas condições de vazão e marés.

O padrão de circulação geral do estuário do rio Araranguá apresenta semelhança com o padrão descrito para o estuário do Rio Itajaí-Açu (e.g. SCHETTINI et al., 2006). Este apresenta dois modos dominantes em relação à hidrodinâmica e ao transporte de sedimentos em suspensão (SCHETTINI & TOLDO JR., 2006): um modo fluvial, quando a hi-

drodinâmica é forçada exclusivamente pela vazão, ocorrendo a exportação de grandes quantidades de sedimentos; e um modo marinho, quando a vazão é baixa e a hidrodinâmica é controlada parcialmente pelas marés, havendo retenção e/ou importação de sedimentos. Porém, diferentemente do estuário do Rio Itajaí-Açu, o estuário do rio Araranguá não apresenta uma barra fixa por molhes, não é constantemente dragado e a altura da maré astronômica é menor ($0,8$ m para Itajaí, e.g. SCHETTINI, 2002, e $0,3$ m para Araranguá). A menor altura de maré, a desembocadura rasa e o corpo estuarino mais profundo diminuem o papel das marés, que mesmo em condições de sizígia não proporcionam correntes intensas o suficiente para alterar a hidrodinâmica. Tais forçantes fazem com que o modo de transporte marinho deste estuário apresente menor importância. Padrão similar foi observado no estuário do Rio Mampituba, cerca de 50 km ao sul.

Em sistemas estuarinos dominados por rios, os sedimentos do baixo estuário são expulsos durante eventos de alta vazão, os quais formam deltas efêmeros que são rapidamente ressuspensos e transportados de diferentes maneiras. Em desembocaduras livres (sem molhes), os sedimentos arenosos advindos da deriva litorânea são logo depositados, fazendo com que estas desembocaduras voltem a ser rasas após os eventos de alta vazão (COOPER, 2001). Este padrão se aplica também ao estuário do rio Araranguá, onde a deriva litorânea apresenta um transporte líquido de sedimentos arenosos de sudoeste para nordeste (SIEGLE & ASP, 2007) e a desembocadura apresenta-se rasa em períodos de baixa vazão. O baixo curso do estuário do rio Araranguá corre paralelo à linha de costa através de um campo de dunas com dominância de sedimentos arenosos, sendo uma região mais rasa que a porção mais a montante do estuário (D'AQUINO et al., 2010).

O médio estuário do rio Araranguá apresenta profundidade da ordem de 8 m sem dragagem, o que é um valor elevado quando comparado com outros estuários. Por exemplo, o estuário do Rio Itajaí-Açu apresenta uma profundidade média de 7 m, ainda que apresentado valor de descarga fluvial maior. Esta característica vai contra ao esperado para este sistema. O Rio Itoupavas carrega grande quantidade de sedimentos em suspensão. Quando as águas deste rio encontram-se com as águas do Rio Mãe Luzia, o sedimento em suspensão flocula e decanta no médio estuário. Isto ocorre porque o Rio Mãe Luzia drena áreas carvoeiras o que causa a redução do pH que têm efeito floculante (COUCEIRO & SCHETTINI, 2010). Contudo, este material

não fica retido no estuário, sendo transportado durante os pulsos forte de descarga que induzem a um regime hidrodinâmico fluvial.

A maré não desempenha um papel importante na hidrodinâmica, mesmo durante os períodos de sizígia quando a variação da maré é máxima. O regime de circulação durante os períodos de baixa descarga é razoavelmente explicado por um balanço baroclínico, onde a movimentação das massas de água da camada inferior são regidas pelo gradiente horizontal de densidade (e. g. STOMMEL, 1953; BOWDEN, 1967). O regime baroclínico foi claramente observado na estação #1, e em menor grau na estação #2, embora em ambos os casos a comparação com o perfil teórico foi ruim. Esta diferença está relacionada com a localização de cada estação. A estação #2 encontra-se próxima a cabeceira do estuário, e as condições da camada de fundo ali são praticamente estáticas. Por outro lado, a estação #1 está na área do baixo/média do estuário, onde permite maior transito bidirecional das águas. O ajuste teórico considera um coeficiente de difusão turbulenta (A_z) constante, o que não se aplica em estuários altamente estratificados. Porém, a correspondência com o perfil teórico foi satisfatória para a camada superficial na estação #2. Outros fatores que possivelmente afastam as condições físicas do estuário do Rio Araranguá do perfil teórico é sua morfologia "inversa", com a desembocadura mais rasa do que o corpo estuarino.

CONCLUSÕES

Através do monitoramento horário de dados de correntes em duas estações no estuário do rio Araranguá durante um período de mais de 100 dias foi possível caracterizar as respostas deste estuário aos efeitos da maré e da descarga fluvial.

O estuário do rio Araranguá pode ser categorizado como um sistema dominado por eventos de descarga de curta duração, apresentando um modelo de comportamento similar ao descrito para o estuário do Rio Itajaí-Açu e outros sistemas do litoral sul do Brasil.

As marés não desempenham um papel relevante como determinante da hidrodinâmica. Durante os período de baixa descarga fluvial a hidrodinâmica é regida pelo ajuste baroclínico, apresentando a camada superior ativa em função da descarga fluvial, e a camada de fundo semi-estática com velocidade baixa para montante. Após pulsos fracos de descarga fluvial ocorre a intensificação da circulação

gravitacional. Durante pulsos fortes de descarga a hidrodinâmica passa a ser determinada pelo regime barotrópico fluvial.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Defesa Civil, ao Corpo de Bombeiros e ao Iate Clube de Araranguá pelo apoio logístico para realização das atividades de campo; aos colegas Mariana Couceiro, Marçal Duarte e Carla D'Aquino, no auxílio das atividades de campo e análise de dados. Suporte financeiro CNPq N.º 485373/2006-8. G.A. Manique recebeu bolsa de mestrado do CNPq. CAFS - Pq-CNPq 306772/2010-8.

REFERÊNCIAS

- ABREU, C. F., SIEGLE, E., TRUCCOLO, E. C., SCHETTINI, C. A. F. 2010. Hydrodynamics of the Itapocu river and the Barra Velha Lagoon estuarine system, SC, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 28(3) p. 321-329.
- ALEXANDRE, N. Z. e KREBS, A. S. J. 1995. Qualidade das Águas Superficiais do Município de Criciúma, SC. Porto Alegre: CPRM, 1995. Série Recursos Hídricos, v.6. (Programa de Informações Básicas para Gestão Territorial de Santa Catarina – PROGESC).
- BARRETO, G. A. M.; D'AQUINO, C. A.; SCHETTINI, C. A. F., 2001. submetido. *Pesquisas em Geociências*.
- BOWDEN, K. F. 1967. Circulation and Diffusion. In: *Estuaries*. Washington: A.A.A.S., p. 15-36.
- CAMERON, W. M. & PRITCHARD, D. W. 1963. "Estuaries". In Hill, M. N. (ed). *The Sea. Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. New York, Interscience, pp. 306-324.
- COOPER, J. A. G. 2001. Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. *Geomorphology*, 40, 99-122.
- COUCEIRO, M. A. A. & SCHETTINI, C. A. F. 2010. Estudo da dinâmica de sedimentos em suspensão do estuário do rio Araranguá (SC): Possíveis efeitos da drenagem ácida da atividade de mineração de carvão. São Paulo, *Geociências*. v. 29 p. 251-266.

- DAVIES, J. L., 1964. Morphogenic approach to world shorelines. *Ann. Geomorph.*, 8: 127 – 142.
- D'AQUINO, C. A.; 2010. Pereira Filho, Jurandir ; Schettini, C. A. F. . Fluvial modulation of hydrodynamics and salt transport in highly stratified estuary. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, p. 165-175.
- D'AQUINO, C. A.; FRANKLIN DA SILVA, L.; COUCEIRO, M.A.A.; PEREIRA, M.D.; SCHETTINI, C.A.F. (no prelo) Transporte de sal e hidrodinâmica do rio Tubarão – SC, Brasil. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*.
- D'AQUINO, C. A.; et al. 2001. Caracterização oceanográfica e transporte de sedimentos em suspensão no estuário do rio Mampituba, SC. *Revista Brasileira de Geofísica*.
- DYER, K. R. 1995. Sediment transport processes in estuaries. In: *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. New York: Elsevier, cap. 14, p. 423-449.
- DYER, K. D. 1997. *Estuaries - A physical introduction*. Chichester, J Wiley & Sons, 195p.
- KJERFVE, B. 1987. Estuarine Geomorphology and Physical Oceanography. In: DAY Jr.; HALL, C.H.A.S.; KEMP, W.M.; YÁNEZ-ARANCIBA, A. (eds.). *Estuarine Ecology*. New York, Wiley, pp. 47-78.
- KREBS, A. S. J. 2004. Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da bacia hidrográfica do rio Araranguá, SC. Tese de doutorado. Universidade Federal de Santa Catarina, UFSC.
- MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M. & KJERFVE, B. 2002. *Princípios de Oceanografia Física de Estuários*. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo – EDUSP. 424p.
- NICHOLS, M.M. & BIGGS, R.B. 1985. Estuaries. In: DAVIS Jr., R.A. (Ed.) *Coastal sedimentary environments*. New York, Springer Verlag, pp.77-186.
- PEREIRA FILHO, J.; RÖRIG, L.R.; SCHETTINI, C.A.F.; SOPPA, M.A.; SANTANA, B.L.; SANTOS, J.E. 2010. Spatial changes in the water quality of Itajaí-Açu fluvial-estuarine system, Santa Catarina, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(4):963-982.
- PRITCHARD, D. W. 1955. Estuarine Circulation Patterns. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 81 (717).
- SANTA CATARINA.1997. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Rural e da Agricultura. Zoneamento da disponibilidade e da qualidade hídrica da bacia do rio Araranguá. Documento síntese. Florianópolis. v.1.
- SCHETTINI, C. A. F. 2002a. Caracterização física do estuário do Rio Itajaí-Açu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 7, n. 1, p. 123-142.
- SCHETTINI, C. A. F. 2002b. Near bed sediment transport in the Itajaí-Açu River estuary. Southern Brazil. In: Winterwerp JC and Kranenburg (Eds). *Fine sediment dynamics in the marine environment*. Elsevier, New York, pp 499-512.
- SCHETTINI, C. A. F. & CARVALHO, J. L. B. 1998a. 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. & CARVALHO, J. L. B. 1998b. Hidrodinâmica e distribuição de sólidos em suspensão nos estuários dos rios Itapocú, Tijucas e Camboriú (relatório). *Notas Técnicas da Facimar*, 2:141-153.
- SCHETTINI, C. A. F. & TOLDO, E. E. Jr. 2006. Fine sediment transport modes in the Itajaí-açu estuary, Southern Brazil. *J Coastal Res*, SI, 39:515-519.
- SCHETTINI, C.A.F.; RICKLEFS, K.; TRUCCOLO, E.C.; GOBIG, V. 2006. Synoptic hydrography of a highly stratified estuary. *Ocean Dynamics*, 56:308-319.
- SCHETTINI, C. A. F., ALMEIDA, D. C., SIEGLE, E., ALENCAR, A. C. B. 2010. A snapshot of suspended sediment and fluid mud in a mixed-energy embayment, Tijucas Bay, Brazil. *Geo-Mar Lett.* v.30 p. 47-62.
- SCHUBEL, J. R. & CARTER, H. H. 1984. The estuary as a filter for fine-grained suspended sediment. In: KENNEDY, V.S. (Ed.) *The estuary as a filter*. New York, Academic Press, 81-105 pp.
- SIEGLE, E.; ASP, N. E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Braz. J. Oceanogr.*, vol. 55, no. 2, p.109 – 120, 2007.
- STOMMEL, H. 1953. The role of density currents in estuaries. In: *Estuaries: a physical introduction*. New York: John Wiley and Sons, p.78-87.
- TRUCCOLO, E.C.; FRANCO, D.; SCHETTINI, C.A.F. 2006. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 39:547-552.

The Role Of Tides And River Discharge In The Circulation Of The Araranguá Estuary

ABSTRACT

The Araranguá estuary is a highly stratified system that receives the inflow from acid drainage resulting from coal mining, whose effect is to accelerate the settling of suspended sediment. In order to gain a better understanding of the transport processes in this estuary, field data on water level, current velocity and direction were recorded in two locations along the estuary during a period of about 100 days, between June and September, 2009. During this period the river discharge was mainly low, only a weak discharge pulse of $120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and a strong pulse of $900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ occurred, both of short duration. The data were analyzed for the three distinct conditions: low discharge; weak pulse; and strong pulse. The Araranguá estuary can be described as a system dominated by short river discharge events, with a similar behavioral model described for the Itajaí-Açu estuary and others along the southern Brazilian coast. The tides do not play an important role as a hydrodynamically driven force. During the low discharge period the hydrodynamics is driven by the baroclinic adjustment, with an active upper layer maintained by the river discharge, overlaying a semi-static bottom layer with landward currents. After the weak pulse of river discharge there is an intensification of the gravitational circulation. During the strong pulse of river discharge the hydrodynamics is fully driven by the fluvial barotropic regime.

Key-words: hydrodynamics, hydrological regime, stratification.