

ALESSANDRA MANTOVANELLI

**CARACTERIZAÇÃO DA DINÂMICA HÍDRICA  
E DO MATERIAL PARTICULADO EM SUSPENSÃO  
NA BAÍA DE PARANAGUÁ E EM SUA  
BACIA DE DRENAGEM**

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Paraná (UFPR), Departamento de Geologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Geologia Ambiental.

Orientador: Eduardo Marone

Co-orientadores:

Rodolfo José Angulo

Bastiaan Adriaan Knoppers

CURITIBA

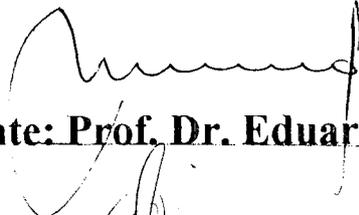
1999

# **TERMO DE APROVAÇÃO**

**ALESSANDRA MANTOVANELLI**

**Caracterização da Dinâmica Hídrica e do Material Particulado  
em Suspensão na Baía de Paranaguá e em sua Bacia de  
Drenagem**

**Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para  
obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em  
Geologia, com área de concentração em Geologia Ambiental, da  
Universidade Federal do Paraná, pela comissão formada pelos  
Professores:**



**Presidente: Prof. Dr. Eduardo Marone**



**Prof. Dr. Guilherme Lessa**



**Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda**

**Curitiba, agosto de 1999**

*Se aprendêssemos com os sábios  
não fingiríamos ser mais inteligentes do que somos*

*I Ching*

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Eduardo Marone pela orientação e apoio, pelas sugestões e críticas, pelo fornecimento da estrutura logística, pela concessão de uma bolsa de estudos, pela oportunidade de realização deste trabalho e de aprendizado.

Aos Profs. Rodolfo J. Angulo e Bastiaan A. Knoppers pelo apoio e orientação no decorrer do trabalho.

Ao Prof. Guilherme C. Lessa pela ajuda e incentivo fornecidos desde o início, pela consulta ao seu acervo bibliográfico e pela criteriosa revisão da tese.

Ao Prof. Luiz B. de Miranda, o melhor professor e “mestre” que encontrei na minha vida acadêmica, pela tradução clara e acessível da dinâmica estuarina que embasou a elaboração deste trabalho, pela atenção e receptibilidade e pelas correções finais da tese.

Minha imensa gratidão e carinho aos colegas do Laboratório de Física Marinha: Clécio J. L. de Quadros, Georgina Martins, Maurício A. Noernberg, Murillo S. Klingenfuss, Vicente P. Prata Jr. pelo incansável apoio nas saídas de campo, pelo auxílio na obtenção e armazenamento dos dados, pela paciência, pelas inúmeras discussões profissionais ou não, que muito contribuíram à minha formação e, especialmente, ao Luiz Fernando C. Lautert por tudo isso e pelo seu constante apoio e encorajamento a este trabalho. À Andrezza Steudel, Josefina e Herlon pela colaboração na digitação de dados e nas coletas.

À equipe náutica, Abrão P. de Campos, André Joineau, Carlos Serafim, Josias T. da Silva e José Serafim pela boa vontade, paciência e prontidão na participação das saídas de campo e pelas “farras” que as tornavam mais divertidas.

Minha profunda gratidão à Maristela, Francisco, Tatiele, Vanessa, Débora, Solange e Maria Joana pela boa vontade e dedicação na coleta diária de água nos rios.

A todos os colegas do CEM pela sua colaboração, especialmente a Ariel Scheffer da Silva, Carlos A. Borzone, Ismar A. Sauaf, Jackson C. Bassfeld, Luciano Lorenzi, Marcelo R. Lamour, Paulo Pagliosa, Paulo da Cunha Lana pelo grande auxílio nas saídas e obtenção dos dados; ao Pedro C. Pinheiro, pela gentileza em socorrer às panes computacionais; ao Maurício de Camargo, pelas consultorias estatísticas; ao Rubens M. Lopes pelo ensino do uso do Statistica nas análises espectrais; ao Frederico Brandini pelo empréstimo de bibliografias e fornecimento de dados não publicados; à Simone R. Cunha e Maria Regina F. Guimarães pelo

incentivo no início do trabalho. À Edna Gomes e Ruth Motta pelo apoio gastronômico. À Vilma S. Andrade e Elair S. N. Mota pela atenção e presteza.

Aos colegas do Laboratório de Geologia: Alfredo D. de Araújo, Cláudia P. Krüger, João Carrilho, Lydio L. R. Odreski, Marcelo R. Lamour, pela geo-acessoria e outras “forças”; a Marcia R. de Oliveira, Sirlei G. de Oliveira, pelo auxílio no processamento dos sedimentos e; particularmente, ao Prof. Carlos R. Soares pelo apoio e incentivo.

À Prof. Eunice C. Machado por ceder espaço e me adotar em seu laboratório e aos colegas César B. Daniel, Rogério Quarezemim e especialmente à Nilva Brandini pelas dicas e grande ajuda.

À APPA pelo fornecimento do apoio logístico e da bolsa de estudos e aos Srs. Osiris Stenghel Guimarães, Alcimar da Silva Henrique e José Roberto da Silva Santos, minha sincera gratidão.

À CAPES pelo fornecimento da bolsa de estudos.

Ao CEM-UFPR e ao Departamento de Geologia pelo apoio logístico. Ao secretário administrativo Edson da Silva Lima Jr. pelo apoio técnico.

Aos colegas da pós-graduação, particularmente à Maria Cristina de Souza pelas informações via e-mail e incentivo.

Pela atenção e gentileza no fornecimento de séries temporais de dados hidrológicos e meteorológicos agradeço à: Nicolau Imthon Kluppel, Julio A. Habitzreuter Jr., Edson S. Nagashima, Cristina M. P. Okawa da SUDERHSA; Vinicius Benevides, Orlando Bizzoni e Maurício G. Manzochi do DNAEE; Mirian Pittigliani do IAPAR e; Irani dos Santos da COPEL.

Às famílias Scheffer e Brandini: Ariel, Luciana, Lucas, Tiago, Frederico, Sada, Bianca e Bruno, pela inestimável ajuda, amizade, motivação e largos sorrisos. À Ligia Scheffer da Silva pela revisão gramatical da tese e ao Anísio A. da Silva pelas discussões filosóficas.

À minha família, Anaryá, Lucia e Ricardo pelo carinho, apoio e compreensão, que este trabalho sirva não como uma justificativa, mas como um consolo pela minha ausência.

Ao Eduardo Teixeira da Silva pela participação nas saídas de campo, por discutir incansavelmente cada passo deste trabalho comigo, pelo auxílio no aprendizado da linguagem de programação e na elaboração de figuras, pelas importantes revisões e correções ao texto da tese, pela força e estímulo em todas as dificuldades atravessadas e por sua dedicação e amor.

## ÍNDICE

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS .....	VII
RESUMO.....	XII
ABSTRACT.....	XIV
<b>Sistemas Estuarinos e a sua Hidrodinâmica</b>	
Introdução .....	2
Sistemas estuarinos e a sua hidrodinâmica .....	3
O Complexo Estuarino de Paranaguá .....	9
Objetivos.....	11
Temas abordados.....	11
<b>Capítulo 1 – Variação Sazonal do Aporte de Água Doce e do Material Particulado em Suspensão da Bacia de Drenagem das Baías de Antonina e Paranaguá</b>	
1.1. Introdução.....	13
1.2. A bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá .....	14
1.3. Metodologia.....	16
1.3.1. Medições de vazão e <i>MPS</i> nos rios da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá .....	16
1.3.2. Quantificação gravimétrica do material particulado em suspensão ( <i>MPS</i> ).....	19
1.3.3. Análise das séries temporais.....	20
1.4. Resultados e discussão.....	21
1.4.1. Análise da precipitação, evaporação e descarga de água doce.....	21
1.4.2. Importância relativa entre os rios no aporte de água e <i>MPS</i> .....	27
1.4.3. Aporte de água doce no inverno 1997 e no verão 1998.....	32
1.4.4. Aporte de <i>MPS</i> no inverno 1997 e no verão 1998.....	39
<b>Capítulo 2 – Dinâmica Hídrica e do Material Particulado em Suspensão (<i>MPS</i>) na Baía de Paranaguá (PR - Brasil)</b>	
2.1. Introdução.....	46
2.2. As baías de Antonina e Paranaguá.....	47
2.2.1. Sedimentos de Fundo .....	49
2.3. Metodologia das medições nas baías de Antonina e Paranaguá.....	50

2.3.1. Monitoramento de propriedades na seção <i>A</i> durante ciclos de maré semidiurna.....	50
2.3.2. Conversão da turbidez em <i>MPS</i> .....	52
2.3.3. Cálculo das médias dos parâmetros físicos na seção <i>A</i> .....	53
2.3.4. Cálculo dos parâmetros do Diagrama Estratificação – Circulação.....	58
2.3.5. Cálculo do Número de Richardson.....	60
2.3.6. Medições longitudinais nas baías de Antonina e Paranaguá.....	60
2.4. Resultados e discussão do monitoramento temporal dos parâmetros físicos na seção <i>A</i> .....	63
2.4.1. Assimetria da maré.....	63
2.4.2. Classificação da Baía de Paranaguá (Diagrama Estratificação–Circulação) e análise da circulação residual e estratificação de salinidade.....	64
2.4.3. Circulação residual e transporte de volume.....	70
2.4.4. Análise da importância relativa dos mecanismos de advecção e difusão (Diagrama Estratificação–Circulação) e da estrutura estacionária das propriedades na seção <i>A</i> .....	74
2.4.4.1. Perfis estacionários de <i>MPS</i> na seção <i>A</i> .....	87
2.4.5. Variação temporal das propriedades médias em <i>z</i> .....	90
2.4.6. Variação local das propriedades.....	97
2.5. Resultados e discussão das medições ao longo do eixo longitudinal das baías de Antonina e Paranaguá.....	104
2.5.1. Variação sazonal da distribuição longitudinal termo–halina e do material particulado em suspensão ( <i>MPS</i> ).....	104
2.5.2. Distribuição longitudinal da salinidade e temperatura em função do estágio da maré.....	110
2.5.3. Distribuição longitudinal de <i>MPS</i> e a zona de máxima turbidez estuarina ( <i>ZMT</i> ).....	119
<b>Considerações finais e Conclusões</b> .....	130
<b>Referências Bibliográficas</b> .....	135
<b>Apêndice 1.</b> Análise da variação das concentrações de <i>MPS</i> das águas fluviais e estuarinas em função do tempo de armazenamento.....	148
<b>Apêndice 2.</b> Cálculo do índice de assimetria ( <i>IA<sub>DV</sub></i> ).....	151

## LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

$a$	índice que nomeia uma série temporal de dados de uma propriedade $P$ genérica
$a_a$	área de drenagem a jusante do ponto de medição ( $\text{km}^2$ )
$a_{ij}$	cada uma das subáreas de cada subseção ( $E_i$ ), com $i = 1, 2, \dots, m$ e $j = 1, 2, \dots, p$
$a_m$	área de drenagem a montante do ponto de medição ( $\text{km}^2$ )
$a_n$	coeficiente de Fourier da função coseno
$A$	área da seção $A$ ( $\text{m}^2$ )
$A_T$	área total da bacia de drenagem ( $\text{km}^2$ )
$A_n$	amplitude do $n$ -ésimo harmônico
$b_n$	coeficiente de Fourier da função seno
$b_i$	distância horizontal do perfil $i$ em relação à margem do rio (m)
$c_d$	função de autocovariância amostral ( $c_d^{aa}$ ) ou de covariância cruzada amostral ( $c_d^{ae}$ )
$C$	concentração de $MPS$ dos rios ( $\text{mg l}^{-1}$ )
$d$	defasagem usada nas funções de autocovariância ou na covariância cruzada ( $d \geq 0$ )
$e$	índice que nomeia uma série temporal de dados de uma propriedade $P$ genérica
$E$	evaporação (mm)
$ec$	índice de erosividade pela chuva ( $\text{ton m/ha h}$ )
$E_i$	estação ou subseção lateral de medição na seção $A$ , com $i = 1, 2, \dots, m$
$f$	freqüência cíclica de uma série temporal
$g$	aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-2}$ )
$h$	profundidade máxima local nas estações ou subseções ( $E_i$ ) ou na seção $A$ (m)
$\bar{h}$	profundidade média local (estação ou subseção $E_i$ ) (m)
$\bar{h}_A$	profundidade média na seção $A$ (m)
$hr_i$	profundidade no perfil $i$ de medição em um rio (m)
$i$	índice das estações ou subseções laterais (em $y$ ) de medição na seção $A$ (estuarina); índice dos perfis de amostragem nas seções transversais aos rios, com $i = 1, 2, \dots, m$
$IA_{DV}$	índice de assimetria na duração e velocidade da maré (adimensional)
$j$	índice dos estratos de profundidade (em $z$ ), com $j = 1, 2, \dots, p$
$k$	índice dos instantes “t” de tempo, com $k = 1, 2, \dots, n$
$m$	número total de estações ou perfis verticais de medição numa seção transversal nos rios ou no estuário

$MPS_0$	média no tempo ( $T$ ) e no espaço (na seção $A$ ) de $MPS$
$n$	número do componente harmônico de uma série temporal $P(t)$ ; número total de instantes de tempo usados na interpolação de propriedades num ciclo semidiurno de maré ( $T$ ), com $n = 51$
$N$	número total de observações discretas de uma série temporal
$P_a$	precipitação média anual (mm)
$P_m$	precipitação média mensal (mm)
$P_p$	precipitação média no período de inverno (ou verão) (mm)
$P, P_i$	valor de uma propriedade genérica $P$ ; o índice $i$ indica a subseção ou estação lateral
$\bar{P}_i$	média na subseção $i$ de uma propriedade genérica
$P_j$	média no estrato $j$ da seção $A$ de uma propriedade genérica; $P_j$ para médias em $j = 1$ e $P_p$ para $j = p$
$\bar{\bar{P}}$	média de todos os dados de uma série temporal de uma propriedade genérica
$\bar{P}_A$	média na seção $A$ (em $y$ e $z$ ) de uma propriedade genérica
$\langle P \rangle$	média no tempo ( $T$ ) de uma propriedade genérica $P$
$\langle \bar{P} \rangle$	média em $z$ e no tempo ( $T$ ) de uma propriedade genérica
$\langle \bar{P}_A \rangle$	média na seção $A$ (em $y$ e $z$ ) e no tempo ( $T$ ) de uma propriedade genérica $P$
$P_L$	perfis ao longo de $z$ de uma propriedade genérica média no tempo ( $T$ ) (Lagrangeanos)
$PG_n$	valores do periodograma do $n$ -ésimo harmônico (unidade de amplitude ao quadrado)
$PM$	prisma de maré ( $m^3$ )
$qr_i$	vazão no parcial no segmento entre $b_{i-1}/2$ a $b_{i+1}/2$ ( $m^3 s^{-1}$ )
$q_s$	taxa de transporte de sedimento do fundo
$Q_f$	aporte ou descarga de água doce ( $m^3 s^{-1}$ ); o número subscrito indica o número de dias usados no cálculo da média
$Q_{fi}$	aporte médio no inverno ( $m^3 s^{-1}$ )
$Q_{fv}$	aporte médio no verão ( $m^3 s^{-1}$ )
$Q_r$	vazão ou descarga do rio acima da seção de medição ( $m^3 s^{-1}$ )
$Q_s$	carga de $MPS$ por unidade de tempo ( $g s^{-1}$ )
$Q_T$	vazão total até a desembocadura do rio ( $m^3 s^{-1}$ )
$r^2$	coeficiente de determinação de regressões lineares
$r_d$	função de autocorrelação amostral ( $r_d^{aa}$ ) ou de correlação cruzada amostral ( $r_d^{ae}$ )

$Ri$	número de Richardson de gradiente (adimensional)
$Ri_L$	número de Richardson por camada (adimensional)
$s$	desvio padrão
$s^2$	variância
$S$	salinidade (ups)
$S_0$	média de salinidade no tempo ( $T$ ) e no espaço (na seção $A$ )
$S_{sp}$	salinidade de superfície num ponto ao longo de $x$
$S_{fp}$	salinidade de fundo num ponto ao longo de $x$
$t$	instante de tempo
$t_E$	duração do estágio de maré enchente (h)
$t_V$	duração do estágio de maré vazante (h)
$T$	tempo de duração de um ciclo de maré semidiurna (crista a crista ou cava a cava) (h)
$Te$	temperatura da água ( $^{\circ}C$ )
$Te_0$	média no tempo ( $T$ ) e no espaço (na seção $A$ ) da temperatura da água
$T_{sp}$	temperatura da água de superfície num ponto ao longo de $x$
$T_{fp}$	temperatura da água de fundo num ponto ao longo de $x$
$T_s$	período de uma série temporal ( $T_s = 1/f$ )
$T_v$	transporte de água (volume) instantâneo na seção $A$ ( $m^3 s^{-1}$ )
$\langle T_v \rangle$	transporte de água (volume) resultante na seção $A$ ( $m^3 s^{-1}$ )
$u$	componente de velocidade longitudinal ao canal ( $m s^{-1}$ ); positiva para leste (vazante) e negativa para o oeste (enchente)
$u_a$	média no tempo ( $T$ ) e no espaço (em $z$ e na seção $A$ ) de velocidade $u$ , corrente residual Lagrangeana; $u_a = \langle \overline{u_A} \rangle$
$\bar{u}_{AV}$	média de $u$ na seção $A$ no estágio de maré vazante ( $m s^{-1}$ )
$\bar{u}_{AE}$	média de $u$ na seção $A$ no estágio de maré enchente ( $m s^{-1}$ )
$u_{bi}$	deficiência de velocidade, equivalente a $u_{bi} = u_{Li} - u_{ai}$ , o índice “ $i$ ” indica a subseção
$u_f$	corrente residual induzida pela descarga de água doce $u_f = \langle Q_f \rangle / \langle A \rangle$
$u_s$	velocidade residual na superfície ( $j = 1$ ) na seção $A$
$v$	componente de velocidade transversal ao canal ( $m s^{-1}$ ); positiva para o norte e negativa para o sul
$vr_i$	velocidade média no perfil $i$ de uma seção transversal ao canal dos rios ( $m s^{-1}$ )

$x, y, z$	eixos longitudinal (+ E; - W), transversal (+ N; - S) e vertical (+ para baixo)
$z_a$	profundidade de amostragem computada a partir da superfície (m)
$Z$	profundidade adimensional em cada estação ( $E_i$ ), onde $Z = z_a/h(t)$
$Z_s$	profundidade adimensional na seção $A$
$\beta$	parâmetro densidade ( $m^2 \text{ estação}^{-1}$ )
$\gamma$	viscosidade turbulenta
$\delta S$	diferença entre as salinidades médias (na seção $A$ e no tempo) do fundo ( $S_f$ ) e da superfície ( $S_s$ )
$\Delta S_{LS}$	máxima diferença entre as subseções da salinidade da superfície ( $j = 1$ ; média no tempo)
$\overline{\Delta S_{L0}}$	máxima diferença entre as subseções da salinidade média em $z$ e no tempo
$\Delta \bar{S} / \Delta x$	gradiente longitudinal de salinidade média em $z$ ( $\text{ups km}^{-2}$ )
$\Delta t$	intervalo de tempo entre dois valores consecutivos de uma propriedade interpolada no tempo, com $\Delta t = T/50$ nos ciclos de maré analisados
$\Delta \bar{T} / \Delta x$	gradiente longitudinal de temperatura média em $z$ ( $^{\circ}\text{C km}^{-2}$ )
$\Delta \eta_V$	diferença entre o nível mínimo atingido na baixa-mar e o nível médio em $T$
$\Delta \eta_E$	diferença entre o nível máximo atingido na preamar e o nível médio em $T$
$\Delta \rho$	diferença entre a densidade da superfície e do fundo ( $\text{kg m}^{-3}$ ) numa subseção ( $E_i$ )
$\eta$	elevação da maré (m)
$\mu$	viscosidade molecular
$\nu$	fração do transporte de sal estuário acima por difusão
$\rho$	densidade da água ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\rho_0$	média no tempo ( $T$ ) e no espaço (em $z$ e na seção $A$ ) de densidade
$\tau_0$	tensão de cisalhamento
$CLC$	camada limite costeira
<i>e.g.</i>	por exemplo
<i>i.e.</i>	isto é
$LD$	lado direito
$LE$	lado esquerdo
$MPS$	material particulado em suspensão ( $\text{mg l}^{-1}$ )

seção *A* seção de medição transversal ao canal da Baía de Paranaguá (longitude 751269 UTM  
WGS84)

*ZM* zona de mistura

*ZMT* zona de máxima turbidez

*ZR* zona de maré de rio

## RESUMO

A dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão (*MPS*) e suas principais funções motrizes (maré e aporte de água doce) foram analisadas nas baías de Antonina e Paranaguá. Utilizaram-se dados de 8 monitoramentos efetuados numa seção transversal durante ciclos semi-diurnos de maré e de 20 perfis longitudinais de medição ao longo das baías de Antonina e Paranaguá, realizados em diferentes estágios do ciclo maré (estofa, enchente, vazante). Estas medições incluem ciclos de sizígia e quadratura, em condições de reduzido (inverno) e elevado aporte de água doce (verão). Paralelamente, quantificaram-se o aporte de água doce e a carga *MPS* dos principais rios da bacia de drenagem deste sistema estuarino.

Os aportes médios de água doce e *MPS* provenientes da drenagem continental foram cerca de 4 vezes superiores durante o verão, em função do maior excedente hídrico ( $\approx 3,5$  vezes) e potencial de erosividade pela chuva ( $\approx 8$  vezes) observados neste período em relação ao inverno. A maior parte da carga de *MPS* (50–80%) foi introduzida no sistema em curtos períodos de tempo (5–11%).

A variação sazonal do aporte de água doce exerceu forte controle na salinidade média, no posicionamento do limite de intrusão de sal e na magnitude de estratificação vertical de salinidade ao longo das baías de Antonina e Paranaguá. Entretanto, o gradiente horizontal médio de salinidade foi próximo nos dois períodos (inverno e verão), sofrendo uma intensificação na baía de Antonina, sujeita a uma maior influência da descarga continental. As correntes, a estratificação de salinidade e as concentrações de *MPS* apresentaram uma marcada variação entre os ciclos de sizíguas e de quadraturas. O grau de mistura ou estratificação vertical foi primariamente governado pela intensidade das correntes de maré e, secundariamente pelo aporte de água doce.

A Baía de Paranaguá (numa seção em frente à cidade de Paranaguá) foi classificada como um estuário parcialmente misturado, do tipo 2 do diagrama Estratificação–Circulação, proposto por Hansen & Rattray (1966). O aumento da estratificação vertical de salinidade concomitante à redução da velocidade média das correntes intensificou a circulação gravitacional, diminuindo a fração de sal transportada por difusão. Em condições extremas de alta estratificação do sistema, observadas particularmente nas quadraturas, o transporte de sal estuário acima ocorreu quase exclusivamente por advecção. Nos ciclos com reduzido aporte

de água doce e com fortes correntes, predominaram os processos difusivos e a circulação residual orientou-se preponderantemente estuário acima ou abaixo. O efeito combinado das assimetrias nas velocidades médias de correntes e na duração entre os estágios de enchente e vazante explicou a magnitude e o sentido da circulação residual e do transporte de volume resultante do sistema.

A dinâmica do *MPS* relacionou-se intrinsecamente aos processos cíclicos de erosão, ressuspensão e sedimentação condicionados pelas das correntes de maré. A intensidade e estrutura vertical das correntes (gradiente de velocidade) exerceram influência no montante ressuspendido e, o grau de turbulência, na dispersão do *MPS* ao longo da coluna d'água. A ressuspensão foi mais pronunciada nas sizígias, sob fortes correntes, enquanto nas quadraturas houve o predomínio da advecção. Identificaram-se defasagens entre as máximas velocidades de corrente e as concentrações de *MPS*, sendo esta histerese mais pronunciada nas vazantes de sizígia.

A zona de máxima turbidez (*ZMT*) situou-se entre os quilômetros 30 e 40 a montante da desembocadura da Baía de Paranaguá nas enchentes e estofas da alta e, entre os quilômetros 16 e 36 nas vazantes e estofas da baixa, particularmente nas regiões de afunilamento do canal estuarino, onde ocorre uma intensificação das correntes. Encontrou-se uma segunda região de altas concentrações de *MPS* na interface entre a água doce e a salgada, que pode estar associada ao processo de circulação gravitacional vertical. Embora a turbidez tenha sido elevada nesta região, as concentrações de *MPS* não se sobressairam em relação aos outros locais da baía sujeitos à forte ressuspensão.

## ABSTRACT

The water and suspended particulate matter (*SPM*) dynamics and its main forcing functions (tides and freshwater discharge) were analysed in the bays of Antonina and Paranaguá. A data set comprised measurements over 8 semi-diurnal tidal cycles made in one cross section and of 20 longitudinal profiles along the bays of Antonina and Paranaguá, monitored in the different tidal stages (ebb, flood and slack). These measurements included spring and neap cycles, in conditions of low (winter) and high (summer) freshwater discharges. The freshwater discharge and *SPM* load from the drainage basin were quantified at the same time.

Means of river discharge and *SPM* load from the estuarine watershed were about 4 times bigger during summer than winter, in function of higher hydric excess (about 3,5 times) and larger rainfall erodibility (about 8 times) in the first period. The major part of *SPM* load (50-80%) was introduced into the system in short periods of time (5-11%).

The seasonal variation of freshwater discharge controlled strongly: the mean salinity, the position of maximum salt intrusion, and the range of vertical salinity stratification along the bays of Antonina and Paranaguá. However, the mean horizontal gradient of salinity was close in the both periods (summer and winter), showing an intensification into the Bay of Antonina that undergoes a higher influence of the continental discharge. Currents, salinity and concentrations of *SPM* showed a pronounced spring-neap variability. The intensity of vertical mixing or stratification was firstly determined by tidal currents and, secondarily by freshwater input.

The Bay of Paranaguá, for one cross section in front of the city of Paranaguá, was classified as a partly mixed estuary, of type 2 of the Hansen & Rattray's (1966) classification. The increasing of vertical stratification together with the reduction of mean current velocity intensified the gravitational circulation, decreasing the salt fraction transported by diffusion. During extreme conditions of high stratification, observed especially in neap cycles, the upstream salt transport was almost exclusively by advection. In the cycles with low freshwater input and strong currents, preponderated the diffusive processes; the residual circulation was oriented basically landward or seaward. The joined effect of the asymmetries on the mean velocity and on the duration between ebb and flood explained the magnitude and direction of residual current and resultant water transport of the system.

The *SPM* dynamics was intrinsically related to cyclical processes of erosion, resuspension and sedimentation, driven by tidal currents. The intensity and vertical structure of currents (velocity gradient) showed influence on the quantity of eroded matter. The amount of turbulence affected the vertical *SPM* dispersion. The resuspension was more conspicuous in spring tides, with strong currents, while in neap tides, advection preponderated. Lags between the maximum currents and *SPM* concentrations were observed, with more pronounced hysteresis during spring ebb-periods.

Turbidity maximum zone situated between the kilometres 30 and 40 upstream the mouth of Bay of Paranaguá, during floods and slack of high water, and between kilometres 16 and 36, during ebbs and slack of low water, mainly in regions of channel narrowing, where currents are intensified. One second region of high *SPM* concentrations was found in salt and fresh water interface, that may be related to vertical gravitational circulation. Although the turbidity has been higher in this region, the *SPM* concentrations were not bigger than other places of the bay that were subjected to strong resuspension.

---

# Introdução

## Sistemas Estuarinos e a sua Hidrodinâmica

---

*“A maior generosidade é a de um homem que não se vangloria de seus esforços e que não conta seus méritos como virtude. Isto significa que, apesar de todos os seus méritos, ele se subordina aos outros. Nobre por natureza, reverente em sua conduta, o homem modesto impõe o mais profundo respeito, e por isso é capaz de manter a sua posição”*

*I Ching*

## Introdução

Nas últimas décadas, a crescente urbanização das zonas costeiras provocou um intenso povoamento das margens e bacias de drenagem dos sistemas estuarinos, tornando-os vulneráveis a diversas atividades antrópicas (Knox, 1986; Kennish, 1986). O desenvolvimento destas atividades ocorre muitas vezes de forma antagonista: usos, como a agricultura, indústrias, cidades e desmatamentos, promovem a introdução nestes sistemas de grandes quantidades de nutrientes, sedimentos, substâncias tóxicas, esgoto, lixo, calor e microorganismos patogênicos, que comprometem usos como, a pesca, a recreação, a aquicultura e a captação de água. Desta forma, a adoção de planos de manejo para os sistemas estuarinos geralmente é problemática, uma vez que as decisões têm que ser tomadas em meio a interesses conflitantes, sendo essencial a determinação de seus padrões de circulação de água e de materiais em suspensão na orientação da elaboração destes planos e análise de suas conseqüências (van Leussen & Dronkers, 1988; Miranda, 1990). No entanto, o estudo da dinâmica dos estuários não constitui uma tarefa trivial, porque estes sistemas apresentam complexas interações entre os processos físicos, químicos, geológicos e biológicos e uma alta variabilidade espaço-temporal de suas propriedades (Kjerfve *et al.*, 1982; Kjerfve, 1989, 1990).

Os processos hidrodinâmicos primariamente condicionam a distribuição e o transporte de constituintes no sistema estuarino (*e.g.* matéria orgânica particulada, sedimentos, nutrientes, poluentes, clorofila, larvas). Seu conhecimento é fundamental na compreensão de diversos processos ecológicos e no manejo da qualidade da água (Kjerfve *et al.*, 1982; van Leussen & Dronkers, 1988; Kjerfve, 1990). Particularmente, o entendimento dos mecanismos de circulação e de transporte de material particulado em suspensão apresenta grande importância no planejamento de atividades portuárias e obras de engenharia, especialmente em relação aos altos custos de dragagens de canais sujeitos à colmatagem (van Leussen, 1988; Wolanski, 1995). Além disso, é essencial para a compreensão de diversos processos, relacionados: (1) ao transporte de metais, radionuclédeos e micropoluentes orgânicos adsorvidos aos sedimentos finos, (2) à erosão ou assoreamento da linha de costa, (3) à migração de baixios, (4) ao funcionamento dos manguezais e de outros ambientes estuarinos, (5) às trocas de propriedades (importação ou exportação) entre o estuário e o oceano adjacente, (6) aos efeitos da extinção da luz sobre a produtividade primária e (7) à

sobrevivência das espécies estuarinas (Kjerfve & McKellar, 1980; Baird *et al.*, 1987; van Leussen, 1988; Kjerfve, 1990; Wolanski, 1995; Lindsay *et al.*, 1996).

Os principais processos de circulação e mistura que governam a hidrodinâmica estuarina são brevemente apresentados a seguir.

### **Sistemas estuarinos e a sua hidrodinâmica**

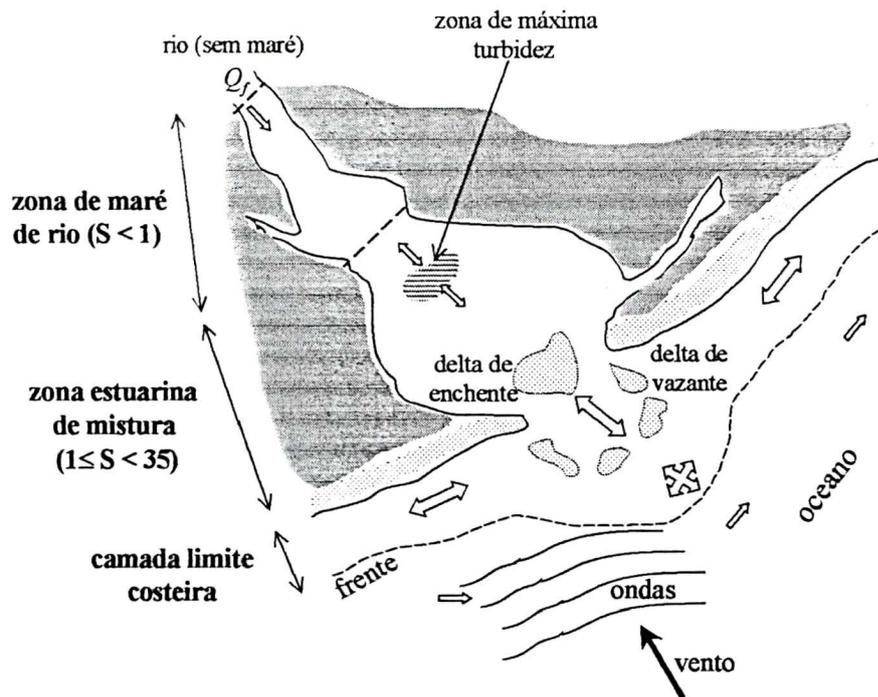
Segundo a definição clássica de Pritchard (1967), estuários são corpos de água costeiros semifechados que apresentam uma conexão livre com o oceano adjacente, no interior dos quais a água marinha é mensuravelmente diluída pela água doce derivada da drenagem continental (até salinidades da ordem de 0,1). A palavra conexão livre subentende, que esta deva ser adequada para a transferência da energia das marés e de sal. Grandes golfos e mares internos foram excluídos desta definição, porque em grandes corpos d'água os limites laterais são menos importantes para a cinemática e dinâmica do movimento da água que nos estuários verdadeiros (onde a largura é pequena em relação a área) (Pritchard, 1967).

Mais recentemente, Kjerfve (1990) definiu estuário como uma reentrância costeira parcial com uma conexão restrita com o oceano, a qual permanece aberta ao menos intermitentemente, podendo ser dividido em três regiões (Figura 1):

1) a **zona de maré do rio (ZR)**, que corresponde a porção fluvial sujeita à influência da maré (alterações no nível d'água), mas com salinidade inferior a 1;

2) a **zona de mistura (ZM)** ou estuário propriamente dito (estuário na definição clássica de Pritchard (1967)), caracterizada pela mistura entre as águas salgadas e doces. Na ZM ocorre um forte gradiente de propriedades, desde a zona de maré de rio (cabeceira do estuário) até a desembocadura do sistema, onde geralmente se encontram feições geológicas características, como, *e.g.*, os deltas de maré ou barras e;

3) a **zona costeira (ZC)**, caracterizada pelas águas costeiras mais turbidas que a água marinha adjacente, delimitada pela extensão da pluma de maré vazante. A extensão desta "frente" estuarina delimita a camada limite costeira (CLC). O padrão de marés e de ondas da ZC condiciona amplamente a circulação do sistema estuarino.



**Figura 1.** Regiões funcionais de um estuário hipotético (extraído de Kjerfve, 1990). Onde:  $S$  equivale à salinidade,  $Q_f$  à descarga de água doce continental e (sem maré), à posição onde a influência do sinal de maré deixa de existir.

A hidrodinâmica dos estuários depende principalmente de três funções motrizes: a descarga de água doce, a maré e o vento, o qual transfere energia ao sistema através do cisalhamento em sua superfície livre. Aos efeitos destas funções motrizes somam-se as influências exercidas pela geometria e batimetria do corpo estuarino, pelo efeito de Coriolis e pela salinidade e circulação da região costeira adjacente (Kjerfve, 1990; Miranda, 1990, 1996). Estas forçantes condicionam os principais processos de circulação e mistura da ZM: a circulação gravitacional, a circulação residual, a circulação gerada pelo vento, o processo de “arrasto” (*entrainment*) e a difusão turbulenta (Kjerfve, 1989, 1990; Day *et al.*, 1989; Miranda, 1990, 1996). Geralmente um destes padrões de circulação (*i.e.* gravitacional, residual ou gerada pelo vento) predomina num determinado sistema estuarino, entretanto dois ou três tipos podem ser observados simultaneamente ou sazonalmente num mesmo estuário (Kjerfve, 1990).

A água doce que chega ao sistema estuarino, em função de sua menor densidade, tende a se manter na superfície, movendo-se em direção ao oceano. Em seu movimento de saída, causa uma inclinação descendente da superfície do sistema em direção ao mar. De maneira inversa, a água salgada, mais densa, penetra para o interior do estuário pelo fundo, verificando-se uma inclinação ascendente da camada inferior em direção à desembocadura,

gerada para contrabalançar o arrasto ocasionado pelo fluxo superficial (Thomann & Müller, 1987; Miranda, 1996). Isto produz um movimento vertical em duas camadas com fluxo em direção ao mar na superfície e em direção a cabeceira do sistema no fundo, com velocidade zero no ponto de reversão do sentido (Kjerfve, 1990). A partir deste ponto, em direção à superfície se forma uma região de forte gradiente vertical de salinidade, a haloclina (Open University Course Team, 1989; Kjerfve, 1990; Miranda, 1996).

A diferença de densidade entre a água doce e água salgada gera a força de gradiente de pressão, que governa a circulação gravitacional dos sistemas estuarinos (Thomann & Müller, 1987; Mann & Lazier, 1996). Esta força pode ser decomposta em duas componentes: (1) a barotrópica, que representa o gradiente de pressão gerado pela inclinação periódica do nível do mar decorrente da oscilação da maré e, (2) a baroclínica, que depende do gradiente longitudinal e/ou lateral de densidade e da profundidade (Miranda, 1990, 1996). Embora a quantidade de água envolvida na circulação gravitacional seja muito maior que a aportada pelos rios, o transporte resultante em cada seção transversal ao longo do estuário será teoricamente equivalente a este aporte (Kjerfve, 1990; Miranda, 1996).

Outro processo associado à circulação em duas camadas é o arrasto (“*entrainment*”), que consiste num processo advectivo predominantemente unidirecional, resultante do cisalhamento de velocidade que ocorre na haloclina (Miranda, 1996). Se o cisalhamento for suficientemente intenso para sobrepor a estratificação de densidade, o fluxo torna-se instável, sendo formadas ondas regulares na interface entre as duas camadas (ondas *Kelvin-Helmholtz*), que se quebram originando uma transferência preferencial de volume e sal da camada menos turbulenta (inferior) para a camada mais turbulenta (superior) (Dyer, 1988a). A remoção deste volume de água por arrasto (“*entrainment*”) é compensada pela advecção horizontal de água, na camada de fundo, processo que se sobrepõe à circulação gravitacional (Miranda, 1996).

Se por um lado a diferença de densidade entre a água doce e a salgada tende a manter a estratificação do sistema, de maneira oposta, o vento e a maré atuam no sentido de homogeneizar a coluna d’água, através de um processo de difusão turbulenta (Kjerfve, 1990). A turbulência é um mecanismo de dissipação de energia produzida pelo cisalhamento de velocidade ( $\delta u/\delta z$ ), gerado pelas interações não-lineares (fricção) das correntes de maré com o fundo e os limites do corpo estuarino e pelo atrito interno (Dyer, 1973; Thomann &

Müeller, 1987). A presença de ondas internas<sup>1</sup>, que causam um estiramento da interface de estratificação e uma intensificação do cisalhamento de velocidade nas cristas e nas cavas, também contribui para o aumento da turbulência do sistema (Dyer, 1988a). Neste processo de difusão, volumes iguais de água são trocados entre a camada superior e a inferior (ambas turbulentas), resultando num fluxo vertical de água nulo, somente havendo um fluxo líquido de sal e *momentum*, o que torna a mistura essencialmente difusiva (Dyer, 1973). Desta forma, a advecção (“arrasto”) e a difusão turbulenta constituem os principais mecanismos de mistura entre as águas doce e marinha (Miranda, 1990, 1996).

Os fluxos turbulentos caracterizam-se por apresentar vórtices de variados tamanhos e períodos de oscilação, cuja composição, num determinado sistema estuarino, depende do efeito combinado de diversos fatores que influenciam na geração da turbulência (*e.g.* geometria, rugosidade do fundo, grau de estratificação e intensidade das correntes). Os grandes vórtices são anisotrópicos, tendo a sua escala vertical e horizontal limitadas, respectivamente, pela profundidade e largura do corpo estuarino (Dyer, 1973). A energia dos fluxos turbulentos é continuamente transferida dos grandes vórtices para vórtices de menor tamanho (processo de cascata de energia), até atingir escalas suficientemente pequenas, que promovem o decaimento da turbulência por dissipação viscosa, gerando calor (Dyer, 1973; Thomann & Müeller, 1987; Abraham, 1988).

A natureza oscilatória e turbulenta dos fluxos estuarinos gera a necessidade do conhecimento de um fluxo resultante, sob condições estacionárias. Desta forma, introduz-se o conceito de circulação residual, que corresponde a corrente resultante, após a remoção do movimento oscilatório da maré, *i.e.*, à média no tempo e no espaço das correntes de maré (Dyer, 1973). A circulação residual, embora possua uma ordem de magnitude inferior a das correntes de maré, por representar condições médias, apresenta acentuada importância no transporte de constituintes (van de Kreeke, 1988).

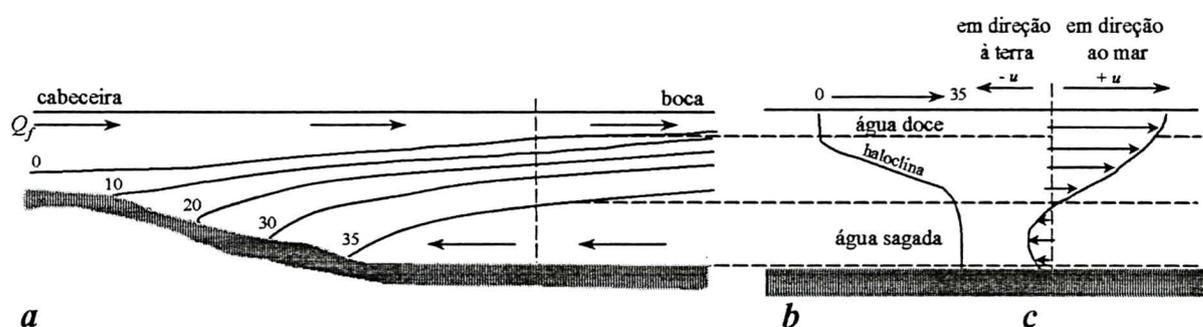
Nos estuários, o grau de estratificação de salinidade é determinado pela importância relativa entre as funções motrizes que governam os processos de mistura (*i.e.* aporte de água doce, maré e vento) e pela razão entre a largura e a profundidade do sistema. De acordo com o grau de estratificação halina os estuários podem ser classificados em três principais tipos: (a)

---

<sup>1</sup> Ondas internas são produzidas por diversos mecanismos, entre eles: interação do fluxo com as irregularidades da topografia de fundo (ondas lee), pelas ondas geradas pelo vento na superfície, pelas flutuações na pressão na atmosfera, pela maré e pela colisão de vórtices (gerados na camada turbulenta de fundo), com a interface de estratificação (Dyer, 1988; New & Dyer, 1988; Munn & Lazier, 1996).

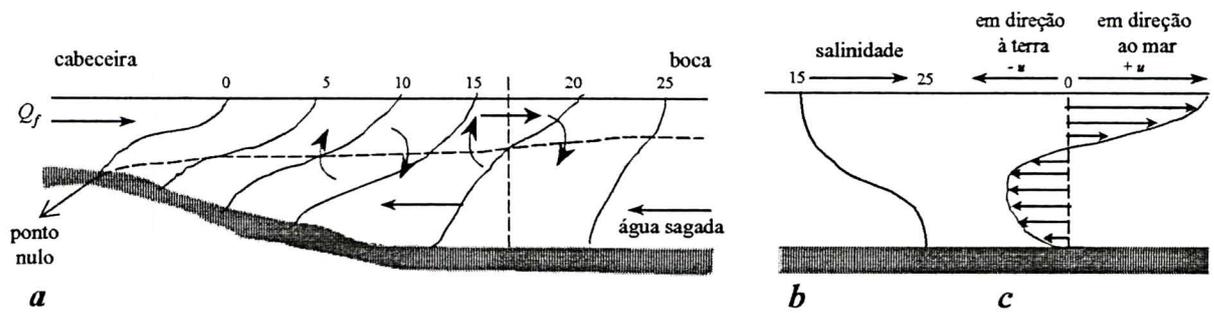
estuários altamente estratificados e cunha salina, (b) parcialmente misturados e (c) bem misturados (Dyer, 1973; McDowell & O'Connor, 1977; Miranda, 1996).

Nos estuários de cunha salina e altamente estratificados, o aporte de água doce é elevado e a amplitude de maré relativamente pequena. Tal fato, associado à pequena razão entre a largura e a profundidade destes sistemas, produz uma forte estratificação vertical, sendo formadas duas camadas distintas: uma superficial de baixa salinidade e outra no fundo, com a penetração da água marinha (cunha salina) (Dyer, 1973; McDowell & O'Connor, 1977; Miranda, 1996). A cunha salina que penetra na camada inferior é muito lenta e a produção de energia turbulenta no fundo pequena. Desta forma, a mistura ocorre principalmente através do “*entrainment*”, gerado pelo cisalhamento entre as duas camadas (Abraham, 1988) (Figura 2).



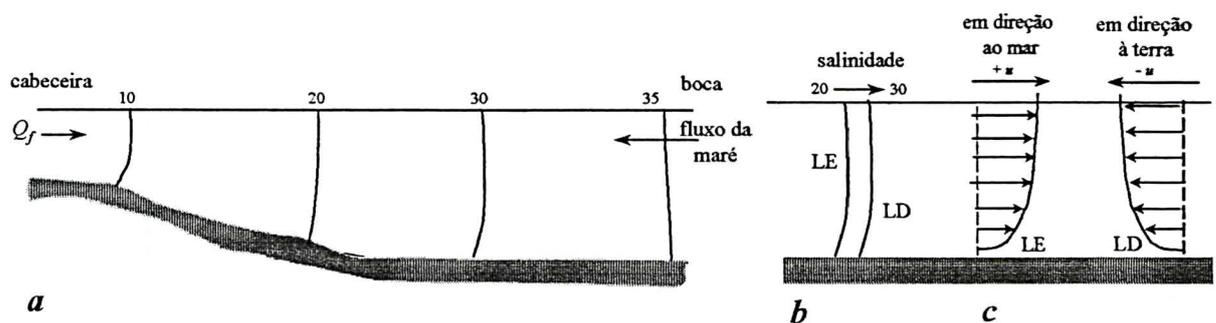
**Figura 2.** Desenho esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário de cunha salina, representando: o gradiente longitudinal de salinidade (a), o perfil de salinidade (b) e de velocidade residual ao longo da coluna d'água (c) na posição indicada em (a), pela linha tracejada (extraído de Open University Course Team, 1989).

Em estuários parcialmente misturados, onde o aporte de água doce e a ação da maré são moderados, o movimento oscilatório das marés intensifica a turbulência vertical, promovendo a troca de sal e de *momento* (bi-direcional). Isto gera um aumento da salinidade da camada superficial em direção ao mar e, uma diminuição da salinidade da camada de fundo em direção à terra (Open University Course Team, 1989). Como o processo de mistura é mais efetivo nestes sistemas, o volume de água salgada que entra no estuário é superior ao introduzido nos estuários tipo cunha salina (Dyer, 1973; Open University Course Team, 1989; Kjerfve, 1990). Nos estuários parcialmente misturados, a circulação gravitacional e a difusão turbulenta constituem os principais mecanismos de circulação e mistura. Além disso, o aporte de água doce geralmente é pequeno em relação ao prisma de maré (menor do que 1%) (Dyer, 1973) (Figura 3).



**Figura 3.** Desenho esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário parcialmente misturado, representando: o gradiente longitudinal de salinidade (a), o perfil de salinidade (b) e de velocidade residual ao longo da coluna d'água (c) na posição indicada em (a), pela linha tracejada (extraído de Open University Course Team, 1989).

Em estuários largos e rasos, com amplitude de maré relativamente grande frente ao aporte de água doce, a turbulência gerada pelas correntes de maré e/ou pelo vento promove a completa mistura entre a água doce e água salgada (Figura 4 a, b). Nestes sistemas, chamados de estuários bem misturados, a quase ausência de gradiente vertical de salinidade, faz com que o fluxo vertical de sal seja desprezível e a mistura ocorra preferencialmente na direção longitudinal (sistemas lateralmente homogêneos), podendo existir também um gradiente lateral (sistemas lateralmente não homogêneos) (Dyer, 1973, 1986; Miranda, 1996). Se o sistema for suficientemente largo, a força de Coriolis tende a defletir o fluxo da maré e do rio para a direita, no Hemisfério Norte, e para a esquerda, no Hemisfério Sul, gerando uma circulação residual lateral (Open University Course Team, 1989) (Figura 4 c). A circulação gravitacional também ocorre nestes sistemas, em função do gradiente horizontal de salinidade (Kjerfve, 1990).

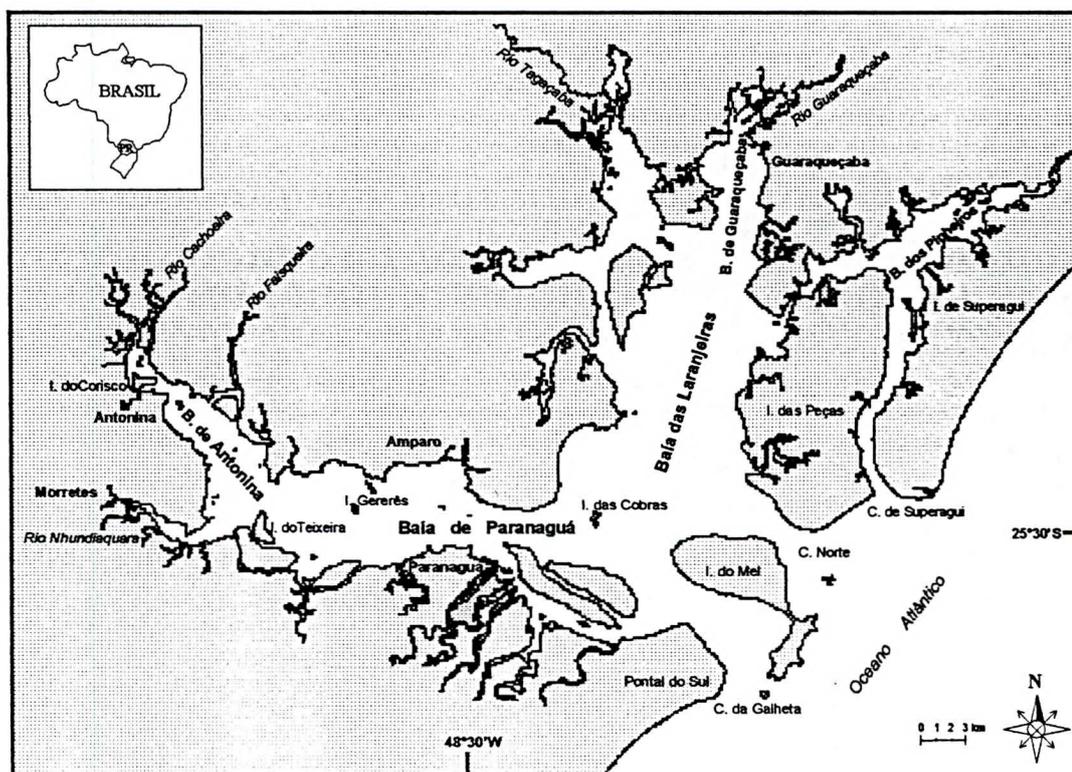


**Figura 4.** Desenho esquemático da circulação e distribuição de salinidade num estuário bem misturado, representando: o gradiente longitudinal de salinidade (a), o perfil de salinidade (b) e de velocidade residual ao longo da coluna d'água para o lado esquerdo e direito de um estuário hipotético no Hemisfério Sul, considerando o sentido de quem olha da cabeceira do sistema para o mar (c) (adaptado de Open University Course Team, 1989).

Pelo acima exposto percebe-se que alguns parâmetros importantes na determinação das características hidrodinâmicas dos sistemas estuarinos incluem o estabelecimento da taxa de suprimento de água doce, da intensidade média das correntes de maré, da velocidade média do vento e a descrição de sua geometria (Stigebrandt, 1988; van de Kreeke, 1988). As diferenças nas interações entre estes fatores tornam cada estuário peculiar.

## O Complexo Estuarino de Paranaguá

O Complexo Estuarino de Paranaguá (PR, Brasil) apresenta uma geometria complexa, compreendendo dois eixos principais: um ocupado pelas baías de Paranaguá e Antonina (eixo E–W) e outro pelas baías das Laranjeiras, Guaraqueçaba e Pinheiros (eixo NNE–SSW), aos quais se conectam diversos canais de maré. A sua conexão com o oceano se processa através dos canais da Galheta, Norte e de Superagui. Este estuário abrange uma superfície líquida de 601 Km<sup>2</sup> (cartas IBGE) e volume da ordem de  $2 \cdot 10^9$  m<sup>3</sup> (Knoppers *et al.*, 1987), caracterizando-se geomorfologicamente como um estuário de planície costeira, ocorrendo deltas de maré em sua desembocadura (Angulo, 1992, 1995, 1996) (Figura 5). Este sistema possui uma grande diversidade de ambientes incluindo planícies de maré, baixios, costões rochosos, marismas, canais de maré e manguezais, cujo funcionamento é influenciado por sua hidrodinâmica.



**Figura 5.** Localização do Complexo Estuarino de Paranaguá (PR, Brasil). As abreviaturas B., C. e I. equivalem respectivamente à Baía, Canal e Ilha. A área abrangida neste estudo compreendeu as baías de Antonina e Paranaguá, desde a Ilha do Corisco até a Ilha das Cobras.

Dentro do Complexo Estuarino de Paranaguá destacam-se as baías de Antonina e de Paranaguá, pela maior urbanização que ocorre em suas margens e por abrigarem o principal porto exportador de grãos do país e um terminal petrolífero (Soares, 1995; Licht *et al.*, 1997). Desta forma, o conhecimento dos processos hidrodinâmicos e sedimentares deste sistema apresenta grande importância no planejamento da abertura e manutenção de canais de navegação e acesso às áreas portuárias e no estudo do funcionamento de seus ecossistemas.

Na Baía de Paranaguá, alguns dos estudos realizados neste sentido englobaram: levantamentos da distribuição da salinidade, temperatura e marés (IPqM, 1969); a descrição da geologia, estratigrafia, sedimentologia e dinâmica evolutiva da planície costeira do Paraná (Bigarella *et al.*, 1970, 1978; Angulo, 1992, 1996; Angulo & Absher, 1992; Soares & Barcelos, 1995; Angulo & Lessa, 1996; Antunes & Quintas, 1996; Araujo & Lessa, 1996; Lessa & Angulo, 1996; Soares *et al.*, 1997; Lessa *et al.* 1998; Lessa *et al.*, *no prelo*); a análise do comportamento físico-químico, do aporte de água doce e do tempo de fluxo (Knoppers *et al.*, 1987); o modelamento e análise das características da maré na plataforma continental e, particularmente, da geração das marés meteorológicas na região (Camargo, 1991; Camargo & Harari, 1994; Marone & Camargo, 1994); a análise espacial e temporal dos padrões de variação de clorofila, material particulado em suspensão e nutrientes e de seus condicionantes ambientais (Brandini, 1985; Knoppers *et al.*, 1987; Brandini *et al.*, 1988; Rebello & Brandini, 1990; Brandini & Thamm, 1994; Martins, 1994; Machado *et al.*, *no prelo*), uma caracterização da dinâmica estuarina (Marone *et al.*, 1995); modelos numéricos (modo barotrópico) para a simulação espacial e temporal das correntes e amplitudes das componentes de maré do sistema e de sua camada limite costeira (Oliveira & Rosman, 1997; Camargo, 1998; Marone & Jamiyanaa, *no prelo*), incluindo a influência dos processos atmosféricos na circulação hidrodinâmica (Camargo & Harari, 1994; Camargo, 1998); a análise estrutural e funcional do Complexo Estuarino de Paranaguá, englobando suas características físicas, químicas e biológicas (Lana *et al.*, *no prelo*).

## Objetivos

Este trabalho objetivou caracterizar a dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão (*MPS*) nas baías de Antonina e Paranaguá, nas estações seca (meses de inverno) e chuvosa (meses de verão).

Mais especificamente visou-se:

- Quantificar o aporte de água doce e de *MPS* para as baías de Antonina e Paranaguá.
- Analisar as variações temporais e espaciais da estrutura termo-halina, da circulação e da distribuição de *MPS* nas baías de Antonina e Paranaguá.
- Determinar a importância relativa entre as principais funções motrizes do sistema no condicionamento de sua dinâmica hídrica e sedimentar.

## Temas abordados

No Capítulo 1 apresenta-se a quantificação do aporte de água doce e material particulado em suspensão (*MPS*) dos principais rios que compõem a bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá nas estações seca (inverno 1997) e chuvosa (verão 1998), enfatizando-se as diferenças no comportamento do sistema entre estes dois períodos.

No Capítulo 2, com base nas propriedades medidas numa seção transversal localizada na Baía de Paranaguá (em frente ao Porto de Paranaguá), realizaram-se a classificação, a análise da estratificação e da importância dos mecanismos de circulação e mistura no transporte de água, sal e *MPS*, comparando-se as diferenças entre os dois períodos de medição (inverno e verão) e entre os ciclos de sizígia e quadratura.

Analisa-se também a distribuição de propriedades (salinidade, temperatura, *MPS*) ao longo do eixo longitudinal das baías de Antonina e Paranaguá e a sua variabilidade em curta escala de tempo, durante as distintas condições de maré (estofas, enchente e vazante), e sazonal, em função de diferentes intensidades de aporte de água doce (inverno e verão). Além disso, discutem-se alguns fatores que condicionam a zona de máxima turbidez estuarina (*ZMT*) e a sua variação espacial.

---

# Capítulo 1

## **Variação Sazonal do Aporte de Água Doce e do Material Particulado em Suspensão da Bacia de Drenagem das Baías de Antonina e Paranaguá**

---

*“Que necessidade tem a natureza de pensamentos e preocupações? Na natureza todas as coisas retornam à origem comum e se distribuem pelos diferentes caminhos. Através de uma ação os frutos de uma centena de pensamentos se realizam. Que necessidade tem a natureza de pensamentos, de preocupações?”*

*I Ching*

## 1.1. Introdução

Um sistema fluvial é formado por três partes: (i) a bacia de drenagem, que representa uma área fonte de água doce e sedimento, (ii) o canal principal do rio, onde ocorre efetivamente o transporte e (iii) os canais, leques e deltas aluviais, que atuam como zonas de deposição de sedimentos (Schumm, 1977 *apud* Lane *et al.*, 1997).

A quantidade de água captada pelo escoamento superficial na bacia de drenagem, conjuntamente com o fluxo de água intersticial e subterrânea, determina a intensidade de vazão ou descarga de um rio (Mosley & McKerchar, 1992; Tucci, 1993a). Desta forma, num determinado instante de tempo e local da bacia de drenagem, a vazão de um rio reflete a integração de todos os processos hidrológicos (precipitação, interceptação, infiltração e evapotranspiração) e de armazenamento de água (*e.g.* em lagos, aquíferos, umidade do solo), que ocorrem acima do ponto de medição (Mosley & McKerchar, 1992).

Em seu deslocamento pela bacia de drenagem, a água carrega diversos constituintes dissolvidos e particulados em suspensão. A quantidade de carga transportada em um rio depende de diversas características de sua bacia de drenagem como: a área e o tipo de cobertura vegetal, a topografia, a geologia, o uso da terra (agricultura, desmatamentos, cidades) e o clima da região (Maidment, 1992; Tucci, 1993b; Lane *et al.*, 1997). Desta forma, a mensuração do aporte de *MPS* apresenta importância fundamental para a determinação da intensidade de erosão ou assoreamento em reservatórios e canais de drenagem e na análise da qualidade da água e de desequilíbrios ambientais (Nagashima *et al.*, 1996; Lane *et al.*, 1997; Okawa *et al.*, 1997).

O acompanhamento da vazão e da carga sólida em suspensão dos principais rios que compõem a bacia de drenagem do Complexo Estuarino de Paranaguá tem sido realizado principalmente por órgãos governamentais, visando o planejamento de reservatórios e usinas hidroelétricas (COPEL) e o controle de enchentes e da qualidade da água para a captação e recreação (DNAEE, IAPAR, IPARDES, SUDERHSA).

Apesar do controle exercido pelo aporte de água doce e de *MPS* nos mecanismos de circulação, estratificação e sedimentação dos sistemas estuarinos (Dyer, 1986), poucos estudos quantificaram estes aportes analisando a sua variabilidade espacial e temporal e/ou a sua influência na circulação do estuário de Paranaguá (Bigarella *et al.*, 1978; Knoppers *et al.*, 1987). Neste capítulo, caracteriza-se o aporte de água doce e de *MPS* e a contribuição relativa

dos principais rios da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá nos períodos de inverno e de verão, com diferentes intensidades de precipitação.

## 1.2. A bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá

O Complexo Estuarino de Paranaguá localiza-se na planície costeira do estado do Paraná e encontra-se circundado pelas planícies marginais (altitudes de 0 a 100 m), interrompidas por morros cristalinos (100 a > 500 m), e pelas escarpas abruptas subsequentes da Serra do Mar, com altitudes superiores a 1000 m, que separam a região litorânea do Primeiro Planalto Paranaense (Angulo, 1992; Licht *et al.*, 1997). Esta região costeira é composta basicamente por rochas arqueanas e proterozóicas (granulitos, migmatitos, gnaisses, xistos magnesianos, formações ferríferas) e por depósitos holocênicos de origem marinha e fluvial (Licht *et al.*, 1997).

Na região costeira do estado do Paraná, encontra-se a maior área de mata nativa do Paraná e uma das áreas mais preservadas da Mata Atlântica Brasileira (IPARDES, 1989; Lima *et al.*, 1998). Encontram-se ainda extensas áreas de manguezais nas várzeas dos canais de maré que circundam o estuário. Estes ambientes apresentam diversas áreas protegidas por lei, como *e.g.*, o Parque do Marumbi, a Estação Ecológica de Guaraqueçaba, a Área de Proteção Ambiental de Guaraqueçaba (*Reserva da Biosfera*), o Parque Nacional de Superagui (*Preservação Permanente*) e a área de interesse ecológico das Ilhas de Pinheiros e Pinheirinho (Blankensteyn *et al.*, 1995). Um levantamento feito por Andriquetto (1995), com base em imagens de satélite de 1990, mostrou que as regiões mais preservadas situam-se nas bacias de drenagem das baías de Pinheiros, Laranjeiras e Guaraqueçaba, onde a cobertura vegetal perfaz de 75 a 97,6% da área total, excetuando-se as bacias dos rios Guaraqueçaba e Tagaçaba, onde o percentual de desflorestamento é maior (entre 25 e 50%). Para a bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá o desflorestamento situa-se entre 25 e 50%, com exceções feitas à margem norte da baía (bacias do Amparo e do Faisqueira) onde a cobertura vegetal é alta (> 75%) e para a bacia do rio Sagrado, onde o percentual de desflorestamento é alto (entre 50 e 73,6%). A atividade agrícola é pouco expressiva na região, com menos de 4,2% da área da bacia litorânea cultivada (IPARDES, 1989) e a agropastoril moderada, com densidade inferior a 200 cabeças km<sup>-2</sup> na maior parte da região (Andriquetto, 1995). Pelo índice de qualidade ambiental, a qualidade das águas de alguns dos principais rios da bacia de

drenagem do Complexo Estuarino de Paranaguá (e.g. Cachoeira, Nhundiaquara, Nunes, Tagaçaba e Guaraqueçaba) foi classificada como boa à ótima, porém com níveis aceitáveis a ruins de coliformes fecais (análises efetuadas em 1986; IPARDES, 1989). A região do Complexo Estuarino de Paranaguá foi considerada uma área levemente degradada, mas que ainda mantém latente seu ecossistema natural (INPE, 1993 *apud* Martins, 1994).

O Complexo Estuarino de Paranaguá recebe a drenagem de aproximadamente 70% da área da bacia hidrográfica litorânea do estado do Paraná (Bacia Atlântica). Especificamente para as baías de Antonina e Paranaguá é drenado o aporte de água doce de uma área de 2188 km<sup>2</sup>, equivalente a 54% da área de drenagem do Complexo Estuarino de Paranaguá. A razão entre a área da bacia de drenagem e a área do corpo estuarino que recebe o aporte de água doce, corresponde a 0,18 para as baías das Laranjeiras e Pinheiros e a 0,12 para as baías de Antonina e Paranaguá, indicando que estas últimas sofrem uma maior influência do aporte de água doce continental <sup>1</sup>.

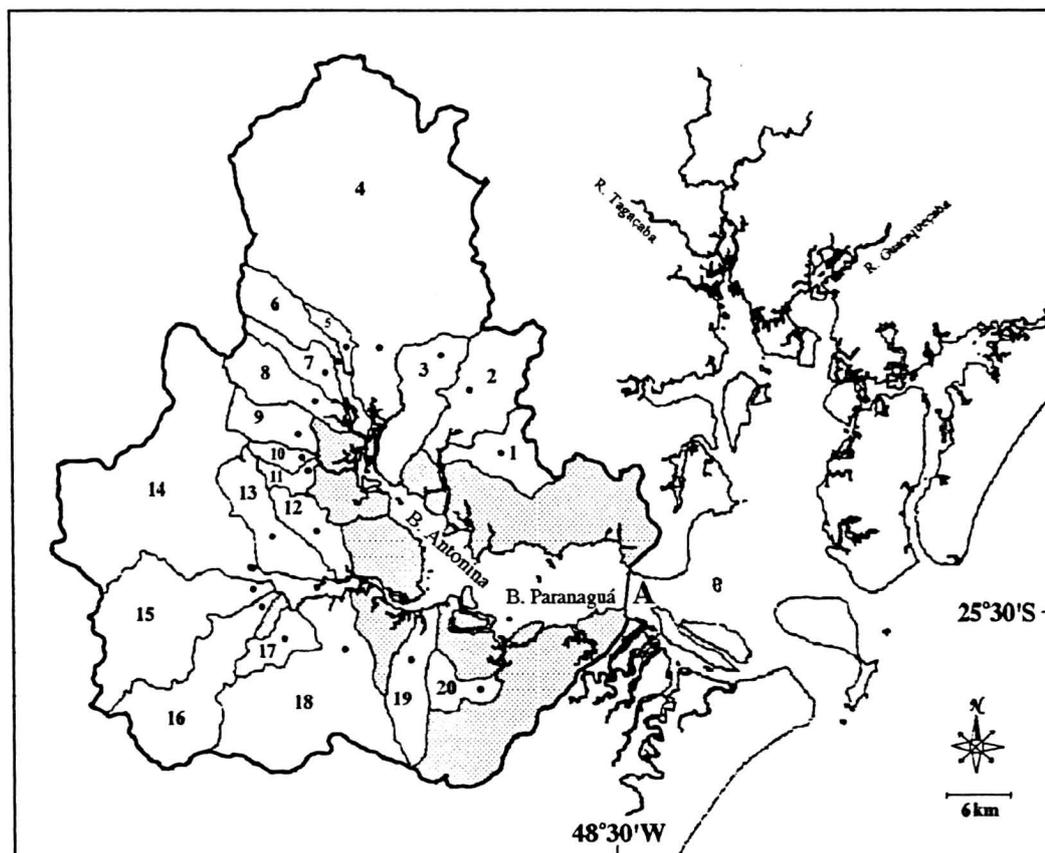
Neste estudo, analisaram-se somente os aportes de água e *MPS* que desembocam a montante da cidade de Paranaguá (seção A), correspondente a uma área de drenagem de aproximadamente 1.700 km<sup>2</sup> (linha grossa na Figura 1.1). Nesta região, duas principais sub-bacias hidrográficas podem ser identificadas: a sub-bacia da Baía de Antonina, que desemboca no eixo N-NW na cabeceira da Baía de Antonina, cujo principal rio é o Cachoeira, e a sub-bacia do Nhundiaquara, que deságua no eixo S-SW da Baía de Antonina, onde se destaca o rio Nhundiaquara (Bigarella *et al.*, 1978; Martin, 1992). Esta área de drenagem engloba os municípios de Antonina, Morretes e Paranaguá (PR, Brasil).

Os rios destas sub-bacias nascem nas encostas da Serra do Mar, em altitudes entre 100 e 1.900 m, com cotas da nascente superiores a 1.000 m para os principais rios. Constituem cursos perenes em função da elevada e regular precipitação da região, da freqüente condensação de umidade atmosférica que se infiltra no solo e da umidade permanente do manto de intemperismo que abastece o lençol freático (Bigarella *et al.*, 1978). Os pontos mais elevados situam-se nos divisores de drenagem da sub-bacia de Antonina (>1.800 m) (Soares *et al.*, 1997). A alta instabilidade natural verificada na região de serras e morros, decorrente de sua acentuada declividade (>45°), associada ao grande desnível entre o planalto e o nível do

---

<sup>1</sup> Para as baías das Laranjeiras e dos Pinheiros considerou-se uma área de superfície líquida de 342,5 km<sup>2</sup> e uma área de drenagem de 1.856,7 km<sup>2</sup> (incluindo as Ilhas de Superagui e das Peças) (cartas IBGE). Para as baías de Antonina e Paranaguá considerou-se uma área de 258,4 km<sup>2</sup> (até a desembocadura) e área total de drenagem de 2.187,8 km<sup>2</sup> (excluindo-se as ilhas) (cartas IBGE).

mar, conferem à estas bacias litorâneas um alto potencial erosivo (Angulo, 1992; Oka-Fiori & Canali, 1998). Com base neste potencial, há décadas alerta-se sobre as conseqüências do desmatamento na intensificação do deflúvio dos rios e dos deslizamentos nesta região (Bigarella *et al.*, 1978).



**Figura 1.1.** Localização do Complexo Estuarino de Paranaguá (PR, Brasil) com destaque para área de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá (linha grossa), até a região da cidade de Paranaguá (seção A). Delimitação das sub-bacias dos rios: (1) Cedro, (2) Faisqueira, (3) Cupiúva, (4) Cachoeira, (5) Venda, (6) Cacatu, (7) Meio, (8) Nunes, (9) Xaxim, (10) Curitibaíba, (11) Moura, (12) São Joãozinho, (13) Sapetanduva, (14) Nhundiaquara, (15) Marumbi, (16) Pinto, (17) Passa Sete, (18) Sagrado, (19) Jacareí e (20) Piedade. Os pontos no interior das sub-bacias representam o local de medição e a região pontilhada à área onde o aporte não foi diretamente quantificado.

### 1.3. Metodologia

#### 1.3.1. Medições de vazão e *MPS* nos rios da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá

Para a determinação da vazão e das concentrações de *MPS* da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá, adotaram-se três estratégias: 1) a análise de séries históricas,

2) a realização de coletas diárias de água nos principais rios e 3) medições das vazões e do *MPS* em 20 rios em duas campanhas “instantâneas”.

### 1) Séries temporais

Obtiveram-se, junto aos órgãos governamentais, séries históricas de vazão diária dos rios Cachoeira, Marumbi, Pinto (SUDERHSA) e Nhundiaquara (DNAEE). Estes valores provêm de curvas chaves (cota–vazão) e representam médias de duas observações diárias de nível. Obteveram-se também, junto a COPEL e ao IAPAR, séries históricas diárias dos parâmetros meteorológicos para as estações localizadas nas cidades de Paranaguá, Morretes e Antonina. A localização dos pontos de medição e os períodos totais de monitoramento de cada série temporal são relacionados na Tabela 1.1.

**Tabela 1.1.** Relação da latitude e longitude dos pontos de medição e dos períodos utilizados na análise das séries temporais diárias de vazão dos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto e dos parâmetros meteorológicos medidos nas cidades de Paranaguá, Morretes e Antonina. Onde:  $a_m$  representa a área a montante do ponto de medição ( $\text{km}^2$ ) e  $A_T$  ( $\text{km}^2$ ) corresponde à área total de drenagem do rio.

Rio	Período	latitude S / longitude W	$a_m$	$a_m/A_T$	Fonte
Cachoeira	01/05/93 a 31/05/98	25° 15' 00" / 48° 45' 00"	180	0,41	SUDERHSA
Nhundiaquara	01/01/40 a 30/04/98*	25° 28' 00" / 48° 50' 50"	210	0,94	DNAEE
Marumbi	01/01/76 a 30/04/98	25° 29' 00" / 48° 50' 00"	53	0,49	SUDERHSA
Pinto	01/01/76 a 30/04/98**	25° 31' 00" / 48° 50' 00"	66	0,82	SUDERHSA
Paranaguá	1961-1982	25° 31' 00" / 48° 31' 00"	-	-	IAPAR-COPEL
Morretes	1966-1997*	25° 30' 00" / 48° 49' 00"	-	-	IAPAR-COPEL
Antonina	1978-1997**	25° 13' 00" / 48° 48' 00"	-	-	IAPAR-COPEL

exceto: \*1995; \*\*1981; \*1987; \*\*1979 e 1996

### 2) Coletas diárias de água nos rios

No inverno de 1997 (16/07 a 19/09/97) e no verão de 1998 (09/01 a 01/04/98), foram coletadas diariamente amostras de água da superfície (500 ml; 1 amostra) nos rios Cachoeira (Ponte da BR 340, a  $0,84A_T$ ), Nhundiaquara (Ponte PR 408, a  $0,94A_T$ ) e Marumbi (Ponte da PR 408, a  $0,98A_T$ ), visando-se a quantificação do *MPS*. Estas amostras foram pegadas por moradores da região e armazenadas sob refrigeração, sendo resgatadas semanalmente. A coleta era feita preferencialmente no início da manhã ou final da tarde, quando são efetuadas as medições de nível dos rios. Devido ao grande número de amostras, analisou-se a concentração de *MPS* a cada dois dias, ou quando se percebia uma variação na coloração das mesmas. Possíveis variações na concentração de *MPS* em função do tempo de armazenamento das amostras sob refrigeração foram testadas, observando-se que a estocagem das amostras de água dos rios, por períodos de, no máximo, duas semanas, não representou um fator crítico

para a quantificação do *MPS* das águas fluviais (Apêndice 1). O material particulado em suspensão (*MPS*) foi quantificado pelo método gravimétrico (Strickland & Parsons, 1972), conforme descrito no item 1.3.2. A vazão (rios Cachoeira e Marumbi) e o *MPS* (rios Cachoeira, Marumbi e Nhundiaquara) eram medidos semanalmente para a aferição dos dados diários. Nestas ocasiões, a água para análise do *MPS* era coletada na superfície, em números de 1 a 3 amostras por rio, dependendo da extensão, coloração e grau de turbulência. Campanhas prévias (5 saídas) efetuadas nos rios Cachoeira, Nhundiaquara e Marumbi revelaram diferenças entre as réplicas de *MPS* inferiores a 10%. Nestas medições foram coletadas de 5 a 10 amostras de *MPS* em diferentes pontos ao longo de seções transversais aos canais destes rios, nos extratos de superfície e fundo. Com base nestes resultados, assumiu-se homogeneidade lateral e vertical da coluna d'água dos rios analisados, reduzindo-se o número de amostras.

### 3) Campanhas “instantâneas”

Para o estabelecimento da importância relativa dos principais rios da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá, no aporte de água e *MPS* para este sistema, realizaram-se duas campanhas de 2 a 3 dias, uma no inverno de 1997 e outra no verão de 1998. Nestas campanhas, foram quantificadas as descargas e as concentrações de *MPS* de 20 rios, que representam 80% de 1700 km<sup>2</sup>, correspondentes à área total de drenagem (até a seção A). Este percentual foi calculado considerando-se a área abaixo do ponto de medição dos 20 rios, para as quais a vazão foi extrapolada (ver Figura 1.1). Como a variação na precipitação durante os dias de amostragem foi pequena, assumiu-se que as condições de vazão também se mantiveram próximas, permitindo a comparação entre os rios.

Nas campanhas instantâneas e nas medições semanais, as vazões foram estimadas a partir de medições de velocidade e área efetuadas em seções transversais aos canais dos rios visitados. Para a determinação da batimetria das seções dos rios maiores (largura > 10 m), mediu-se a profundidade em espaçamentos horizontais de 1 em 1 m e, para os rios menores, em 3 a 5 pontos, dependendo da complexidade morfológica e extensão de cada rio. A velocidade de corrente foi medida com uso de correntômetro (Sensordata, SD-30), adotando-se espaçamentos entre as medições de 2 em 2 m nos rios maiores e, para os rios menores, uma medição em cada região batimétrica. A velocidade média num perfil vertical  $i$  ( $vr_i$ ) foi estimada como sendo 0,86 da velocidade medida na superfície, assumindo-se um perfil logarítmico genérico (Mosley & McKerchar, 1992).

As vazões foram calculadas através do método velocidade-área, assumindo que a velocidade média no perfil  $i$  ( $vr_i$ ,  $m\ s^{-1}$ ), representa a velocidade média na área compreendida entre a metade da distância entre o perfil  $i$  e o perfil  $(i - 1)$  até a metade da distância entre o perfil  $i$  e o perfil  $(i + 1)$ . Desta forma, a vazão em cada segmento ( $qr_i$ ) foi calculada como

(Mosley & McKerchar, 1992):  $qr_i = vr_i \cdot \left( \frac{(b_{i+1} - b_{i-1})}{2} \right) \cdot hr_i$ , onde  $b_i$  corresponde à distância

horizontal (m) do perfil  $i$  em relação à margem do rio e  $hr_i$ , à profundidade (m) medida no perfil  $i$ , com  $i = 0$  na margem esquerda e  $i = m$  na margem direita do rio. Assumiu-se variação linear para a profundidade entre dois pontos conhecidos. A descarga ou vazão total ( $Q_r$ ,  $m^3\ s^{-1}$ ), acima da seção de medição, corresponde à soma das vazões obtidas em cada segmento,

expressa por:  $Q_r = \sum_{i=1}^{m-1} qr_i$ , onde  $i = 0, 1, 2...m$ . A estimativa da vazão para a área total de

drenagem de cada rio foi realizada com base na seguinte proporção (Kjerfve, 1990):

$Q_T = Q_r A_T / (A_T - a_a)$ , onde  $Q_T$  representa a vazão total ( $m^3\ s^{-1}$ ) até a desembocadura do rio;

$Q_r$ , a vazão a montante da seção de medição ( $m^3\ s^{-1}$ ),  $A_T$ , a área total da bacia de drenagem

considerada ( $m^2$ ) e  $a_a$ , a área a jusante da seção de medição ( $m^2$ ). Esta relação assume que a

intensidade dos processos de precipitação, evapotranspiração, infiltração e armazenamento,

verificados na área acima da seção de medição, é proporcional aquela que ocorre na área

abaixo da seção de medição (Kjerfve, 1990; Miranda, 1996).

A massa total de *MPS* descarregado por unidade de tempo ( $Q_s$ , em  $g\ s^{-1}$ ) foi estimada pela relação:  $Q_s = Q_T C$ , onde  $C$  é a concentração de *MPS* ( $g\ m^{-3}$ ) e  $Q_T$  a vazão total ( $m^3\ s^{-1}$ ) na área  $A_T$  ( $km^2$ ) de cada rio analisado. O fluxo diário de *MPS* ( $kg\ km^{-2}\ dia^{-1}$ ) representa a carga diária de *MPS* ( $kg\ dia^{-1}$ ) relativizada pela área da bacia de drenagem ( $Q_s/A_T$ ) (Kjerfve & McKellar, 1980; Thomann & Mueller, 1987; Shen & Julien, 1992).

### 1.3.2. Quantificação gravimétrica do material particulado em suspensão (*MPS*)

Quantificou-se o *MPS* ( $mg\ l^{-1}$ ) das águas fluviais e estuarinas pelo método gravimétrico (Strickland & Parsons, 1972). Neste método, a quantidade de material em suspensão ( $mg$ ) é estimada pela diferença de peso entre o filtro limpo e seco e o filtro seco após a filtração de um volume conhecido de amostra ( $ml$ ). Antes da filtração, as amostras de água foram homogeneizadas com movimentos circulares (Kjerfve, 1990). Após a filtração,

os filtros foram borrifados com água destilada para a eliminação dos sais. Os filtros limpos e com amostra sofreram os mesmos processos de: (1) secagem em estufa à 65 graus, durante três horas ou até atingirem peso constante, (2) armazenamento, em dessecador até a estabilização do peso e (3) pesagem, em balança analítica, com precisão de  $10^{-5}$  g. Quatro filtros brancos foram utilizados para correção das variações de peso em função da umidade, os quais eram pesados no início e no final de cada bateria de dez filtros (limpos ou com amostra). Utilizaram-se filtros de fibra de vidro Whatman *GF/F* (Cat. n°1825 047), com diâmetro de 47 mm e capacidade de retenção de partículas maiores do que 0,7  $\mu\text{m}$ , (especificações do fabricante), não ficando retidas partículas de argila fina, muito fina e colóides.

### 1.3.3. Análise das séries temporais

Para análise de séries temporais que apresentam um padrão oscilatório empregou-se a análise espectral (Análise de Fourier), que permite a representação matemática de uma série temporal discreta (com intervalo amostral constante) através de uma combinação linear (soma) de funções periódicas sinusoidais e cossenoidais (Série de Fourier) (Bloomfield, 1976). A análise espectral identifica as correlações das funções seno e coseno de diferentes frequências com os dados observados e, se uma alta correlação for identificada existe uma forte periodicidade (componentes harmônicos) na frequência considerada. Desta forma, a análise de Fourier consiste na determinação dos coeficientes seno e coseno para cada componente harmônico da série de Fourier, a partir dos quais pode ser estimada a amplitude, como:  $A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ , onde  $A_n$  corresponde à amplitude do n-ésimo harmônico e,  $a_n$  e  $b_n$ , representam, respectivamente, os coeficientes de Fourier das funções coseno e seno (Bloomfield, 1976). O comprimento de onda de uma função seno ou coseno pode ser expresso em número de ciclos por uma determinada unidade de tempo, ou seja, a frequência cíclica ( $f$ ). O comprimento de tempo necessário para completar um ciclo completo, corresponde ao período:  $T_s = 1/f$  (StatSoft, Inc., 1996).

O resultado desta análise pode ser expresso de forma gráfica exibindo-se os valores do periodograma ( $PG_n$ ) contra o período (Box & Jenkins, 1976; StatSoft, Inc., 1996):

$$PG_n = \frac{N}{2}(a_n^2 + b_n^2) = \frac{N}{2}(A_n)^2, \text{ onde } N \text{ equivale ao número total de observações da série}$$

(pontos) e  $n$ , ao número do componente harmônico, sendo  $0 \leq n \leq N/2$ . Os valores do periodograma podem ser interpretados em termos de variância (soma dos quadrados) das medições em uma determinada frequência ou período, tendo unidade de amplitude ao quadrado. Quanto maiores forem os valores de  $PG_n$ , maior será a energia (amplitude da onda) naquela frequência ou período analisado. Previamente à realização da análise de Fourier calculou-se a variância amostral para testar se a série era um ruído branco ( $c_0^{aa} \cong 0$ ) e extraiu-se a média e a tendência da série (StatSoft, Inc., 1996).

A função de autocovariância foi usada também para identificar a correlação entre valores próximos em uma série temporal, ou seja a sua “memória”, uma vez que os valores de  $P_t$  podem ser dependentes dos valores que o antecedem:  $P_{t-1}, P_{t-2}, \dots, P_{t-d}$ . A função de autocovariância amostral ( $c_d^{aa}$ ) e a função de autocorrelação amostral ( $r_d^{aa}$ ) são calculados por (Salas, 1992):

$$c_d^{aa} = \left( \frac{1}{N} \right) \sum_{t=1}^{N-d} (P_{t+d} - \bar{P})(P_t - \bar{P}) \quad \text{e} \quad r_d^{aa} = \frac{c_d^{aa}}{c_0^{aa}}, \quad \text{com } d \geq 0.$$

A função de covariância cruzada ( $c_d^{ae}$ ) foi utilizada para estabelecer a correlação entre duas séries temporais (com mesmo intervalo amostral), adotando-se o período  $d$  de defasagem no tempo,

$$\text{conforme a equação (Salas, 1992): } c_d^{ae} = \left( \frac{1}{N} \right) \sum_{t=1}^{N-d} (P_{t+d}^{(a)} - \bar{P}^{(a)})(P_t^{(e)} - \bar{P}^{(e)}), \quad \text{com } d \geq 0.$$

Onde  $N$  representa o número total de observações;  $t$  os instantes de tempo, com  $t = 1, 2, \dots, N$ ; os índices  $a$  e  $e$  indicam, respectivamente, as séries “ $a$ ” e “ $e$ ”;  $\bar{P}$  representa o valor médio de todas as observações da respectiva série. O coeficiente de correlação cruzada amostral é dado por:

$$r_d^{ae} = \frac{c_d^{ae}}{(c_0^{aa} c_0^{ee})^{1/2}}.$$

O correlograma foi obtido pela construção do gráfico de  $r_d^{aa}$  contra  $d$  e o correlograma cruzado, de  $r_d^{ae}$  contra  $d$ . Estas análises foram desenvolvidas no aplicativo STATISTICA (StatSoft, Inc., 1996), sendo aplicadas às séries temporais de precipitação, evaporação, vazão e  $Q_s$ .

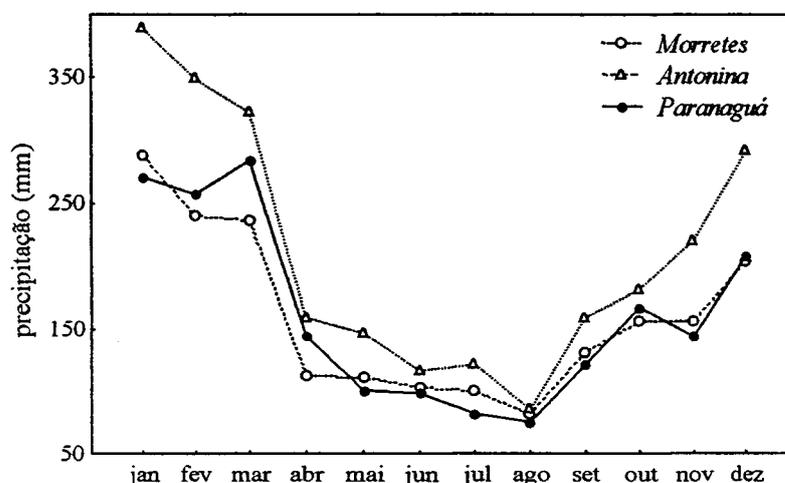
## 1.4. Resultados e discussão

### 1.4.1. Análise da precipitação, evaporação e descarga de água doce

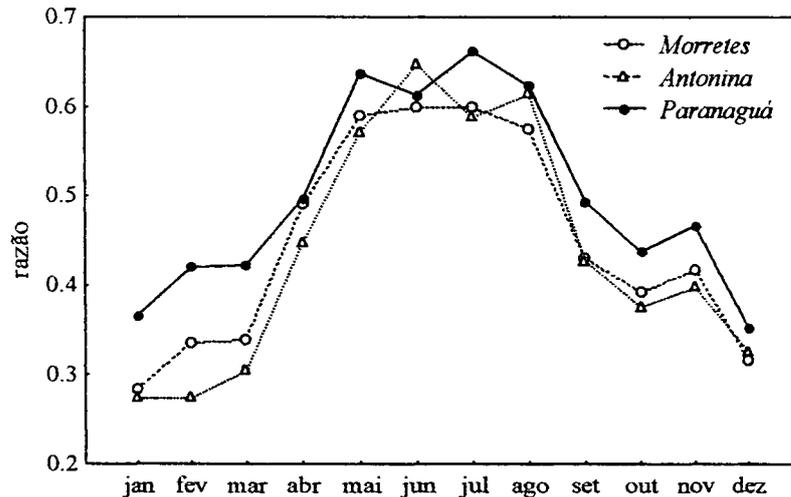
O clima na região litorânea (altitude inferior a 700 m) é do tipo *Cfa* da classificação de Köppen (subtropical úmido mesotérmico), o qual caracteriza-se por apresentar temperatura

média para o mês mais quente acima de 22 °C, temperatura média para o mês mais frio entre 18 °C e -3 °C e precipitação regular todos os meses do ano, sem estação seca (Angulo, 1992; Prata Jr., 1997; Soares *et al.*, 1997). A temperatura média anual na região varia entre 20,8 e 22°C (IPARDES, 1991 *apud* Soares *et al.*, 1997). Efeitos orográficos geram uma marcada variação espacial na intensidade de precipitação da região (Santos & Gomes, 1998), produzindo intensidades médias anuais relativamente inferiores na zona limite entre a Serra do Mar e o primeiro planalto (1500 a 2000 mm) e nas regiões baixas de planície (2000 mm) e valores mais elevados na zona montanhosa litorânea (2000 a > 2500 mm), sendo esta variabilidade aguçada no verão, conforme as isopletas apresentadas em SUDERHSA (1998). As médias anuais de precipitação e evaporação correspondem a: 2545 e 405 mm, em Antonina (1978-97), 1924 e 576 mm, em Morretes (1966-97) (séries históricas) e 2033 e 787 mm, em Paranaguá (1931-88; Martin, 1992). A maior média anual de precipitação (1975-94), superior a 3400 mm, tem sido reportada para a região próxima ao pico do Marumbi (estação Vêu da Noiva) (Bigarella *et al.*, 1978; Santos & Gomes, 1998).

As maiores precipitações ocorrem nos meses de verão e as menores no inverno nas três localidades analisadas (Antonina, Morretes e Paranaguá). Aproximadamente 40% do total de chuva anual ocorre nos três meses mais chuvosos (janeiro a março) e somente 15%, nos meses secos (junho a agosto) (Figura 1.2). Além disso, no verão, a precipitação média diária é cerca de 3 vezes superior à verificada no inverno e a ocorrência de dias sem chuva reduzida (< 40% do total), enquanto no inverno representa mais que 60% do período (Figura 1.3).

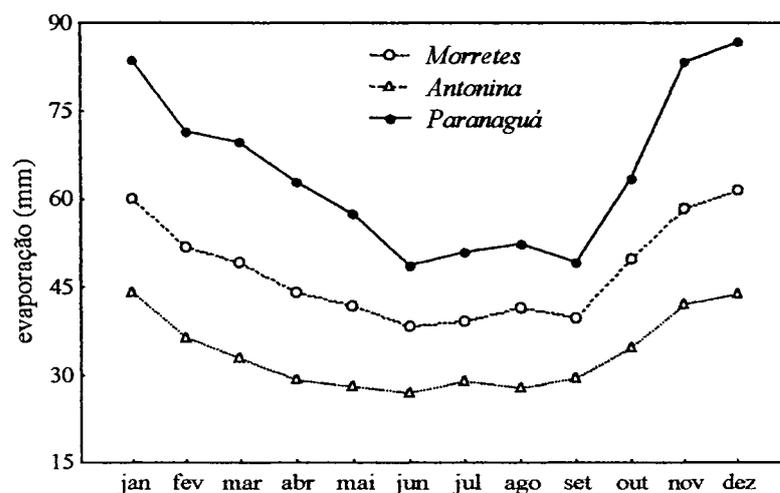


**Figura 1.2.** Precipitação total média mensal (mm) em Paranaguá (1961-82), Morretes (1966-97) e Antonina (1978-97).

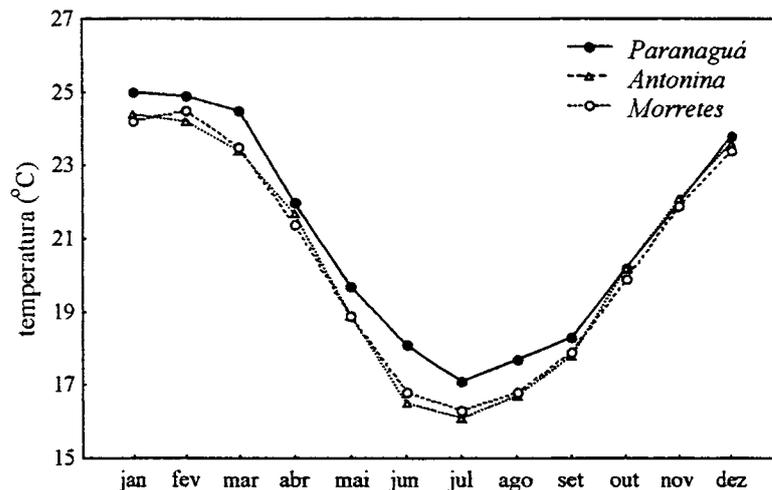


**Figura 1.3.** Médias mensais das razões entre o número de dias sem chuva e o número total de dias no mês em Paranaguá (1961-82), Morretes (1966-97) e Antonina (1978-97).

A maior evaporação direta ocorre nos meses mais quentes, de novembro a março, sendo esta reduzida nos meses de inverno. A maior evaporação média ocorre em Paranaguá, seguida por Morretes e Antonina (Figura 1.4). As relativamente maiores médias de temperaturas do ar, geralmente observadas em Paranaguá (Figura 1.5), podem explicar em parte os maiores valores de evaporação. Entretanto, diferenças locais em outros fatores condicionantes das taxas de evaporação direta (*e.g.* radiação, vento, pressão de vapor) também devem ser responsáveis por esta distinção (Shuttleworth, 1992; Tucci & Beltrame, 1993).

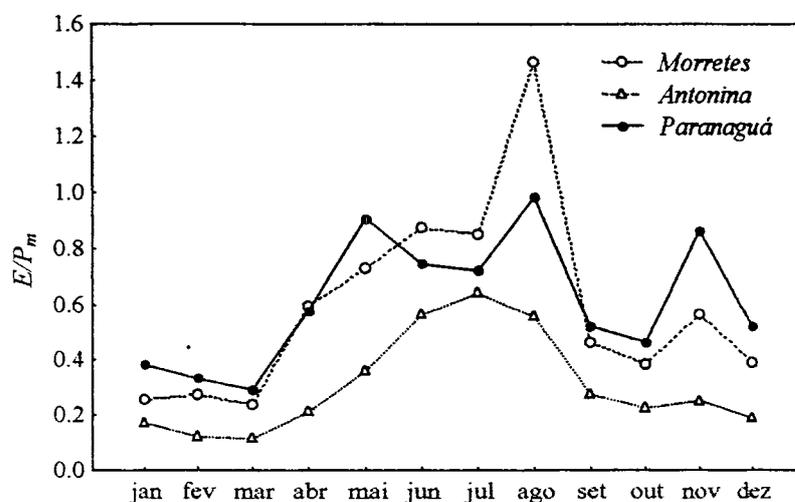


**Figura 1.4.** Evaporação total média mensal (mm) em Paranaguá (1931-88), Morretes (1966-97) e Antonina (1977-97).



**Figura 1.5.** Temperatura média mensal do ar (°C) em Paranaguá (1931-88) (valores extraídos de Martin, 1992), Morretes (1978-96) e Antonina (1978-96) (valores extraídos de Prata, Jr., 1997).

As menores razões  $E/P_m$  médias mensais, determinadas a partir das séries históricas, ocorrem nos meses de verão, sendo incrementadas em 2,8 a 4,5 vezes no inverno, quando apresentam uma maior variabilidade interanual (Figura 1.6). Embora a evaporação seja de 25 a 30% inferior no inverno com relação ao verão, períodos de seca prolongados, verificados em alguns anos, acarretaram altas razões  $E/P_m$  (e.g. máximo em Morretes de 16,89 em agosto de 1985). Considerando-se as três localidades analisadas, nos três meses mais chuvosos de verão (janeiro a março) a evaporação média representa de 10 a 40% da precipitação média, enquanto nos meses mais secos perfaz de 60 a 150%. Desta forma, a importância relativa da evaporação na redução do escoamento superficial é maior nos meses secos (Figura 1.6).



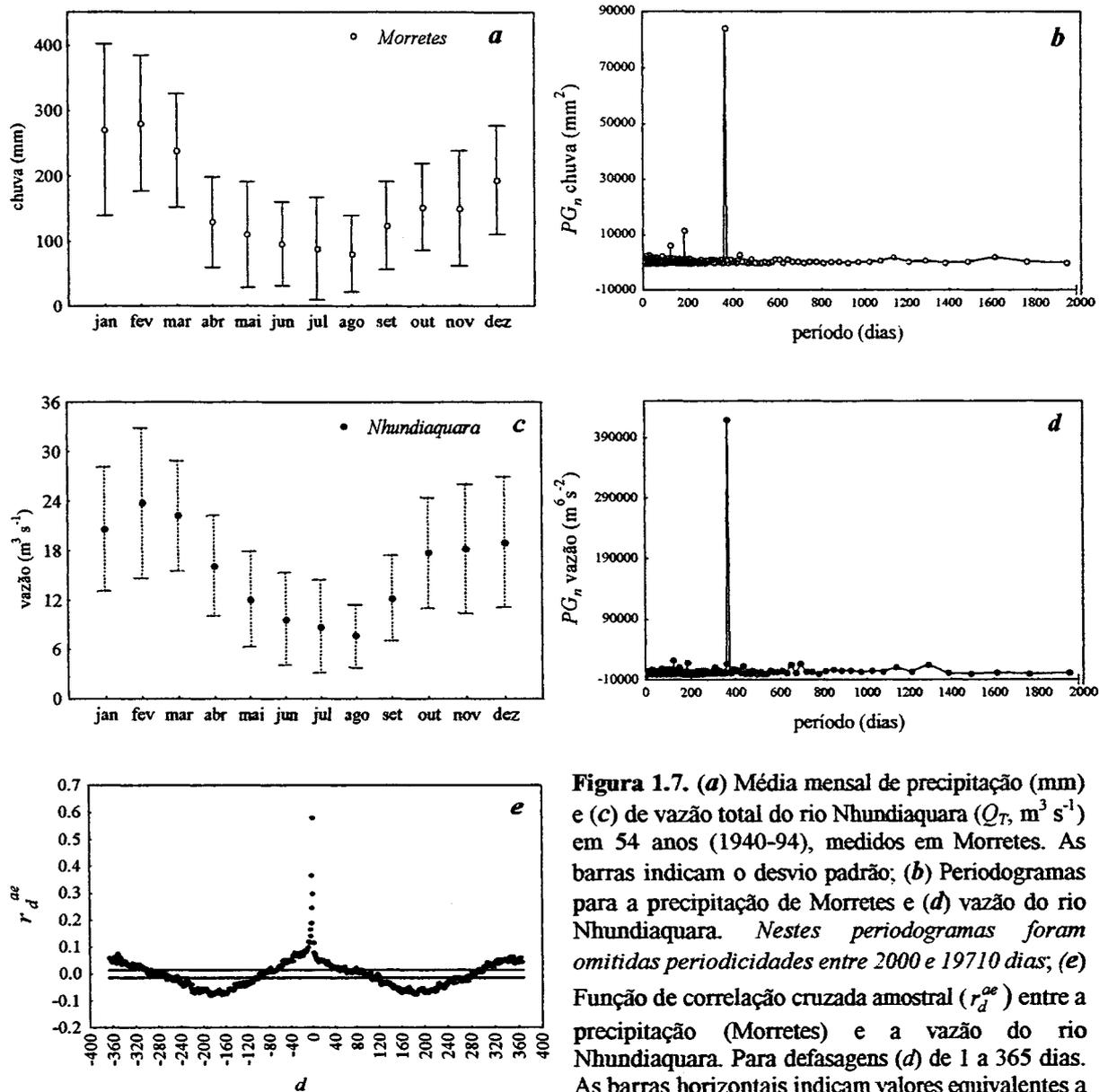
**Figura 1.6.** Taxa  $E/P_m$  (evaporação/ precipitação) média mensal em Paranaguá (1961-1982), Morretes (1966-1997) e Antonina (1978-1997).

Os valores de evaporação apresentados, foram obtidos de um atmômetro (Piché; IAPAR), cujo balanço energético pode diferir consideravelmente daquele observado em uma superfície líquida, solo descoberto ou áreas vegetadas. Nestas últimas, a transpiração da vegetação interfere grandemente na taxa de evapotranspiração real do sistema (Kjerfve, 1990; Tucci & Beltrame, 1993). Apesar disto, estes dados permitem uma análise comparativa da variação sazonal e espacial da evaporação.

Periodogramas construídos para as séries temporais de precipitação e evaporação em Morretes e Antonina mostraram que a maior energia se concentra nos ciclos anuais, revelando um claro padrão sazonal. Para a precipitação, identificaram-se oscilações de menor amplitude em períodos semestrais e quadrimestrais (*e.g.* Figura 1.7 b). Similarmente, Lopes (1997) encontrou uma nítida periodicidade anual para a temperatura do ar, a pressão atmosférica, a precipitação e a velocidade do vento medidos nas proximidades da desembocadura da Baía de Paranaguá e, excetuando-se o último parâmetro, distinguiu também um sinal semestral de menor amplitude.

A análise espectral das séries temporais de vazão diária de alguns dos principais rios da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá (*i.e.* Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto) evidenciou o caráter sazonal do aporte de água doce, exibindo oscilações de período anual com amplitudes muito superiores às demais. Oscilações com períodos quadrimestrais e semestrais apresentaram reduzida energia (*e.g.* Figura 1.7 d; para o rio Nhundiaquara). A marcada sazonalidade na precipitação condicionou um padrão similar nas vazões dos rios, conforme ilustrado para os valores médios mensais de chuva em Morretes e de vazão do rio Nhundiaquara (Figura 1.7 a, c) e para os valores médios mensais de vazão dos rios Cachoeira, Marumbi e Pinto (Figura 1.8 a, b).

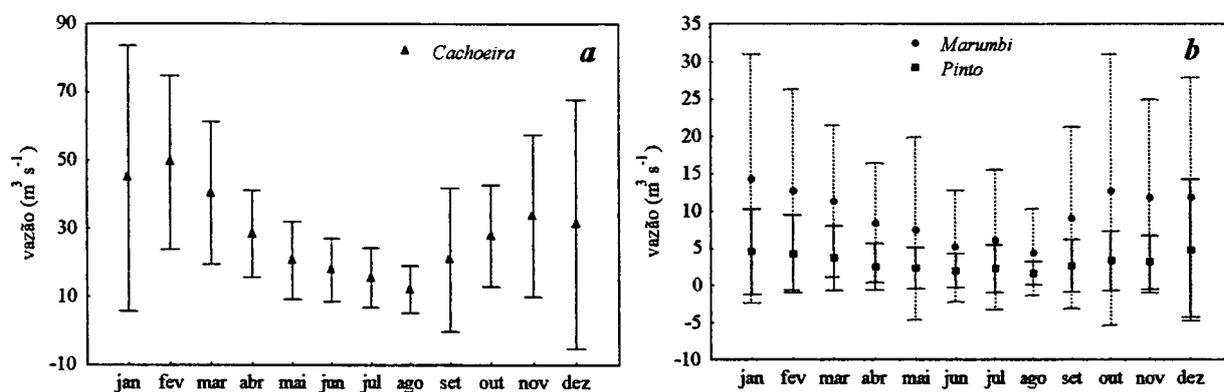
A maior correlação cruzada entre a chuva e a vazão destes quatro rios analisados ocorreu para o mesmo dia de medição das duas séries ( $d = 0$ ), com  $r_0^{\infty}$  entre 0,4 e 0,6, mostrando que o escoamento superficial apresenta uma resposta rápida com relação à precipitação. Os coeficientes de correlação ( $r_{1,2}^{\infty}$ ) entre a vazão e a precipitação de 1 a 2 dias anteriores foram superiores à metade do valor calculado para o dia 1 ( $d = 0$ ). Para defasagens superiores a 10 dias, as correlações tornaram-se bastante reduzidas (*e.g.* Figura 1.7 e; para o rio Nhundiaquara).



**Figura 1.7.** (a) Média mensal de precipitação (mm) e (c) de vazão total do rio Nhundiaquara ( $Q_T$ ,  $m^3 s^{-1}$ ) em 54 anos (1940-94), medidos em Morretes. As barras indicam o desvio padrão; (b) Periodogramas para a precipitação de Morretes e (d) vazão do rio Nhundiaquara. Nestes periodogramas foram omitidas periodicidades entre 2000 e 19710 dias; (e) Função de correlação cruzada amostral ( $r_d^{ae}$ ) entre a precipitação (Morretes) e a vazão do rio Nhundiaquara. Para defasagens ( $d$ ) de 1 a 365 dias. As barras horizontais indicam valores equivalentes a  $\pm$  duas vezes o erro padrão.

A utilização de dados pontuais de chuva, no lugar de valores integrados para toda a bacia de drenagem pode ter contribuído para esta baixa correlação. Além disso, embora a intensidade de chuva represente um importante condicionante da vazão, esta última depende de outros fatores como *e.g.*, as taxas de interceptação, de evapotranspiração, de infiltração, de percolação e de armazenamento na área de drenagem a montante do ponto de medição (Alonso *et al.*, 1992; Mosley & McKerchar, 1992). Apesar de ter sido estabelecida a correlação no domínio das frequências, não foi possível ajustar uma regressão linear entre a

chuva e a vazão, o que mostra a dependência da variação espacial e temporal da precipitação e a complexidade dos processos envolvidos no condicionamento da vazão.



**Figura 1.8.** Vazões médias mensais ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) dos rios Cachoeira (1993-97) (a), Marumbi e Pinto (1976-97) (b). Estas vazões correspondem à médias extrapoladas para toda a bacia de drenagem dos rios a partir dos valores observados acima do ponto de medição. As barras verticais indicam o desvio padrão.

A análise de autocorrelação mostrou que as séries de descarga apresentam “memórias” relativamente maiores que as de precipitação. Os valores de  $r_d^{aa}$  foram reduzidos à metade em relação aos calculados para o dia 1, em 3 a 6 dias (dependendo do rio considerado) para as séries de vazão e, em 1 dia, na análise da chuva, indicando que os rios se mantêm por mais tempo sob a influência dos níveis dos dias anteriores.

#### 1.4.2. Importância relativa entre os rios no aporte de água e MPS

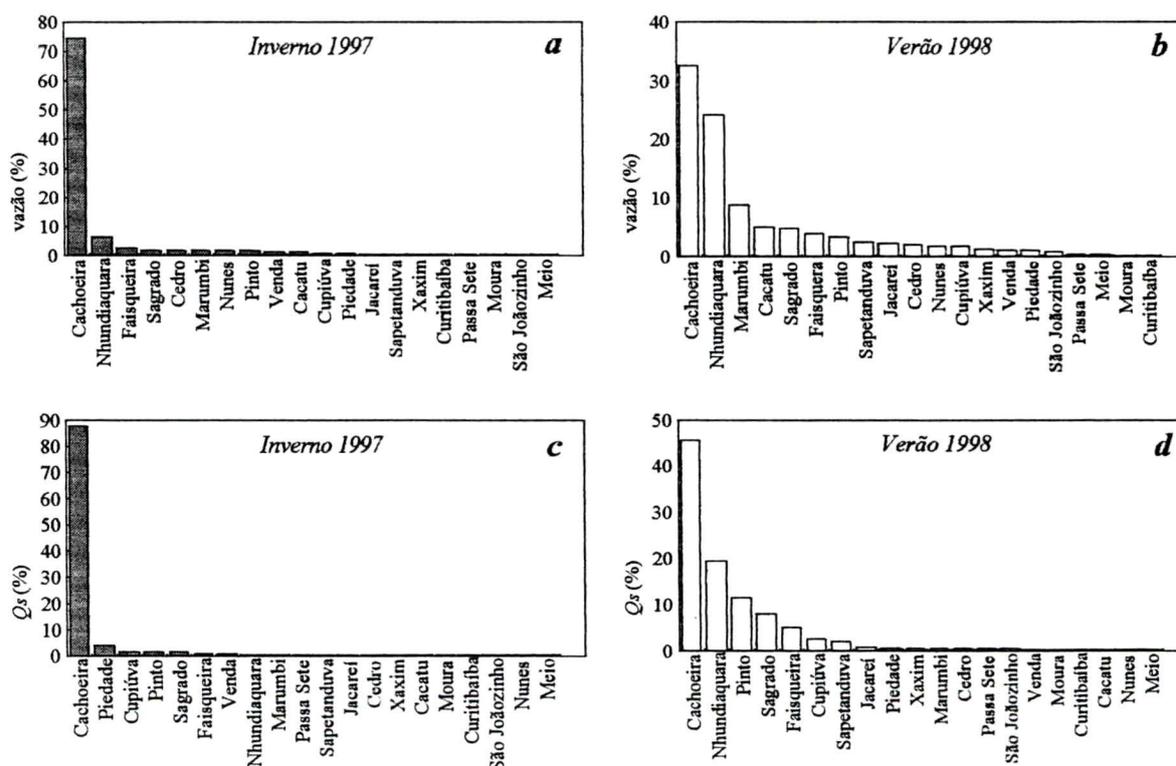
As duas campanhas “instantâneas” de medições de vazão e MPS permitiram uma primeira aproximação da representatividade relativa dos rios, em condições de baixo aporte de água doce (inverno 1997) e de elevado aporte (verão 1998). Durante os dias de medição no inverno, a evaporação foi cerca de 7 vezes superior à precipitação, gerando um balanço negativo, enquanto, no verão, representou menos que 12% da precipitação (Tabela 1.2). A deficiência hídrica, observada nos dias de amostragem no inverno, mostra que a manutenção do fluxo dos rios originou-se basicamente do estoque de água armazenado em períodos com excedente de água (Lanna, 1993). No verão, o excedente hídrico gerou a intensificação do aporte de água doce, verificando-se também um aumento na carga de MPS (Tabela 1.2).

**Tabela 1.2.** Aporte de água ( $m^3 s^{-1}$ ) e carga de MPS ( $Q_s, g s^{-1}$ ) integrado para os 20 rios amostrados e o fluxo médio de MPS ( $kg km^{-2} dia^{-1}$ ), obtidos nas campanhas do inverno de 1997 (dias 13, 15 e 16/08/97) e do verão de 1998 (dias 12 e 13/02/98).

	área ( $km^2$ )	vazão ( $m^3 s^{-1}$ )	$Q_s$ ( $g s^{-1}$ )	fluxo diário ( $kg km^{-2} dia^{-1}$ )	chuva (mm)	evaporação (mm)
<b>verão 1998</b>	1367,2	143,62	2354,51	89,02	83,05	9,2
	1699,8**	178,60	2927,30			
<b>inverno 1997</b>	1367,2	37,87	265,20	7,81	1,25	9,0
	1699,8**	47,10	329,70			
<b>verão/inverno</b>	<b>3,8</b>	<b>3,8</b>	<b>8,9</b>	<b>11,4</b>	<b>66,4</b>	<b>1,02</b>

\* somatória da chuva e evaporação nos dias de medição e nos 6 dias anteriores, sendo apresentada a média dos valores pontuais observados em Morretes e Antonina. \*\* extrapolação linear a partir dos valores obtidos na área de drenagem medida.

A descarga de água doce e a carga de MPS medidas nestas duas campanhas descrevem situações específicas, não podendo ser generalizadas para condições médias, em função de sua alta variabilidade temporal (ver item 1.4.3). Apesar disto, esta comparação permitiu uma primeira aproximação da representatividade relativa dos principais rios da bacia de drenagem estudada, em condições de elevado e reduzido aporte de água doce (Figura 1.9).



**Figura 1.9** (a) Percentual de descarga ( $Q_T, \%$ ) de cada rio amostrado, em relação a vazão total de todos os rios medidos, para o inverno de 1997 (campanhas dos dias 13, 15 e 16/08/97) e (b) para o verão 1998 (campanhas dos dias 12 e 13/02/98); (c) Percentual de carga de MPS ( $Q_s, \%$ ) de cada rio amostrado, em relação ao total carreado pelos 20 rios medidos no inverno de 1997 (campanhas dos dias 13, 15 e 16/08/97) e (d) no verão 1998 (campanhas dos dias 12/02 e 13/02/98).

O rio Cachoeira constituiu o principal aporte de água e *MPS* para a Baía de Paranaguá, especialmente durante o inverno (Figura 1.9). Neste período, as vazões dos rios Cachoeira e Nhundiaquara somaram 82% do total e somente o rio Cachoeira contribuiu com 88% da carga de *MPS* (Figuras 1.9 a, c).

Na quase ausência de precipitação, a vazão dos rios ( $< 3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) e a carga de *MPS* ( $Q_s$ ,  $< 12 \text{ g s}^{-1}$ ) foram extremamente reduzidas, excetuando-se o rio Cachoeira (Tabela 1.3). O rio Cachoeira provavelmente seja diferente dos demais com relação a sua capacidade de armazenamento, em função do maior tamanho de sua bacia de drenagem e do controle do fluxo exercido na barragem da Represa do Capivari (Usina hidroelétrica Parigot de Souza). Segundo Curcio *et al.* (1998), a vazão do rio Cachoeira dobrou após a diversão da descarga do rio Capivari para o mesmo.

**Tabela 1.3.** Dados de vazão ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), concentração de *MPS* ( $\text{mg l}^{-1}$ ), fluxo diário de *MPS* ( $\text{kg km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) e área total das bacias de drenagem ( $\text{km}^2$ ) dos principais rios que desembocam nas Baías de Antonina e Paranaguá (até a proximidade da cidade de Paranaguá), na campanha de inverno de 1997 (dias 13, 15 e 16/08/97).

rio	$Q_T (\text{m}^3 \text{ s}^{-1})$	<i>MPS</i> ( $\text{mg l}^{-1}$ )	$Q_s \text{ g s}^{-1}$	fluxo ( $\text{kg km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ )	área total ( $\text{km}^2$ )
Cachoeira	25,34	8,22	232,60	48,41	415,13
Nhundiaquara	2,36	0,72	1,80	0,69	223,93
Sagrado	0,40	4,63	3,54	2,25	136,03
Marumbi	0,69	1,24	0,87	0,69	107,93
Pinto	0,61	6,30	3,93	4,21	80,61
Faisqueira	0,50	2,34	2,58	3,83	58,17
Sapetanduva	0,11	2,47	0,48	0,95	43,91
Nunes	0,56	0,00	0,00	0,00	36,94
Cacatu	0,44	0,18	0,10	0,23	36,36
Jacareí	0,15	1,93	0,40	1,00	34,29
Rio do Cedro	0,44	0,44	0,30	0,84	31,46
Cupiúva	0,10	9,15	4,02	13,31	26,08
Xaxim	0,10	1,49	0,20	0,69	25,54
São Joãozinho	0,00	9,23	0,00	0,00	24,22
Passa Sete	0,03	14,23	0,71	2,94	20,79
Rio do Meio	0,00	0,00	0,00	0,00	19,80
Piedade	0,27	38,71	11,39	54,46	18,07
Moura	0,02	2,40	0,07	0,59	9,72
Curitibaíba	0,05	0,57	0,03	0,30	9,14
Rio da Venda	0,43	3,64	2,19	20,89	9,04

No verão, cresceu a contribuição dos demais rios no aporte de água doce (Tabela 1.4), especialmente dos rios Nhundiaquara e Marumbi, que juntamente com o rio Cachoeira representaram 66% da vazão total (Figura 1.9 b). Com relação à carga de *MPS*, os rios

Cachoeira, Nhundiaquara e Pinto foram os mais importantes neste período perfazendo 77% do aporte (Figura 1.9 d).

**Tabela 1.4.** Dados de vazão ( $m^3 s^{-1}$ ), concentração de *MPS* ( $mg l^{-1}$ ), fluxo diário de *MPS* ( $kg km^{-2} dia^{-1}$ ) e área total das bacias de drenagem ( $km^2$ ) dos principais rios que desembocam nas Baías de Antonina e Paranaguá (até a proximidade da cidade de Paranaguá), na campanha de verão de 1998 (dias 12 e 13/02/98).

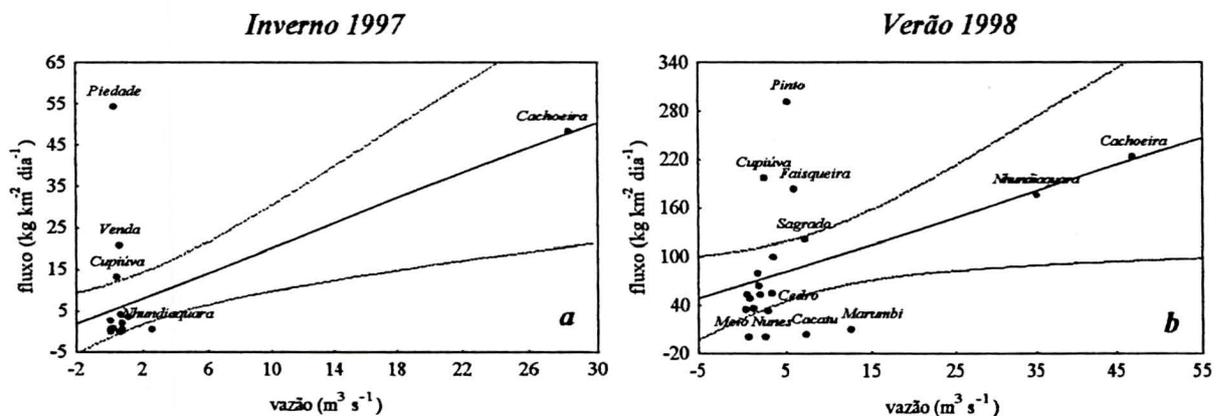
rio	$Q_T (m^3 s^{-1})$	<i>MPS</i> ( $mg l^{-1}$ )	$Q_s (g s^{-1})$	fluxo ( $kg km^{-2} dia^{-1}$ )	área total ( $km^2$ )
Cachoeira	46,85	22,94	1074,79	223,69	415,13
Nhundiaquara	34,95	13,09	457,51	176,52	223,93
Sagrado	7,15	40,98	191,62	121,71	136,03
Marumbi	12,46	1,15	14,28	11,43	107,93
Pinto	5,14	53,10	273,17	292,80	80,61
Faisqueira	5,82	22,88	123,50	183,43	58,17
Sapetanduva	3,53	14,48	51,12	100,59	43,91
Nunes	2,62	0,14	0,38	0,89	36,94
Cacatu	7,23	0,26	1,85	4,39	36,36
Jacareí	3,34	6,57	21,95	55,31	34,29
Rio do Cedro	2,92	4,16	12,18	33,44	31,46
Cupiúva	2,51	23,70	59,58	197,36	26,08
Xaxim	2,07	7,81	16,18	54,73	25,54
São Joãozinho	1,24	8,52	10,60	37,79	24,22
Passa Sete	0,82	14,66	11,98	49,81	20,79
Rio do Meio	0,61	0,48	0,30	1,29	19,80
Piedade	1,71	9,89	16,92	80,93	18,07
Moura	0,48	12,60	6,11	54,28	9,72
Curitibaíba	0,33	11,13	3,70	34,98	9,14
Rio da Venda	1,81	3,76	6,80	65,00	9,04

Segundo a classificação dos solos apresentada em Bigarella *et al.* (1978) e o grau erodibilidade descrito por Ross (1994 *apud* Santos, 1997), nas áreas mais altas das bacias de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá predominam os cambissolos (textura argilosa), de alta erodibilidade (classe 4)<sup>2</sup>. Nas porções medianas a jusante, os cambissolos encontram-se intercalados com solos podzólicos vermelho-amarelo (textura argilosa) e latossolo vermelho-amarelo (textura argilosa), de fragilidade média (classe 3) e, nas planícies de inundação dos rios e margens da Baía de Paranaguá, dominam os solos hidromórficos e de mangue, pouco suscetíveis à erosão. Na região da Serra do Mar e planície costeira, onde se encontra a bacia de drenagem em estudo, a capacidade de erosividade do solo em função da precipitação, foi classificada como alta a muito alta (Santos & Gomes, 1998).

A regressão entre o fluxo diário de *MPS* ( $kg km^{-2} dia^{-1}$ ) e as vazões dos rios ( $m^3 s^{-1}$ ), apesar da baixa correlação ( $r^2 < 0,3$ ), permitiu estabelecer uma comparação entre os rios

<sup>2</sup> Classes de fragilidades entre 1 (muito baixa) e 5 (muito alta) (Ross 1994 *apud* Santos, 1997).

medidos, determinando-se quais rios se encontravam fora do intervalo de confiança (95%) das retas ajustadas (Figura 1.10 a, b). Durante o inverno, os rios Piedade, Venda e Cupiúva apresentaram fluxos de *MPS* comparativamente elevados em relação às suas vazões. Já, no verão, fluxos elevados de *MPS* foram encontrados para os rios Pinto, Cupiúva, Faisqueira e Sagrado. Especificamente para o rio Piedade, pôde-se notar pela coloração da água no dia da coleta que esta se apresentava contaminada. É provável que o alto valor de *MPS* esteja associado à introdução excessiva de matéria orgânica, sendo quantificado no dia da amostragem um alto teor de amônio neste curso de água (E. C. Machado, *com. pess.*). Os rios Cupiúva, Faisqueira e da Venda constituem bacias adjacentes à do rio Cachoeira (ver Figura 1.1), encontrando-se numa região onde predominam os cambissolos, com alta suscetibilidade à erosão (Bigarella *et al.*, 1978; Santos, 1997), e com capacidade erosiva pela chuva maior que a da área de drenagem da margem sul da baía, conforme o mapa de isoerosividade apresentado em Santos & Gomes (1998). Além disso, são observadas diversas fazendas de criação de gado nos seus arredores, sendo reportada uma alta pressão pastoril na região, com densidade de 330 a 530 cabeças  $\text{km}^{-2}$  (bovinos e bubalinos) (Andriguetto, 1995).



**Figura 1.10.** Relação entre o fluxo diário de *MPS* ( $\text{kg km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) e a vazão ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) dos rios quantificados no inverno de 1997 ( $r^2 = 0,32$ ) (a) e no verão de 1998 ( $r^2 = 0,23$ ) (b), com os limites para o intervalo de confiança (95 %).

Quanto ao Rio do Pinto, o elevado fluxo diário de *MPS* tem sido associado à maior ocupação e desmatamentos verificados em sua bacia de drenagem, incentivados pela presença de cambissolo distrófico (Bigarella *et al.*, 1978), que sofre alta pressão agrícola (Andriguetto, 1995). Bigarella *et al.* (1978), analisando os dados de carga sólida de 1975 e 1976, apontaram que o fluxo diário médio do Rio do Pinto foi cerca de 4 vezes superior ao do rio Marumbi adjacente. Nas campanhas “instantâneas” de verão e de inverno, o fluxo diário do

Rio do Pinto foi, respectivamente, 25,6 e 6,1 vezes maior que o do rio Marumbi, que apresenta parte de sua bacia de drenagem protegida pelo Parque do Marumbi (Tabelas 1.3 e 1.4). Outro fator que deve contribuir significativamente para esta distinção é o fato do rio Marumbi apresentar afloramentos rochosos em 89% da área de sua bacia de drenagem, enquanto na bacia do Rio do Pinto, as rochas perfazem somente 8,7%, predominando os cambissolos (87%), de alta suscetibilidade à erosão (percentuais extraídos de CEHPAR-PROJETO HG77, 1995). Quanto ao rio Sagrado, foi identificado em sua bacia o maior percentual de desflorestamento dentro da bacia de drenagem analisada (entre 50 e 73,6%) (Andriguetto, 1995).

Por outro lado, durante o verão, os rios do Cedro, Cacatu, Nunes, do Meio e Marumbi apresentaram fluxo diário de *MPS* reduzidos em relação à sua vazão. Estes rios nascem e atravessam parte de seu percurso em áreas de afloramento rochoso (segundo o mapa de solos de Bigarella *et al.*, 1978), com alta resistência à erosão (Licht *et al.*, 1997), o que pode contribuir para os baixos valores de *MPS*, apesar da alta cota de suas nascentes (700-1400 m). Além disso, suas porções mais íngremes encontram-se em regiões de Mata Atlântica, conforme pode ser observado em imagens de satélite da região. Já na bacia do rio Nhundiaquara, apesar do predomínio de rochas (68%), os cambissolos (23,2%) e latossolos vermelho-amarelo (5,8%) também são importantes (percentuais extraídos de CEHPAR-PROJETO HG77, 1995), e a ocupação em sua bacia de drenagem é comparativamente maior (imagens de satélite).

#### **1.4.3. Aporte de água doce no inverno 1997 e no verão 1998**

Nos meses de inverno de 1997, as precipitações foram superiores às médias históricas em 1,08 a 1,32 vezes, em Morretes, e de 1,22 a 1,74 vezes, em Antonina, excetuando-se o mês de julho, que representou somente 50% do valor médio e, nos meses de verão de 1998, em 1,04 a 1,60 e 1,20 a 1,34 vezes, respectivamente em Morretes e Antonina. Em meados de 1997 e início de 1998 ocorreu um fenômeno “*El Niño*” de alta intensidade (INFOCLIMA INPE). Anomalias positivas de precipitação foram observadas no litoral do Estado do Paraná nos meses de inverno de 1997 (junho, agosto e setembro) e verão de 1998 (dezembro a março), excetuando-se mês de julho de 1997 quando as anomalias foram negativas<sup>3</sup>, similarmente ao

---

<sup>3</sup> El Niño, evolução das chuvas no Brasil 1997; <http://yabae.cptec.inpe.br/products/elniño/inmet.html>

encontrado na comparação da precipitação com as médias históricas. No inverno, as vazões médias dos rios Nhundiaquara, Pinto e Marumbi foram 20 a 40% inferiores às médias históricas e, no verão, excederam as mesmas em 30 a 80%, exceção feita ao rio Cachoeira que se manteve próximo à sua média histórica nos dois períodos (ver Tabela 1.6).

No verão de 1998, o total de precipitação, as suas intensidades média e máxima diária, a sua frequência de ocorrência e a sua variabilidade (maior desvio padrão) foram maiores que no inverno. A precipitação total triplicou no verão e a evaporação potencial foi 50% maior, gerando uma relação entre o excedente hídrico do verão e do inverno de aproximadamente 3,5 (Tabela 1.5). No verão, a relação  $E/P_p$ , com base na precipitação e evaporação totais no período, foi de 0,12 e 0,08, respectivamente em Morretes e Antonina, sendo estas taxas duplicadas durante o inverno. No inverno, os dias secos perfizeram aproximadamente 70% do total, enquanto, no verão, a precipitação foi nula em somente 20% do tempo.

**Tabela 1.5.** Precipitação (mm) e evaporação (mm) médias diárias, seus desvios padrão (*s*), mínimos e máximos diários nos períodos de inverno de 1997 (21/06 a 22/09) e de verão de 1998 (21/12 a 19/03), nas cidades de Morretes e Antonina. O excedente hídrico (excedente, mm) foi calculado como a diferença entre a precipitação e evaporação total (soma) nos períodos analisados\*.

	<i>N</i>	média	<i>s</i>	soma	mínimo	máximo	excedente
<i>chuva Morretes (verão 1998)</i>	89	12,2	17,0	1088,3	0,0	73,5	959,2
<i>chuva Morretes (inverno 1997)</i>	94	3,7	9,6	343,7	0,0	54,0	257,4
<b>razão</b>		<b>3,3</b>	<b>1,8</b>	<b>3,2</b>		<b>1,4</b>	<b>3,7</b>
<i>evaporação Morretes (verão 1998)</i>	89	1,5	1,0	129,1	0,0	4,2	
<i>evaporação Morretes (inverno 1997)</i>	94	0,9	0,7	86,3	0,0	3,4	
<b>razão</b>		<b>1,6</b>	<b>1,4</b>	<b>1,5</b>		<b>1,2</b>	
<i>chuva Antonina (verão 1998)</i>	89	16,2	25,4	1440,5	0,0	134,0	1325,8
<i>chuva Antonina (inverno 1997)</i>	94	4,9	12,1	461,0	0,0	63,6	388,5
<b>razão</b>		<b>3,3</b>	<b>2,1</b>	<b>3,1</b>		<b>2,1</b>	<b>3,4</b>
<i>evaporação Antonina (verão 1998)</i>	89	1,3	0,8	114,7	0,2	4,0	
<i>evaporação Antonina (inverno 1997)</i>	94	0,8	0,6	72,5	0,1	3,0	
<b>razão</b>		<b>1,7</b>	<b>1,3</b>	<b>1,6</b>	<b>2,0</b>	<b>1,3</b>	

\*Dados meteorológicos gentilmente cedidos pela COPEL e LAPAR (PR).

As vazões dos rios Cachoeira e Marumbi, quantificadas semanalmente, não foram apresentadas porque sofreram influência do sinal da maré, sendo usadas as vazões diárias das séries temporais obtidas a montante dos pontos citados (item 1.3.1). Com base nestas últimas, calculou-se que o volume total de água doce aportado pelos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto foi 3,6 vezes superior no verão em relação ao inverno, correspondendo a um aumento similar ao verificado na comparação do excedente hídrico entre os dois períodos (Tabelas 1.5 e 1.6).

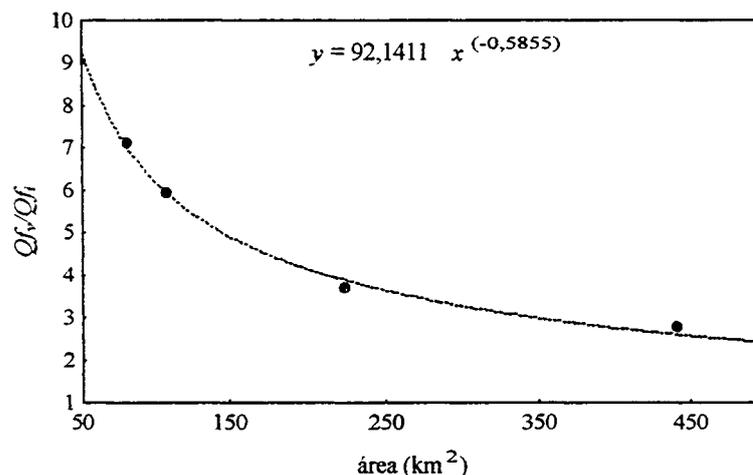
Quanto maior a área drenada, maior foi a descarga dos rios, mas o aumento nas vazões não seguiu a mesma proporcionalidade do incremento na área. No inverno, a razão entre a vazão média e a área drenada tendeu a ser maior nos rios de maior bacia de drenagem, enquanto no verão, ocorreu o inverso (Tabela 1.6). O incremento observado na vazão do verão com relação à descarga do inverno (taxa  $Q_f/Q_i$ ) foi mais acentuado para os rios com menor área de drenagem (Figura 1.11), o que deve estar relacionado às diferenças na capacidade de armazenamento de água e evapotranspiração destas bacias.

**Tabela 1.6.** Área da bacia de drenagem ( $A_T$ , km<sup>2</sup>), vazões médias, máximas e mínimas (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) e razões entre a vazão média e a área de drenagem (m<sup>3</sup> km<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) dos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto e para o aporte total destes quatro rios (*soma*) nos períodos de inverno de 1997 (21/06/97 a 22/09/97) e verão de 1998 (21/12/97 a 19/03/98). Onde  $N$  equivale ao número de dias utilizados na média. As vazões médias históricas (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), correspondem às médias para os períodos de inverno e verão nos anos de 1978 a 1996 para os rios Nhundiaquara, Marumbi e Pinto e para os anos de 1992 a 1996 para o rio Cachoeira\*. Onde:  $Q_f/Q_i$  corresponde a taxa entre as vazões médias no verão e no inverno.

	<i>Cachoeira</i>	<i>Nhundiaquara</i>	<i>Marumbi</i>	<i>Pinto</i>	<i>soma</i>
área total da bacia ( $A_T$ , km <sup>2</sup> )	441,21	223,93	107,93	80,61	853,68
área acima do ponto de medição (%)	41	94	49	82	
<b>Inverno 1997</b>	$N = 94$	$N = 94$	$N = 94$	$N = 94$	$N = 94$
vazão máxima (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	69,00	44,86	19,63	7,21	125,59
vazão mínima (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	10,96	1,99	0,88	0,96	14,79
<b>vazão média (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	<b>16,75</b>	<b>6,27</b>	<b>3,30</b>	<b>1,67</b>	<b>27,99</b>
desvio padrão	11,39	8,35	3,99	1,34	23,23
$Q_f/A_T$	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03
vazão média histórica	15,01	7,59	5,95	2,33	
<b>Verão 1998</b>	$N = 89$	$N = 89$	$N = 89$	$N = 89$	$N = 89$
vazão máxima (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	136,04	103,89	137,17	128,24	408,04
vazão mínima (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	20,25	5,81	5,29	2,10	35,33
<b>vazão média (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	<b>46,46</b>	<b>23,19</b>	<b>19,57</b>	<b>11,87</b>	<b>101,08</b>
desvio padrão	22,54	17,33	21,87	18,52	64,30
$Q_f/A_T$	0,11	0,10	0,18	0,15	0,12
vazão média histórica	44,88	17,19	13,19	6,58	
<b><math>Q_f/Q_i</math></b>	<b>2,77</b>	<b>3,70</b>	<b>5,93</b>	<b>7,10</b>	<b>3,61</b>

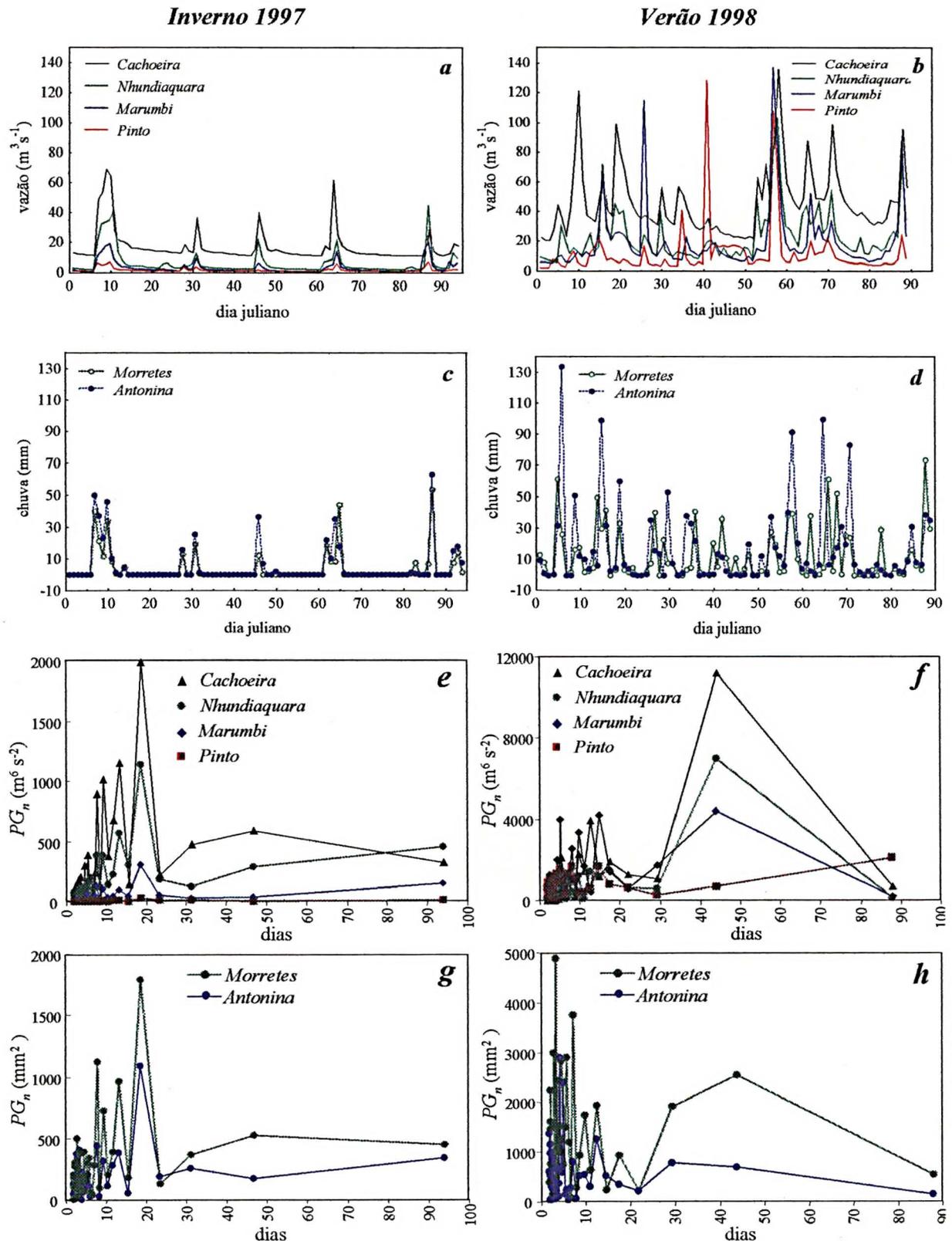
\* Dados de vazão gentilmente fornecidos pelo DNAEE (Nhundiaquara) e SUDERHSA (Cachoeira, Marumbi e Pinto); dados extrapolados linearmente para estimativa da vazão em toda a bacia de drenagem, a partir da vazão verificada acima ponto de medição (ver localização na Tabela 1.1).

Além disso, em alguns momentos, os rios menores (*i.e.* Marumbi e Pinto) apresentaram picos de vazão comparáveis ou maiores que os máximos dos rios de maior tamanho (*i.e.* Cachoeira e Nhundiaquara) (Figura 1.12 a, b). Lane *et al.* (1997) apontaram uma relação potencial negativa entre os picos de cheia dos rios e a área de drenagem, atribuída a diversos fatores, como: a área parcial atingida pelas tempestades, a atenuação do pico por estocagem, rugosidade hidráulica e o incremento da transmissão (*e.g.* por infiltração) com o aumento da área.



**Figura 1.11.** Relação entre a área da bacia de drenagem (km<sup>2</sup>) e a razão (adimensional) entre a vazão média no verão de 1998 e no inverno de 1997 nos 4 rios analisados ( $r^2 = 0,99$ ).

Os rios Marumbi e Nhundiaquara provavelmente possuem menor capacidade de infiltração em função do alto percentual de afloramentos rochosos em suas bacias e, o Rio do Pinto, em função da maior ocupação em sua bacia. O rio Cachoeira parece possuir uma maior capacidade de armazenamento. Entretanto, interpretação das causas destas variações sazonais nas relações entre a vazão e a área drenada e da forma dos picos de cheia (hidrograma) dos rios é difícil, uma vez que diversas características relacionadas às bacias de drenagem (não analisadas) exercem controle sobre o fluxo de um rio, como *e.g.*: o tamanho, a forma, a densidade de drenagem, o relevo, a declividade, o tipo de solo e os seus usos, que condicionam a capacidade de armazenamento por infiltração ou amortecimento do fluxo (*e.g.* em áreas de inundação), somando-se a estas, as diferenças espaciais e temporais na intensidade e duração da precipitação (Maidment, 1992; Tucci, 1993b; Soares, 1999). Outro fator importante diz respeito à quantidade e tipo de cobertura vegetal das bacias, uma vez que a retirada da vegetação natural reduz o percentual de água perdido por interceptação e evapotranspiração e a capacidade de retenção de umidade no solo por infiltração (Calder, 1992; Silveira, 1993; Beltrame, 1994). Estudos feitos em 94 bacias de drenagem, de diferentes locais do mundo, mostraram que 10% de desmatamento numa área de reflorestamento (*Pinus* ou eucalipto) e numa floresta natural produziram aumentos do deflúvio anual de, respectivamente, 40 e 10 a 25 mm (Calder, 1992).



**Figura 1.12** Vazões totais ( $Q_T$ ,  $m^3 s^{-1}$ ) dos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto, no inverno de 1997 (21/06 a 22/09/97) (a) e no verão de 1997 (21/12/97 a 19/03/98) (b); Chuva (mm) em Antonina e Morretes no inverno de 1997 (c) e no verão de 1998 (d); Periodogramas dos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto para o inverno de 1997 (e) e para o verão de 1998 (f); Periodogramas da precipitação em Antonina e Morretes no inverno de 1997 (g) e no verão de 1998 (h).

Considerando-se que os percentuais de representatividade relativa entre os rios encontrados nas campanhas “instantâneas” (em 80% da  $A_T$ ) sejam válidos para todo o período de inverno e de verão e, extrapolando linearmente a vazão calculada nesta área para a área total de drenagem de interesse ( $A_T = 1700 \text{ km}^2$ ), estimou-se aportes de água doce médios nos períodos de inverno (1997) e de verão (1998) de, respectivamente, 41 e  $182 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Os valores mínimos e máximos observados representaram aportes de 21,7 e 733 e  $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Entretanto, vale ressaltar que, em função das extrapolações envolvidas nestes cálculos pode-se embutir um erro nas vazões estimadas, particularmente para os rios Cachoeira e Marumbi, onde se baseou em valores de descarga medidos a menos da metade de suas bacias de drenagem. Além disso, a relação de proporcionalidade usada nas extrapolações da vazão na área total de drenagem (item 1.3.1) foi bastante simplificada frente à complexidade e variabilidade espacial dos processos que governam o balanço hídrico, responsável pelo fluxo resultante dos rios.

Considerando-se estes valores médios de aporte de água doce, a razão de fluxo para as baías de Antonina e Paranaguá foi de 0,006 e 0,028, respectivamente, no inverno e no verão<sup>4</sup>. A razão de fluxo da Baía de Antonina correspondeu a 0,01 (inverno) e 0,06 (verão), mostrando a maior influência do aporte na cabeceira do sistema.

A análise espectral aplicada às vazões dos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto (Figura 1.12 e) e às séries de chuva em Morretes e Antonina (Figura 1.12 g), no período de inverno (21/06 a 22/09 de 1997) mostrou uma concordância entre os padrões de oscilação dos rios analisados e da precipitação, com periodicidades similares para os picos de maior energia, que ocorreram primariamente na faixa entre 15,7 e 23,5 dias e secundariamente entre 7 e 8,5 e entre 10,4 e 15,7 dias. O segundo intervalo encontra-se mais próximo ao reportado para a frequência de passagem de frentes frias (6 a 7 dias) na região, as quais são mais frequentes no inverno (Castro & Miranda, 1998). As oscilações com períodos inferiores a uma semana apresentaram menor amplitude. A forte influência e rápida resposta que os pulsos de precipitação promovem no aporte dos rios neste período é indicada pela alta correlação cruzada entre as duas séries, no dia zero ( $r_0^{ae} > 0,8$ ; Tabela 1.7).

---

<sup>4</sup> A razão de fluxo corresponde ao volume de água doce que entra no sistema durante um ciclo de maré sobre o prisma de maré. Calculada com base nos aportes médios de água doce estimados para uma área de drenagem de  $1700 \text{ km}^2$ , durante o inverno de 1997 e o verão de 1998 de, respectivamente, 41 e  $182 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e num prisma de maré de  $288,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ , correspondente a soma dos prismas da Baía de Antonina (área de  $49,6 \text{ km}^2$ ) e do setor médio da baía de Paranaguá (Ilha do Teixeira ao Porto de Paranaguá; área de  $90,0 \text{ km}^2$ ), onde as considerou-se alturas de maré distintas (segundo Marone & Jamiyanaa, *no prelo*).

**Tabela 1.7.** Coeficiente de correlação cruzada entre a chuva em Morretes ( $rm_0^{ae}$ ) e em Antonina ( $ra_0^{ae}$ ) e a vazão dos rios no inverno 1997 e verão 1998. Os valores apresentados são para  $d = 0$ .

	área (km <sup>2</sup> )	Inverno 1997			Verão 1998		
		$rm_0^{ae}$	$ra_0^{ae}$	$ rm_0^{ae} - ra_0^{ae} $	$rm_0^{ae}$	$ra_0^{ae}$	$ rm_0^{ae} - ra_0^{ae} $
Cachoeira	441,21	0,62	0,80	0,18	0,36	0,52	0,16
Nhundiaquara	223,93	0,78	0,81	0,03	0,45	0,51	0,06
Marumbi	107,93	0,83	0,81	0,02	0,45	0,33	0,12
Pinto	80,61	0,91	0,84	0,07	0,22	0,23	0,01
chuva Morretes			0,89			0,39	
evaporação Morretes			0,30			0,72	

No inverno, devido ao alto percentual de dias sem chuva, os rios encontraram-se na maior parte do tempo em seu nível de base, sendo abastecidos pelo aquífero subterrâneo. Nos momentos de chuva intensa, o escoamento superficial e/ou subsuperficial intensifica a descarga dos rios. No inverno, geralmente os picos de descarga foram inferiores aos do verão, provavelmente em função da relativamente menor intensidade e duração das chuvas e da maior deficiência de umidade do solo (Figura 1.12 a, b).

Durante o verão, o sincronismo na variação temporal das descargas dos diferentes rios e destas com a precipitação foi menor (Figura 1.12 b, d). A intensidade de precipitação apresenta maior variabilidade espacial neste período com relação ao inverno, conforme mostram as isopleias apresentadas em SUDERHSA (1998). Tal fato, associado a maior variabilidade espacial na frequência de precipitação, atestada pela baixa correlação entre chuvas de Antonina e Morretes ( $r_0^{ae} = 0,4$ ), deve ter condicionado à maior variação das vazões. As correlações cruzadas entre as precipitações de Morretes e Antonina e a descarga dos rios apresentaram-se reduzidas à metade em relação ao inverno (Tabela 1.7).

As maiores frequência de precipitação e variabilidade espacial das descargas dos rios no verão também foram evidenciadas pela análise espectral da chuva e das vazões. Nestas análises, observou-se que as bandas de maior amplitude apresentaram períodos inferiores a quinze dias. Oscilações com períodos acima de 30 dias, embora com alta energia, apresentaram uma ampla banda de energia, devendo ser olhadas com cautela em função do curto tamanho da série (Figura 1.12 f). Os principais picos para a precipitação em Antonina apresentaram períodos de 4,4 e 5,2 dias e, subseqüentemente entre 11 e 14,7 dias. Em Morretes, observou-se uma grande energia em períodos inferiores a 10 dias e, secundariamente, nas bandas entre 11 e 14,7 e 8,8 e 11 dias (Figura 1.12 h). O rio Cachoeira apresentou pulsos semelhantes ao da precipitação em Antonina. Os rios Marumbi e Pinto

mostraram oscilações próximas entre si, com principais períodos nas faixas 12,6–17,6, 7,3–8,8, 5,2 e 4,4 dias. Para o rio Nhundiaquara, as principais periodicidades foram de 11–22, 8,8–11, 6,3–8 e 3,4 dias. Apesar da alta frequência da precipitação, o ajuste dos rios a um novo nível ocorre de maneira mais lenta, evidenciada pela maior “memória” das séries de vazão em relação à das séries de precipitação (função de autocorrelação amostral).

A duração do pico de cheia de um rio e o tempo necessário para o retorno ao seu nível de base (forma do hidrograma) depende de diversas características de sua bacia de drenagem (*e.g.*, relevo, declividade, forma, densidade de drenagem, capacidade de armazenamento, cobertura vegetal, tipo de solo e usos) e do comportamento da precipitação, em termos de distribuição espacial, duração e intensidade (Mosley & McKerchar, 1992; Tucci, 1993a). Embora algumas destas características se mantenham constantes durante todo o ano, a capacidade de saturação do solo, os processos de infiltração e armazenagem e os escoamentos superficiais e subsuperficiais podem ser bastante alterados entre os períodos seco e chuvoso (Pilgrim & Cordery, 1992). Observou-se que o tempo de retorno ao nível de base foi maior para os rios Cachoeira e Nhundiaquara, o que foi evidenciado pela maior “memória” (função de autocorrelação amostral) de suas séries de vazão em comparação com a dos rios Marumbi e Pinto, tanto no inverno quanto no verão.

#### **1.4.4. Aporte de *MPS* no inverno 1997 e no verão 1998**

As médias para a carga de *MPS* ( $Q_s$ ,  $g\ s^{-1}$ ) foram calculadas com base nas quantificações efetuadas nos rios em aproximadamente 40% do período total de cada estação do ano (*i.e.*, inverno e verão). A carga de *MPS* aportada para o estuário foi em média superior no verão. Durante os eventos de alta vazão do inverno, em alguns momentos, observaram-se picos com valores comparáveis aos de verão (Figura 1.13). Os eventos episódicos apresentaram acentuada importância no aporte de *MPS*. No inverno, os maiores picos observados (1 a 2) representaram de 70 a 80% do  $Q_s$  total no período e, no verão, os 3 a 4 principais aportes somaram 50 a 60% do total. Comportamento similar foi encontrado nos estuários de James e Rappahannock River, onde 90% da carga anual de sedimento foi introduzida no sistema em menos de 11% do tempo (Nichols, 1993).

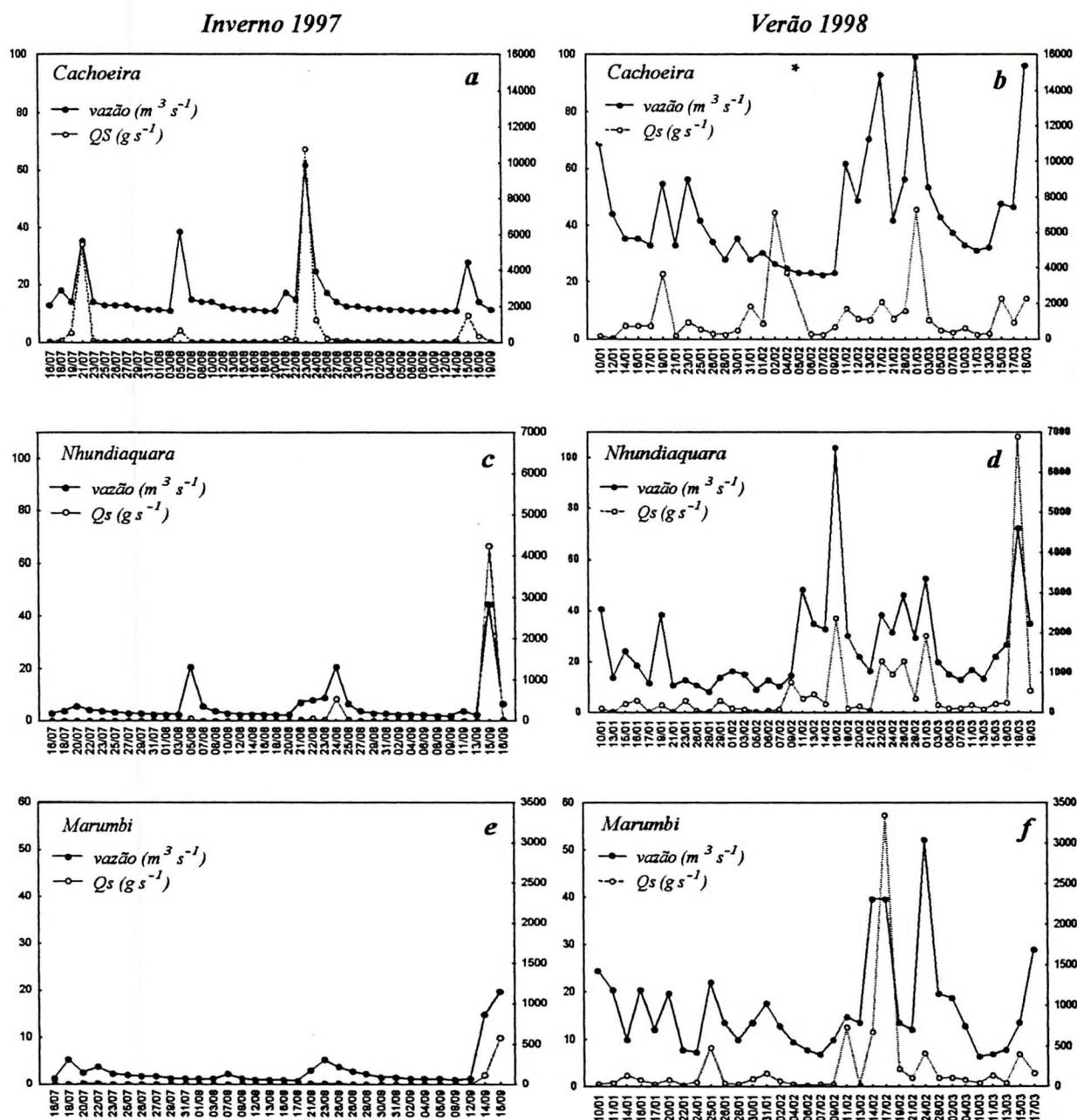


Figura 1.13. Cargas de MPS ( $Q_s$ ,  $g\ s^{-1}$ ) e vazões ( $m^3\ s^{-1}$ ) dos rios Cachoeira (a), Nhundiaquara (c) e Marumbi (e) no inverno de 1997 e no verão de 1997, respectivamente, em (b), (d) e (f).

A razão para a carga de MPS do rio Marumbi entre estes dois períodos foi de 2,5 a 4 vezes superior às observadas para os rios Cachoeira e Nhundiaquara (Tabela 1.9). Isto pode ser explicado pelo maior aumento relativo em sua vazão e concentração de MPS entre estes dois períodos (ver Tabelas 1.6 e 1.8). Embora no inverno o rio Nhundiaquara tenha apresentado fluxo diário médio superior ao do Marumbi, no verão estes foram próximos (Tabela 1.9). Observou-se uma tendência de incremento do fluxo médio de MPS com o

aumento na área da bacia de drenagem, com maiores valores para o rio Cachoeira nos dois períodos.

**Tabela 1.8.** Concentrações médias de *MPS* ( $\text{mg l}^{-1}$ ) no inverno de 1997 e verão de 1998. Onde *N* representa o número de amostras usado na média de inverno (*i*) e verão (*v*)

rio	inverno	verão	<i>N<sub>i</sub>/N<sub>v</sub></i>
Cachoeira	18,0	33,3	42/35
Nhundiaquara	4,8	14,5	37/38
Marumbi	2,6	11,3	32/33

No inverno, encontrou-se uma alta correlação cruzada para o dia zero entre as séries de vazão e de  $Q_s$ . Entretanto, no verão, esta concordância foi melhor descrita somente para o rio Nhundiaquara (Tabela 1.9). O fato da coleta das amostras de água e a medição de nível ocorrerem no mesmo ponto da bacia de drenagem deste rio pode ter colaborado para aumentar a sincronia entre os eventos. No caso dos rios Marumbi e Cachoeira, as vazões foram extrapoladas a partir de uma medição feita aproximadamente na metade de suas bacias de drenagem, enquanto a água para análise do *MPS* foi pega em pontos localizados a respectivamente,  $0,98A_T$  e  $0,84A_T$ . Isto porque, o aumento da variabilidade espacial e temporal da precipitação no verão deve embutir um maior erro na extrapolação da vazão.

**Tabela 1.9.** Valores médios, desvio padrão (*s*), máximos e mínimos de carga de *MPS* ( $Q_s$ ,  $\text{g s}^{-1}$ ) e do fluxo diário de *MPS* ( $\text{kg km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ), no inverno de 1997 e verão de 1998, para os rios Cachoeira, Marumbi e Nhundiaquara. Médias para medidas efetuadas em 40% do período total, tanto no inverno de 1997 quanto no verão de 1998. Apresenta-se os coeficientes de correlação cruzada ( $r_0^{ae}$ ) entre o  $Q_s$  ( $\text{g s}^{-1}$ ) e a vazão dos rios ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) para o dia  $d = 0$ .

		$r_0^{ae}$		<i>N</i>	média	<i>s</i>	mínimo	máximo
Cachoeira	inverno 1997	0,89	$Q_s$	42	566,35	1838,70	15,27	10802,23
Cachoeira	verão 1998	0,34	$Q_s$	36	1383,87	1708,87	55,85	7303,66
Cachoeira	inverno 1997		fluxo	42	110,90	360,06	2,99	2115,35
Cachoeira	verão 1998		fluxo	36	271,00	334,64	10,94	1430,24
	verão/inverno				2,44	0,93	3,66	0,68
Marumbi	inverno 1997	0,87	$Q_s$	32	25,45	105,10	0,00	590,65
Marumbi	verão 1998	0,53	$Q_s$	33	245,78	587,88	15,08	3352,03
Marumbi	inverno 1997		fluxo	32	20,37	84,14	0,00	472,83
Marumbi	verão 1998		fluxo	33	196,75	470,61	12,07	2683,36
	verão/inverno				9,66	5,59	12,07	5,68
Nhundiaquara	inverno 1997	0,88	$Q_s$	37	138,39	700,37	0,68	4250,54
Nhundiaquara	verão 1998	0,69	$Q_s$	38	549,00	1180,75	15,88	6879,75
Nhundiaquara	inverno 1997		fluxo	37	53,39	270,23	0,26	1640,01
Nhundiaquara	verão 1998		fluxo	38	211,82	455,57	6,13	2654,45
	verão/inverno				3,97	1,69	23,23	1,62

A capacidade de erosão do solo em uma bacia de drenagem depende de diversos fatores, como: a erodibilidade do solo, a extensão e declividade do escoamento superficial, a erosividade da precipitação e o manejo do solo, associado ao tipo e quantidade de vegetação e ao controle de erosão (*e.g.* terraços, curvas de nível, etc.) (Shen & Julien, 1992). O impacto da gota de chuva no solo é o principal responsável pelo seu desprendimento, desta forma, a vegetação (quantidade e tipo) consiste em um dos fatores mais efetivos na redução deste processo (Shen & Julien, 1992; Lane *et al.*, 1997). Além disso, o acúmulo de pequenas partículas de sedimento e detritos na base da vegetação e a microtopografia do solo formam uma barreira, resultando no empoçamento da água e deposição de sedimento (Lane *et al.*, 1997). Na escala de proteção do solo em função do tipo de cobertura vegetal, as florestas e matas naturais apresentam o maior grau de proteção, enquanto as áreas desmatadas e solos expostos (*e.g.* arados, terraplanagens, estradas) o menor, numa escala de 5 níveis (Ross, 1994 *apud* Santos, 1997).

Santos & Gomes (1998) apontam que, na região em estudo, o índice de erosividade do solo é maior e apresenta maior variabilidade espacial durante os meses de verão. De maneira simplificada, a erosividade pela chuva (*ec*) pode ser estimada com base na precipitação média mensal ( $P_m$ , mm) e na precipitação média anual ( $P_a$ , mm) ( $ec = 6,886 \cdot (P_m^2 / P_a)^{0,85}$ , ton m/ha h) (Beltrame, 1994; Santos, 1997; Santos & Gomes, 1998). Empregando-se nesta relação as precipitações observadas nos dois períodos em estudo, verificou-se que a erosividade pela chuva foi 8 vezes superior no verão, o que deve ser responsável pela intensificação das taxas de erosão e pelo maior aporte de *MPS* no período. As enxurradas de curta duração, mais freqüentes e intensas no verão, e os pulsos de precipitação no inverno devem intensificar a taxa de desprendimento do solo, deixando mais sedimento disponível para ser transportado pelo escoamento superficial. Nem todo o solo desprendido atinge os cursos d'água, verificando-se que quanto menor a área da bacia, maior a razão entre a saída e o desprendimento (Soares, 1999). Analisando uma bacia de drenagem da Nova Zelândia, Smith (1987) observou que, durante o período seco, precipitações menores que 35 mm em 24 h não produzem escoamento superficial, mas, quando o solo se encontrava saturado, intensidades inferiores a 10 mm em 24 h foram suficientes para gerar o fluxo. Desta forma, durante o verão, quando o solo se encontra saturado por maior tempo, com percentual de dias secos de 20%, necessita-se de quantidades menores de precipitação para produzir o escoamento superficial e o transporte de sedimentos deve ser facilitado. Já no inverno, somente os eventos

de maior intensidade de precipitação, foram capazes de intensificar significativamente o aporte de *MPS* (Figura 1.13).

Além disso, o escoamento superficial geralmente não é uniformemente distribuído na bacia de drenagem, em termos de intensidade de fluxo e duração, o que pode ser atribuído principalmente à canalização do fluxo em seu movimento descendente (Smith, 1987). Considerando-se esta variação espacial da precipitação e do escoamento superficial, se as enxurradas caírem numa área de solo exposto, a quantidade de solo carregada pode aumentar consideravelmente em relação àquela verificada em locais florestados, com alta produção de serapilheira. Para uma bacia de drenagem da Nova Zelândia, constatou-se que a altura da vegetação rasteira explicava 41% da variabilidade sazonal do aporte de *MPS* e que, durante o verão, um aumento de 10 a 15 cm na altura da pastagem produzia uma sensível redução nas concentrações de *MPS* transportado através do escoamento superficial, em função da redução de sua velocidade e competência em carrear sedimentos (Smith, 1987). Estes fatores mencionados e outras características peculiares de cada bacia de drenagem (*e.g.* tipo e quantidade de vegetação, usos do solo) devem condicionar a alta variabilidade temporal do aporte de *MPS*. Para o rio Cachoeira, o controle exercido pela barragem em sua descarga e o desvio de água da bacia do Ribeira, que se encontra mais impactada (Bigarella *et al.*, 1978), podem alterar as características do *MPS*. Além disso, Curcio *et al.* (1998) apontam efeitos como desbarrancamentos e mudanças de curso do rio Cachoeira, decorrentes do incremento em sua vazão gerado por esta diversão. Em algumas ocasiões durante o período de amostragem, a coloração da água deste rio apresentou-se barrenta (avermelhada), coincidindo com os altos valores de *MPS*. Entretanto, no momento, não se dispõe de dados sobre a manipulação da vazão na usina, para a comparação. No rio Cachoeira, uma concentração de *MPS* bastante elevada (*i.e.* 670 mg l<sup>-1</sup>) foi observada no verão de 1998 (valor de  $Q_s$  assinalado na Figura 1.13 b). Entretanto, este valor foi desconsiderado no cálculo da média do  $Q_s$  e do fluxo diário do verão, porque foi superior às concentrações reportadas nos dados históricos (Okawa *et al.*, 1997).

Numa estimativa simplificada, considerando-se a soma dos aportes médios de *MPS* dos três rios quantificados, corrigida pelo percentual de representatividade destes rios nas campanhas “instantâneas”, em 80% da área de interesse e, extrapolando linearmente este valor para a área total da bacia (1700 km<sup>2</sup>) calcularam-se aportes médios diários de *MPS* nos períodos de inverno e de verão de, respectivamente, 88 ton dia<sup>-1</sup> e 355 ton dia<sup>-1</sup>. Segundo Shen

& Julien (1992), um fluxo típico de sedimentos é de  $24,6 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$  (erosão geológica), mas atividades antrópicas podem elevar este valor em até 100 vezes. Se considerarmos as médias dos aportes obtidas para o inverno e para o verão, válidas para todo o ano, os fluxos médios anuais de *MPS* seriam de, respectivamente, 18,9 e  $76,1 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ , um intervalo entre 0,8 a 3,4 vezes a erosão normal. Segundo Soares (1999), números toleráveis de erosão apresentam magnitude da ordem de  $200 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ , para especialistas em florestas e, de  $1100 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ , do ponto de vista dos agricultores. Os fluxos anuais de *MPS* estimados para a bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá foram baixos em comparação ao medido em 800 bacias de drenagem do USA (área de  $2,9$  a  $7,1 \times 10^4 \text{ km}^2$ ), entre  $56$  e  $695 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ , em regiões de precipitação média anual reduzida ( $21$  a  $300 \text{ mm ano}^{-1}$ ) (Dendy & Bolton, 1976 *apud* Lane *et al.*, 1997), correspondente a menos que 15% da chuva média anual observada na bacia de drenagem da Baía de Paranaguá. Entretanto, foram comparáveis ao fluxo de  $37,4 \text{ ton km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$  verificado em uma bacia de drenagem da Nova Zelândia ( $\approx 170 \text{ km}^2$ ), com precipitação anual de  $1170 \text{ mm}$  (Smith, 1987).

Considerando-se a grande suscetibilidade do solo à erosão (Bigarella *et al.*, 1978) e a alta a muito alta erosividade do solo pelas chuvas, verificada na região em estudo (Santos, 1997; Santos & Gomes, 1998), presume-se que a presença de vegetação deve exercer um papel crucial no controle da erosão dos solos e do aporte de *MPS* pelos rios.

Num exercício de raciocínio, se imaginarmos uma situação onde toda a carga continental de *MPS* que chegasse a baía ficasse retida em seu interior, não havendo trocas de *MPS* e água (importação e exportação) com o oceano e que a evaporação da água aportada ocorresse numa taxa capaz de gerar uma densidade dos sedimentos no interior da baía de  $1.800 \text{ kg m}^{-3}$ , seriam necessários de  $6.687$  a  $26.977$  anos para o completo assoreamento da Baía de Paranaguá (até a região da cidade de Paranaguá), considerando-se, respectivamente, as taxas de aporte de *MPS* pelos rios estimadas para o verão (*i.e.*  $355 \text{ ton dia}^{-1}$ ) e para o inverno (*i.e.*  $88 \text{ ton dia}^{-1}$ ). Se assumíssemos que toda a carga se depositaria a montante do sistema, na Baía de Antonina, seriam necessários de  $1.309$  a  $5.280$  anos. Obviamente isto não acontece uma vez que ocorrem trocas de *MPS* e de água entre o estuário e o mar e pela existência de complexos mecanismos que governam o transporte e trapeamento de *MPS* nos sistemas estuarinos, alguns dos quais serão abordados no Capítulo 2.

### Dinâmica Hídrica e do Material Particulado em Suspensão (MPS) na Baía de Paranaguá (PR - Brasil)

---

*“Há um espírito misterioso presente em todos os seres, e que atua através deles. Entre tudo que movimenta as coisas, nada é mais veloz que o trovão. Entre tudo que curva as coisas, nada é mais rápido que o vento. Entre tudo que aquece as coisas, nada resseca mais que o fogo. Entre tudo que alegra as coisas, nada traz mais contentamento que o lago. Entre tudo que umedece as coisas, nada é mais úmido do que a água. Entre tudo que dá início e fim às coisas, nada é mais glorioso do que a quietude. Por isso a água e o fogo se complementam, o trovão e o vento não atrapalham um ao outro, as forças da montanha e do lago atuam convergindo. Somente assim é possível a modificação e a transformação. Somente assim os seres podem alcançar a perfeição.”*

I Ching

## 2.1. Introdução

Os estuários constituem o caminho através do qual a água doce e os sedimentos são transportados dos rios para o mar (McDowell & O'Connor, 1977; Dyer, 1995). Estes sistemas são feições geológicas efêmeras, com vida média de apenas alguns milhares de anos, tendendo a ser gradualmente preenchidos até atingirem um estágio final de evolução, quando a água do rio será descarregada diretamente no mar (Dronkers, 1986; Dyer, 1995). Segundo Dronkers (1986), a evolução sedimentar de um estuário depende essencialmente dos seguintes fatores: (i) da taxa de suprimento de sedimentos fluviais e marinhos e do sentido do transporte resultante médios em um longo período de tempo e, (ii) das mudanças abruptas na morfologia estuarina causadas por eventos episódicos (*e.g.* tempestades) e obras de engenharia (iii) variação do nível médio do mar.

Nos estuários parcialmente misturados, os sedimentos em suspensão derivados dos rios são transportados na camada de superfície em direção ao mar e os sedimentos marinhos, mais os fluviais que sedimentaram para a camada inferior, são carreados junto ao fundo em direção à terra (Open University Course Team, 1989). Isto faz com que, em muitos estuários, a maioria dos sedimentos em seu interior seja originada do mar, apesar do alto aporte de água doce (Dyer, 1995). Assim, a estrutura vertical da circulação residual longitudinal e o fluxo em duas camadas da circulação gravitacional apresentam grande influência no transporte de sal, material particulado em suspensão (*MPS*) e contaminantes nestes estuários (Uncles & Stephens, 1990). O transporte destes constituintes depende do grau de estratificação ou mistura ao longo da coluna d'água, que influencia os processos de cisalhamento e dispersão (Uncles *et al.*, 1990). Além destes, o bombeamento da maré, resultante da assimetria entre as correntes de enchente e vazante, também tem sido apontado como um processo importante no condicionamento do transporte de sedimentos finos nestes sistemas (Wolanski, 1995; Dyer, 1995).

Em ambientes estuarinos dominados pela influência da maré, observa-se uma forte relação entre as velocidades das correntes e as concentrações de material particulado em suspensão (Ward, 1981; Nichols, 1986; Baird *et al.*, 1987; Kjerfve & Wolaver, 1988; Jonge & van Beusekom, 1995). Esta relação decorre dos processos cíclicos de erosão, mistura vertical (difusão turbulenta), transporte em suspensão (adveção), sedimentação, ressuspensão ou consolidação dos sedimentos do fundo (Dyer, 1986, 1995; Odd, 1988). Estes processos

podem levar ao assoreamento de portos e canais de navegação, mesmo que pouco sedimento novo seja adicionado ao sistema (Dyer, 1995).

Uma das mais conspícuas feições do transporte de sedimentos em estuários de meso e macromarés consiste na zona de máxima turbidez estuarina (*ZMT*), uma região com concentrações de *MPS* muito superiores às observadas nos rios ou no mar. A *ZMT* é uma feição dinâmica na qual os sedimentos são continuamente transferidos de uma parte a outra do estuário (Dyer, 1995).

Neste Capítulo, apresenta-se uma descrição da variabilidade espacial e temporal da salinidade, temperatura, *MPS* e das velocidades de correntes nas baías de Antonina e Paranaguá, analisando-se os principais forçantes desta variabilidade e identificando-se os principais processos condicionantes da circulação e estratificação deste sistema. Além disso, discute-se alguns fatores que controlam a zona de máxima turbidez estuarina (*ZMT*) e a sua variação espacial.

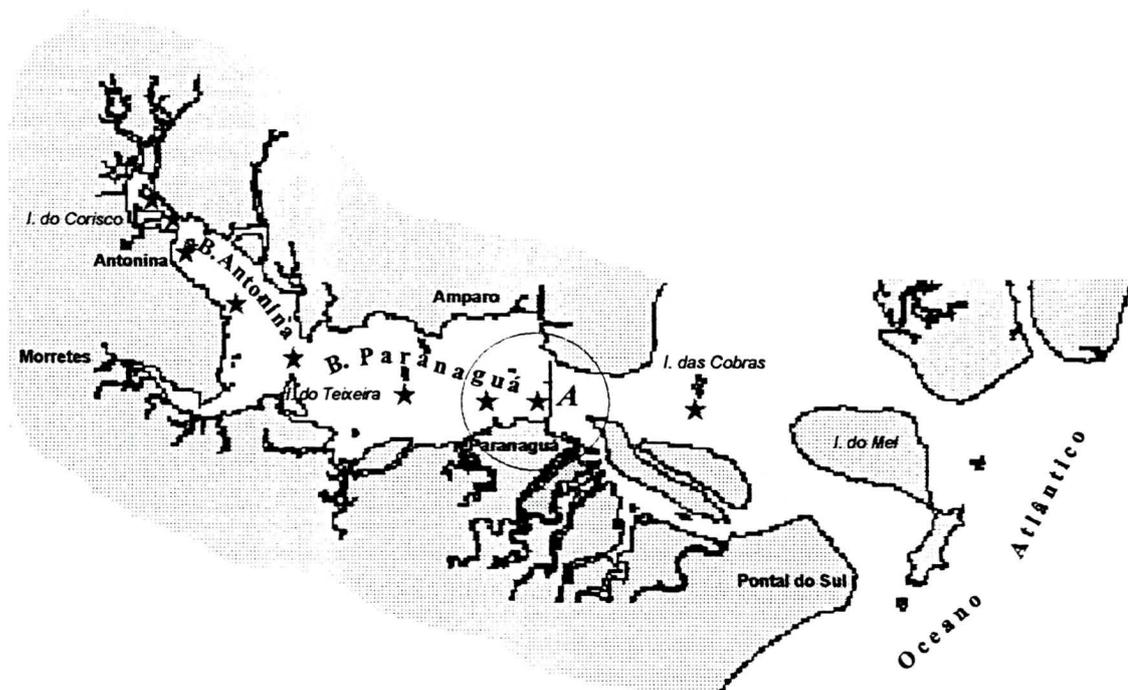
## 2.2. As baías de Antonina e Paranaguá

As Baías de Antonina e Paranaguá possuem uma área de 258,4 Km<sup>2</sup> (cartas IBGE), volume de  $1,4 \cdot 10^9$  m<sup>3</sup> (até a desembocadura) (Knoppers *et al.*, 1987) e extensão de aproximadamente 50 Km. A área abordada neste trabalho compreendeu a Baía de Antonina e a porção mediana da Baía de Paranaguá (até o Porto de Paranaguá, seção A), com 139,6 Km<sup>2</sup> (Figura 2.1). A parte mediana da Baía de Paranaguá apresenta profundidade média (mínima) de 4,3 m (Knoppers *et al.*, 1987) e largura do canal entre 2 e 6,5 km. A Baía de Antonina possui profundidade média de 1,9 m (Knoppers *et al.*, 1987) e largura entre 0,8 e 2,5 km.

Nas baías de Antonina e Paranaguá a circulação é basicamente regida pelas correntes de maré, sofrendo influência sazonal do aporte de água doce (Knoppers *et al.*, 1987). A maré é predominantemente semidiurna, com desigualdades diurnas (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*), apresentando número de forma de 0,23 a 0,24<sup>1</sup>. Este valor encontra-se próximo ao limite de transição com a maré mista (0,25), o que indica a formação de uma maré secundária de maior período (Angulo & Souza, 1998).

---

<sup>1</sup> Calculado com base nas constantes harmônicas apresentadas em Marone & Jamiyanaa (*no prelo*) e Camargo (1998) para os Portos de Paranaguá e Antonina. O número de forma equivale a:  $F = K_1 + O_1 / M_2 + S_2$  (McDowell & O'Connor, 1977; Miranda, 1996).



**Figura 2.1.** Posicionamento médio dos pontos de medição ao longo do eixo longitudinal das baías de Antonina e Paranaguá (★), destacando-se a seção *A*, onde foi efetuado o monitoramento temporal de propriedades (ver detalhe assinalado pela circunferência na Figura 2.2).

Os principais componentes da maré astronômica são a  $M_2$  e  $S_2$  (semidiurnas), representando cerca de 50 % da altura de maré. Entretanto, se destaca a importância das componentes de pequeno fundo com grande amplitude na banda quarto diurna ( $M_4$ ) (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*; Camargo, 1998). Em períodos de quadratura, as interações não lineares podem levar a formação de até seis preamares e baixa-mares por dia (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). As amplitudes médias para a quadratura e sizígia correspondem, respectivamente, a 1,3 e 1,7 m, na desembocadura do sistema (Ilha da Galheta) e a 2,0 e 2,7 m, na cabeceira (Antonina) (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Os níveis máximos e mínimos ocorrem progressivamente mais tarde em direção à cabeceira do sistema (Knoppers *et al.*, 1987; Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Esta defasagem é maior durante a quadratura, com diferença entre a Galheta e Antonina de 1,3 a 1,5 h, enquanto na sizígia se reduz para 1,0 a 1,1 h, em função da maior velocidade de propagação da onda de maré (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*).

As correntes residuais de maré (modo barotrópico) podem ser significativamente modificadas pelo vento, tanto na região costeira quanto no interior da baía (Camargo, 1998). O efeito do vento é particularmente importante na geração de marés meteorológicas que promovem aumentos excepcionais de nível no interior da Baía de Paranaguá (até 0,80 m),

sendo este evento geralmente associado à passagem de frentes frias (Camargo & Harari, 1994; Marone & Camargo, 1994).

Não existem estudos sobre a influência das ondas geradas pelo vento no padrão de circulação e ressuspensão dos sedimentos no interior da Baía de Paranaguá. Para a região costeira (13 Km fora da costa; período de 21/08/82 a 21/01/83), foram encontrados valores para a altura significativa e o período médio das ondas de 1,8 m e 11 s, com direção predominante de E-SE e SE (Lessa *et al.*, *no prelo*; Soares *et al.*, 1997). Monitoramentos efetuados no Canal da Galheta (17/01/97 a 06/02/97 e 14/08/97 a 19/08/97) indicaram que as ondas chegam à baía predominante na direção S-SE, apresentando alturas significativas entre 0,50 e 0,25 m, períodos da ordem de 3 a 12 s e energia moderada (Relatório APPA-CEM, 1997). A redução da altura das ondas, em relação a zona costeira, foi atribuída à perda de energia por atrito no banco da Galheta (Relatório APPA-CEM, 1997), o que reduz a sua influência no interior da baía.

### 2.2.1. Sedimentos de Fundo

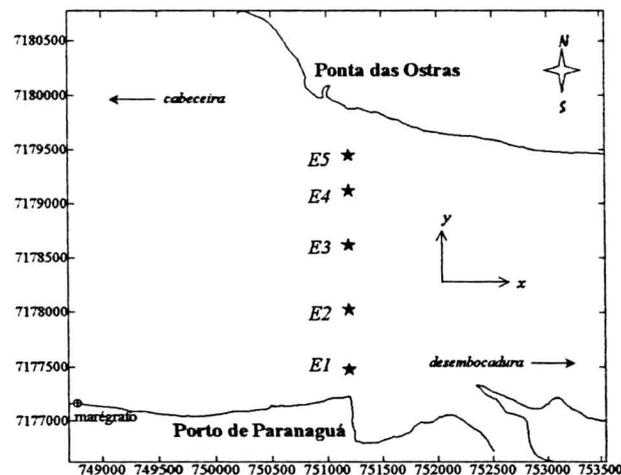
Os sedimentos de fundo das Baías de Antonina e Paranaguá são predominantemente arenosos (64,7%), seguidos pela classe de areia siltica (15,29%), silte arenoso (11,47%), silte (8,23%), apresentando reduzido teor de argila (0,29%) (Soares *et al.*, 1997).

Segundo Soares *et al.* (1997), as fácies sedimentares das Baías de Antonina e Paranaguá podem ser divididas em três setores: (1) um setor a montante do estuário (Baía de Antonina), composto pela mistura de sedimentos grosseiros e finos, muito mal selecionados, com porcentagem de finos (silte e argila) maior que nas outras regiões, influenciado principalmente pela descarga dos rios; (2) um setor intermediário, a oeste do Porto de Paranaguá até início da Baía de Antonina, também formado por sedimentos mistos, mas com relativamente menor percentual de finos, com influência da ação fluvial e das correntes de maré e; (3) uma porção inferior, próxima a desembocadura do estuário, a juzante da Ilha da Cotonga, constituída principalmente por areia fina a muito fina, moderadamente a bem selecionadas, onde predomina a ação marinha. A troca de sedimento de fundo entre os dois eixos principais do Complexo Estuarino de Paranaguá é restrita, devido à presença de um extenso banco arenoso na região de união destes dois ramos, que recebem descargas de bacias de drenagem distintas (Soares & Barcelos, 1995; Soares *et al.*, 1997).

## 2.3. Metodologia das medições nas baías de Antonina e Paranaguá

### 2.3.1. Monitoramento de propriedades na seção A durante ciclos de maré semidiurna

Para o monitoramento dos parâmetros físicos do sistema, adotou-se uma seção A transversal ao corpo principal da Baía de Paranaguá, com 2720 m de largura e profundidade média de 11,9 m (em relação ao nível de redução do marégrafo de Paranaguá), situada aproximadamente sobre a longitude 48° 30'W (Figuras 2.1 e 2.2). Escolheu-se este posicionamento para a seção, em função: (1) da constrição do canal estuarino na região; (2) da intensificação das correntes de maré, que permite medições mais acuradas; (3) da presença de um marégrafo nas proximidades (a 2500 m); (4) da presença do Porto de Paranaguá, o que restringe as planícies de maré à margem esquerda do canal, e (5) por ser a direção das correntes de enchente e vazante normal à seção.



**Figura 2.2.** Detalhe para a região da seção A com a localização das cinco estações de medição (E1 a E5). Coordenadas em UTM (WGS 1984).

Efetuarão-se medições em cinco estações laterais na seção A (E1–E5, Figura 2.2) durante ciclos semidiurnos completos de maré, nos períodos de estiagem (inverno de 1997) e de maior pluviosidade (verão de 1998). Realizaram-se dois monitoramentos ( $\approx 14,5$  h) durante a sizígia e dois na quadratura, em cada período do ano, totalizando 8 campanhas. Utilizou-se um intervalo de medição de 1,33 h para as estações de E1 a E4 e de 0,5 h para a

estação *E5*. O método adotado nas medições foi o Euleriano, onde o acompanhamento das propriedades é efetuado num referencial fixo ao longo do tempo (Dyer, 1986; Kjerfve, 1990).

Em estudo de transportes e fluxos de materiais em ambientes estuarinos, o número adequado de estações de medição ao longo de uma seção transversal pode ser estimado pela fórmula (Kjerfve *et al.*, 1981; Kjerfve, 1990):  $m = \frac{PM}{\beta \cdot \bar{h}_A}$ , onde *m* é o número de estações de medição ao longo da seção, *PM* equivale ao prisma de maré (m<sup>3</sup>),  $\bar{h}_A$  a profundidade média na seção *A* em relação ao nível médio de maré (m) e  $\beta$ , o parâmetro de densidade, equivalente à  $2 \cdot 10^6$  m<sup>2</sup> estação<sup>-1</sup>, uma constante determinada empiricamente que garante um erro inferior a 15% nas medições. Utilizando-se esta fórmula, estabeleceu-se um número ideal de 11 estações, considerando-se condições médias para sizígia e quadratura. Entretanto, em função de limitações logísticas, este número foi reduzido à 5 estações, o que produz um  $\beta$  de aproximadamente  $4 \cdot 10^6$  m<sup>2</sup> estação<sup>-1</sup>. Kjerfve *et al.* (1981), analisando a variação na porcentagem de erro em função do número de estações laterais de medição num canal de morfologia complexa (320 m de largura) em um estuário bem misturado, verificaram erros de 10% para números entre 3 e 5 estações e, de 5%, para números entre 6 e 9 estações. Kjerfve *et al.* (1982), comparando a variação do erro amostral em função do número de estações e do intervalo de tempo entre as medições, encontraram erros de 13,6% quando utilizavam 5 estações laterais e intervalo amostral de 1,5 h. Além disso, puderam observar que um decréscimo no intervalo amostral de 1,5 a 1,0 h representou um ganho muito pequeno em termos de erro percentual. Desta forma, o número e o intervalo de medição adotados no presente trabalho deve produzir um percentual de erro próximo ao verificado nos trabalhos acima citados, que também envolviam estudos em seções com morfologia complexa.

As cinco estações de medição na seção *A* foram posicionadas de modo a representarem as principais regiões batimétricas (ver Figura 2.4 no item 2.3.3), como recomendado na literatura (Kjerfve *et al.*, 1981, 1982; Kjerfve & Wolaver, 1988; Miranda, 1996). Em cada saída de campo, as coordenadas das estações foram obtidas com um posicionador GPS (Magelan com precisão 100 m) e a demarcação feita com bóias, que serviam para a ancoragem da embarcação móvel, nas estações *E2* a *E4*. Na estação *E5*, ficou fundeada uma embarcação, durante todo o período de monitoramento. Suas coordenadas também foram obtidas com o GPS. Como a variação na área da seção amostral nas diferentes campanhas foi inferior a 15%, empregou-se um posicionamento médio das 8 saídas na

determinação da longitude da seção *A* (igual a 751.269 em UTM no WGS 1984) e para as estações de medição (*E1* a *E5*), com variação lateral no posicionamento inferior a 200 m. A batimetria da seção foi extraída de um levantamento prévio feito com o mesmo GPS e ecobatímetro (Humminbird com precisão 0,3 m).

Os parâmetros quantificados foram: salinidade, temperatura, altura da coluna d'água e intensidade e direção das correntes e turbidez. Nas estações *E1* a *E4*, com exceção da turbidez, estes parâmetros foram medidos através de perfilagens verticais com um correntógrafo S4 da Inter Ocean, a uma taxa de 0,5 segundo. Na estação *E5*, utilizaram-se um correntômetro SD30 e um STD, ambos da Sensordata, efetuando-se as medições em *z* a cada 2 m ou, no mínimo, na superfície, meio e fundo. Realizaram-se medições verticais de turbidez nas estações *E1* a *E4*, utilizando-se um turbidímetro OBS3 da D&A Company Instrument, a cada 2 m ou, no mínimo, na superfície, meio e fundo. Na estação *E5*, não houve medições de turbidez, somente foram pegadas amostras de água, a cada 1,5 h, para a quantificação do *MPS* por gravimetria (item 1.3.2). Na estação *E2*, a cada 1,33 h, coletaram-se amostras de águas da superfície e do fundo para a quantificação gravimétrica do *MPS*, visando-se a calibração do turbidímetro. Somente uma amostra de água foi coletada em cada estrato da coluna d'água a cada intervalo amostral.

Ressalta-se que, como não foi possível a ancoragem na estação *E1* (próxima ao cais do Porto de Paranaguá) em função do tráfego constante de navios, os dados de velocidade medidos nesta estação foram descartados, adotando-se nos cálculos os mesmos valores da estação *E2*. Entretanto, os demais parâmetros medidos na estação *E1* (salinidade, temperatura e turbidez) foram considerados.

Durante os ciclos de maré monitorados, a variação temporal da elevação da maré foi extraída dos registros contínuos do marégrafo instalado próximo ao Porto de Paranaguá, a 2500 m da seção *A*. Retiraram-se valores discretos a cada 20 minutos, os quais foram referenciados ao nível de redução do referido marégrafo (*i.e.*, 1,0743 m acima do zero da régua).

### **2.3.2. Conversão da turbidez em *MPS***

Para a quantificação do *MPS* pelo método gravimétrico (ver item 1.3.2), as amostras de água das Baías de Antonina e Paranaguá foram coletadas com garrafa de Van Dorn

(capacidade de 1 l), sendo conservadas em gelo durante o período amostral e analisadas em laboratório, no mesmo dia, ou no dia subsequente ao da medição (veja os problemas relacionados à quantificação e armazenamento no Apêndice 1).

Na quantificação da turbidez, utilizou-se o turbidímetro OBS3 (Optical backscatterance da D&A Instrument Company) que mede a quantidade de radiação infravermelha ( $> 790$  nm) retroespalhada num pequeno volume (cerca de  $10 \text{ cm}^3$ ) adjacente à face do sensor (D & A Instrument Company Instruction Manual). O ganho do sensor foi ajustado para a posição média, que produziu o melhor sinal para o intervalo de concentrações de *MPS* observado nas Baías de Antonina e Paranaguá ( $\approx 5$  a  $250 \text{ mg l}^{-1}$ ). Em função da oscilação da resposta do turbidímetro durante a medição considerou-se uma média de 10 a 15 valores de turbidez registrados em cada ponto. A turbidez (mV), obtida nas diferentes profundidades de medição nas estações *E1* a *E4*, foi convertida em concentração de *MPS* ( $\text{mg l}^{-1}$ ) utilizando-se regressões lineares múltiplas entre as concentrações de *MPS*, a turbidez (mV) e a salinidade (ups) quantificadas simultaneamente na estação *E2*, para os estratos de superfície e de fundo, em intervalos de 1,33 h. As regressões foram construídas separadamente para cada ciclo de maré (Tabela 2.1).

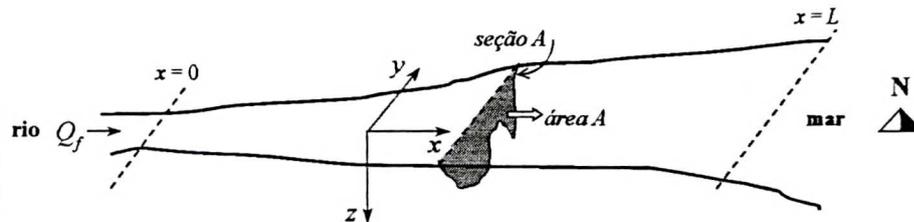
**Tabela 2.1.** Regressões entre o *MPS* ( $\text{mg l}^{-1}$ ), a turbidez (*T*, mV) e a salinidade (*S*, ups) medidos concomitantemente na estação 2, em cada ciclo de maré monitorado, nos estratos de superfície e fundo. Em todas regressões  $p < 0,001$ .

Ciclo	regressão múltipla	$r^2$
22/07/97	$MPS = 12,4873 + 0,0616T + 0,7769S$	0,90
19/08/97	$MPS = -280,5683 + 0,0861T + 10,1437S$	0,75
27/02/98	$MPS = -2,8522 + 0,0583T + 0,8951S$	0,80
27/03/98	$MPS = 21,9358 + 0,3114T + 0,0982S$	0,75
11/08/97	$MPS = -92,5175 + 0,0010T + 3,8858S$	0,57
27/08/97	$MPS = -66,0770 + 0,0279T + 2,7217S$	0,52
04/02/98	$MPS = -55,2535 + 0,0400T + 3,1437S$	0,58
19/02/98	$MPS = 7,8872 + 0,0647T + 0,2855S$	0,70

### 2.3.3. Cálculo das médias dos parâmetros físicos na seção A

Adotou-se como sistema de referência, o cartesiano ortogonal ( $O_{xyz}$ ), com os eixos *x* e *y* orientados, respectivamente, nas direções longitudinal e transversal ao canal, e o eixo *z*, positivamente para baixo (Figura 2.3). Os vetores de velocidade foram decompostos nas componentes *u* e *v*, levando-se em consideração a declinação magnética local e a orientação

do eixo do canal (Miranda, 1996). A componente  $u$  foi orientada longitudinalmente ao canal (positiva para leste–vazante e negativa para oeste–enchente) e a componente  $v$ , transversalmente ao canal (positiva para norte–Ponta das Ostras e negativa para sul–Porto de Paranaguá). Na seção  $A$ , as variáveis físicas analisadas, *i.e.*, a salinidade, a temperatura, as velocidades longitudinal e transversal de corrente e o  $MPS$  assumem, respectivamente, as seguintes relações funcionais:  $S = S(y, z, t)$ ;  $Te = Te(y, z, t)$ ;  $u = u(y, z, t)$ ;  $v = v(y, z, t)$ ;  $MPS = MPS(y, z, t)$ .



**Figura 2.3.** Posicionamento esquemático do sistema de referência adotado na decomposição vetorial da velocidade de corrente medida na seção  $A$ .

Devido às oscilações temporais da maré durante o período de medição, a profundidade local é função do tempo, sendo descrita por:  $h(t) = \bar{h} + \eta(t)$ , onde  $\bar{h}$  corresponde a profundidade média local e  $\eta$  à variação da altura da maré, ambas em m. Para corrigir as distorções ocasionadas na profundidade de amostragem ( $z_a$ , computada a partir da superfície), esta foi transformada numa profundidade adimensional  $Z$ , definida por:  $Z = z_a / h(t)$ , onde  $h(t)$  indica o valor da profundidade local máxima no instante  $t$  de medição (Kjerfve, 1979; Hume & Bell, 1993; Miranda, 1996). Para as perfilagens “contínuas” (feitas com o  $S4$ ) foi efetuada a média das propriedades ( $u$ ,  $v$ , salinidade, temperatura e densidade) em estratos de  $0,10Z$ . Posteriormente, estes valores médios foram interpolados em  $z$  pelo método “*cubic spline*”, adotando-se intervalos para  $Z$  de  $0,025$ . Para as amostragens discretas ( $MPS$  e velocidade na estação 5), realizou-se uma interpolação linear das propriedades entre os pontos de medição previamente ao cálculo das médias e da interpolação em  $Z$ .

Considerando-se  $p$  medidas ao longo da profundidade num determinado perfil, o método de interpolação “*cubic spline*” determina  $p-1$  segmentos contínuos de polinômios de terceiro grau, assumindo que a curvatura (ou segunda derivada) é contínua, quando a curva passa através de cada ponto (Kjerfve, 1990). Geralmente assume-se que não há curvatura (derivada segunda em relação à profundidade é zero) ou que a curvatura é constante (terceira derivada em relação a profundidade é zero) para os pontos finais (Kjerfve, 1990; Hume &

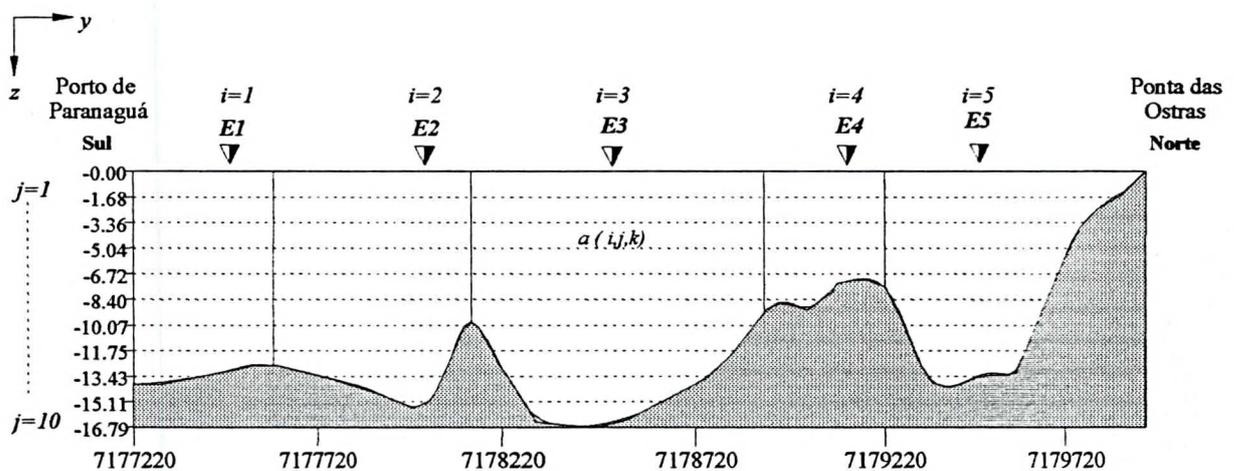
Bell, 1993). Por este método de interpolação verificaram-se problemas de excessiva curvatura quando os valores medidos no ponto mais próximo (pontos finais) eram extrapolados para a superfície. Para contornar isto, os valores das propriedades ( $u$ ,  $v$ , salinidade, temperatura e densidade) na superfície ( $Z = 0$ ) foram extrapolados a partir dos 3 pontos imediatamente adjacentes, assumindo-se curvatura contínua, ou seja, que a segunda derivada calculada considerando-se os pontos  $Z$  iguais a 0,1, 0,2 e 0,3 era equivalente àquela entre os pontos em  $Z$  iguais a 0, 0,1 e 0,2. Assumiu-se velocidade nula ( $u = 0$  e  $v = 0$ ) junto ao fundo ( $Z = 1$ ), aplicando-se o princípio de “aderência”, segundo o qual, não existe movimento na camada de água de espessura ínfima em direto contato com o fundo (Miranda, 1996). Nas medições realizadas com o aparelho *S4*, que utiliza o método eletromagnético para medição de correntes, detectou-se interferência da embarcação nas medidas efetuadas muito próximo à superfície ( $z_a < 1,0$  m). Desta forma, os dados de correntes obtidos em profundidades inferiores a 1,0 m e outros valores onde se observou interferência foram previamente descartados.

Utilizando-se as técnicas de interpolação foi possível estimar valores para cada uma das propriedades medidas em cada um dos níveis adimensionais de profundidade considerados ( $Z_j$ ), para cada uma das cinco estações de medição ( $y_i$ ), em cada instante de tempo amostrado ( $t_k$ ). Como foi operacionalmente impossível a medição simultânea em todas as estações, os valores discretos das propriedades obtidos ao longo de um ciclo de maré, para cada estação e em cada estrato ( $Z_j$ ) foram interpolados em intervalos de tempo regulares e coincidentes para as 5 estações. O mesmo procedimento foi adotado na interpolação da elevação da maré.

Para a interpolação das propriedades no tempo também se utilizou o método “*cubic spline*”, considerando-se um  $\Delta t = T/50$ , onde  $T$  representa o intervalo de tempo necessário para a onda de maré completar um ciclo (cava a cava ou crista a crista), onde  $T = (n - 1) \Delta t$ , com  $n$  igual a 51. Este intervalo foi diferente do período semidiurno (12,42 h) em função da forte assimetria da maré no interior da Baía de Paranaguá (ver item 2.4.1). Nos ciclos onde o monitoramento começou com um pequeno atraso em relação à preamar ou baixa-mar, adicionou-se ao final do ciclo um intervalo de tempo equivalente ao existente entre a crista (ou cava) da onda e o início considerado ( $t_1$ ).

Os perfis instantâneos das propriedades obtidos em cada estação lateral ( $E1$  a  $E5$ ) foram considerados válidos nas subseções batimétricas “ $i$ ” correspondentes, com  $i = 1, 2, \dots, m$

(Figura 2.4). Os valores instantâneos das propriedades interpolados em  $Z$  em cada estação foram novamente adimensionalizados, considerando-se a profundidade máxima em cada instante na subseção mais profunda ( $i = 3$ ), gerando um  $Z_s$  (profundidade adimensional na seção  $A$ ). Após, extraíram-se novamente as médias das propriedades em estratos de  $0,1Z_s$ , as quais foram assumidas válidas em cada subárea  $a_{ij}$  correspondente (Figura 2.4). Somente as estações mais profundas apresentaram 10 subáreas ( $j = 1, 2, \dots, 10$ ). O desenho para a repartição das subáreas foi adotado com base no trabalho de Rattray & Dworski (1980). Segundo estes autores, a divisão em um número constante de estratos em cada subseção é inadequada porque transfere uma grande proporção da contribuição vertical para os efeitos transversais.



**Figura 2.4.** Batimetria da seção  $A$  localizada em frente do Porto de Paranaguá (longitude de 751.269 UTM, no WGS1984). O eixo  $x$  representa a latitude (UTM) e o eixo  $y$  as profundidades (m) em relação ao nível de redução do marégrafo de Paranaguá. Os triângulos mostram o posicionamento médio das estações de medição ( $E1$  a  $E5$ ) e  $a(i,j,k)$  representa a subárea ( $m^2$ ) do estrato de profundidade  $j$ , na subseção  $i$  e no instante  $k$ .

Cada uma das subáreas ( $a_{ij}$ ) foi calculada considerando-se as profundidades em relação ao nível de redução do marégrafo (seção batimétrica base). As variações nestas subáreas, em função da oscilação da maré, foram corrigidas, adotando-se um percentual de correção equivalente ao verificado para a variação da profundidade máxima em cada subseção e em cada instante de tempo com relação à profundidade máxima para o nível de redução, para o qual as subáreas “base” foram calculadas. Desta forma, o número de subáreas em cada subseção foi mantido constante. As larguras das subseções marginais foram consideradas fixas, uma vez que, na margem sul (subseção  $E1$ ) encontra-se o cais do Porto de Paranaguá e, na margem norte, a variação na subárea  $a_{5,1}$ , em função da inundação da

planície de maré adjacente foi inferior a 10% para a situação mais crítica, *i.e.*, o ciclo com maior amplitude de maré.

Em cada instante de tempo ( $t_k$ ), a média na seção  $A$  de uma propriedade genérica ( $\overline{P_A}$ ) foi calculada pela equação 2.1 (adaptada de Rattray & Dworski, 1980; Park & James, 1990):

$$\overline{P_A}(t_k) = \frac{1}{A(t_k)} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^p P_{ijk} \cdot a_{ijk} \quad (2.1)$$

com  $j = 1, 2, \dots, p$ , onde  $p$  representa o número máximo de subáreas em cada subseção “ $i$ ”, com  $i = 1, 2, \dots, m$  ( $m = 5$ ) e  $k = 1, 2, \dots, n$  ( $n = 51$ ). Foram extraídas médias das seguintes propriedades genéricas: componente  $u$  de velocidade, salinidade, temperatura, densidade e  $MPS$ . Para a velocidade da subárea  $E1$  ( $i = 1$ ), adotaram-se os mesmos valores da subárea  $E2$  ( $i = 2$ ). A área total da seção  $A$ , a cada instante de tempo,  $A(t_k)$ , foi calculada como:

$$A(t_k) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^p a_{ijk} \quad (2.2)$$

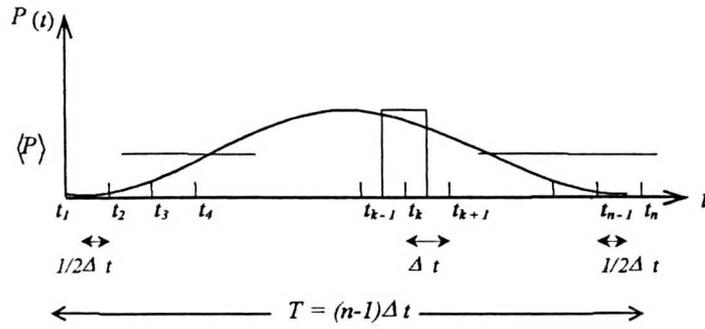
As médias das propriedades na seção  $A$  nos estratos de superfície ( $j = 1, P_s$ ) e de fundo ( $j = p, P_f$ ), em cada instante  $t$ , foram calculadas por:

$$P_j(t_k) = \frac{1}{A_j(t_k)} \sum_{i=1}^m P_{ijk} \cdot a_{ijk}, \text{ com } A_j(t_k) = \sum_{i=1}^m a_{ijk} \quad (2.3)$$

As médias no tempo destes valores instantâneos médios no espaço (*i.e.*,  $\overline{P_A}$  e  $P_j$ ) foram obtidas por (Kjerfve, 1979; Miranda, 1996):

$$\langle P \rangle = \frac{1}{n-1} \left\{ 0,5 \cdot P(t_1) + \sum_{k=2}^{n-1} P(t_k) + 0,5 \cdot P(t_n) \right\}, \quad (2.4)$$

para os instantes de tempo  $k = 1, 2, \dots, n$  ( $n = 51$ ). No primeiro e no último instantes de medição o valor da propriedade é dividido por dois, porque é representativo somente no período de tempo equivalente a  $\frac{1}{2} \Delta t$  (Miranda, 1996) (Figura 2.5). Para a média no tempo e no espaço de velocidade adotou-se o símbolo  $u_a$  e para as demais propriedades  $P_0$ .



**Figura 2.5.** Representação esquemática da seqüência de medidas de uma propriedade genérica  $P$  ao longo do tempo. As medidas nos instantes  $t_k$  são representativas para o intervalo  $t_{k+1/2}-t_{k-1/2}$  (segundo Miranda, 1996).

O valor médio da velocidade longitudinal no espaço e no tempo, *i.e.*,  $u_a = \langle \bar{u}_A \rangle$ , equívale à corrente residual (Lagrangeana) associada ao transporte de volume (Miranda, 1996; Uncles *et al.*, 1986). O transporte de volume instantâneo ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) foi calculado como:

$$T_v(t_k) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^p u_{ijk} \cdot a_{ijk} \text{ e o transporte resultante de volume } (\langle T_v \rangle, \text{m}^3 \text{s}^{-1}) \text{ pela execução da}$$

média no tempo de  $T_v$  (Pillay *et al.*, 1992), conforme a equação 2.4.

Para a construção dos perfis estacionários Lagrangeanos das propriedades, calculou-se o valor médio no tempo para cada subárea  $j$  em cada subseção  $i$ , onde:  $P_L = \frac{\langle P \cdot a \rangle}{\langle a \rangle}$

(adaptado de Uncles *et al.*, 1986).

Desenvolveram-se programas computacionais para efetuar as interpolações espaciais (em  $z$ ) e temporais (em  $T$ ) e o cálculo das médias das propriedades.

### 2.3.4. Cálculo dos parâmetros do Diagrama Estratificação - Circulação

Classificou-se a Baía de Paranaguá pelo Diagrama Circulação–Estratificação proposto por Hansen & Rattray (1966), utilizando-se os parâmetros medidos na seção  $A$ . Neste método, emprega-se um modelo bidimensional estacionário para descrever a circulação e distribuição longitudinal de sal, considerando-se um estuário lateralmente homogêneo, com geometria simples (canal retangular) e que as correntes de maré são a principal causa de mistura turbulenta, mas não interferem na circulação residual do estuário (Hansen & Rattray, 1965, 1966). As características deste modelo podem ser expressas: (i) pelo parâmetro estratificação, que corresponde a fração  $\delta S / S_0$ , onde  $\delta S = S_f - S_s$ , representa a diferença entre

as salinidades do fundo e da superfície e,  $S_0$ , a salinidade média na seção  $A$  e, (ii) e pelo parâmetro circulação, calculado pela razão entre a corrente residual na superfície ( $u_s$ ) e a velocidade gerada pela descarga de água doce ( $u_f$ ), *i.e.*,  $u_s/u_f$  (Hansen & Rattray, 1966; Miranda, 1996). Os parâmetros acima descritos correspondem a quantidades médias num ciclo de maré (semidiurno) e na seção  $A$ . Os parâmetros de estratificação e de circulação compõem, respectivamente, a ordenada e a abscissa do diagrama proposto por Hansen & Rattray (1966).

Para caracterizar o grau de estratificação halina lateral do sistema, utilizou-se o Diagrama Estratificação-Circulação com a adaptação proposta por Dyer (1977). Nesta, o parâmetro estratificação é substituído por  $\Delta S_{LS}/S_0$ , onde  $\Delta S_{LS}$  representa a máxima diferença na salinidade superficial (média no tempo) entre as subseções de medição na seção  $A$ .

A velocidade média gerada pela descarga de água doce no sistema estuarino ( $u_f$ ,  $m\ s^{-1}$ ) corresponde à razão entre a descarga de água doce ( $Q_f$ ,  $m^3\ s^{-1}$ ) e a área ( $A$ ,  $m^2$ ) de qualquer seção transversal ao longo do estuário (Abraham *et al.*, 1986; Uncles *et al.*, 1986; Miranda, 1996):  $u_f = \langle Q_f \rangle / \langle A \rangle$ . Uma estimativa indireta do aporte de água doce pode ser realizada com base nas medições de velocidade efetuadas durante um ciclo completo de maré, considerando-se  $u_f \approx u_a = \langle \bar{u}_A \rangle$  (Miranda, 1996). O valor de  $u_a$  foi calculado conforme as equações 2.1 e 2.4. A média no tempo da área da seção  $A$  foi calculada pelas equações 2.2 e 2.4.

Para o cálculo do  $Q_f$  utilizaram-se os valores de aporte de água doce para a área de drenagem acima da seção  $A$ . Estes foram estimados a partir das vazões diárias medidas nos rios principais (Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto), utilizando-se o percentual de representação encontrado para estes rios em 80% da bacia de drenagem e extrapolando-se o valor obtido para a área total de interesse ( $1700\ km^2$ , até a seção  $A$ ) (ver Capítulo 1). Empregou-se a vazão média de 3 (verão) e 10 (inverno) dias antecedentes à data de monitoramento das propriedades durante ciclos completos de maré na seção  $A$  (ver item 2.4.2), finalizando a média no dia da medição. A notação  $Q_{f3}$  e  $Q_{f10}$  foi empregada para descrever as médias do aporte de água doce de 3 e 10 dias. O valor de  $Q_f$  foi assumido constante durante os ciclos de maré monitorados.

### 2.3.5. Cálculo do Número de Richardson

A importância relativa entre a força restauradora do gradiente de densidade (“*buoyancy*”), que tende a manter a estratificação, e o efeito de turbulência, que atua no sentido de desestabilizar o gradiente de densidade e promover a mistura, pode ser avaliada pelo número de *Richardson* de gradiente (Bowden, 1977; Dyer, 1988b). O número de *Richardson* de gradiente ( $R_i$ ) é descrito pela seguinte equação:  $R_i = \frac{g}{\rho} \frac{\delta\rho/\delta z}{(\delta u/\delta z)^2}$ , onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\rho$  e  $u$  correspondem, respectivamente a densidade e a velocidade longitudinal num determinado estrato da coluna d’água ( $z$ ) (Bowden, 1977; Geyer, 1995; Mann & Lazier, 1996). Em função da dificuldade prática na computação de  $R_i$ , uma forma alternativa utilizada é o número de *Richardson* por camada ( $R_{iL}$ , adimensional):  $R_{iL} = \frac{gh}{\bar{u}^2} \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}}$ , onde  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $h$ , a profundidade (m),  $\bar{u}$  é a velocidade média na coluna d’água ( $\text{m s}^{-1}$ ) e  $\Delta\rho$ , a diferença de densidade entre a superfície e o fundo e, para  $\bar{\rho}$ , usou-se a densidade média na coluna d’água ( $\text{kg m}^{-3}$ ) (Bowden, 1977; Dyer, 1982, 1988b; Scott, 1993). Na formulação do  $R_{iL}$  supõe-se que a energia necessária para a mistura provém do fluxo sobre o fundo e que o atrito interno é desprezível (Dyer, 1988b). Um número *Richardson* por camada ( $R_{iL}$ ) de 20 corresponde ao limite abaixo do qual, a mistura turbulenta ocorre próxima a haloclina em estuários parcialmente misturados (Dyer, 1988b). Para valores abaixo de  $R_{iL} \approx 2$  a turbulência torna-se efetivamente isotrópica e a mistura é completamente desenvolvida (Dyer, 1988b).

### 2.3.6. Medições longitudinais nas baías de Antonina e Paranaguá

Realizaram-se perfilagens verticais de salinidade e temperatura, com o uso de *STD* (Sensordata), e medições de turbidez na superfície e no fundo, empregando-se um turbidímetro (OBS3 da D&A Company Instrument), em 8 a 9 pontos distribuídos ao longo do canal principal das baías de Antonina e Paranaguá, desde a Ilha das Cobras até as proximidades da Ilha do Corisco, na Baía de Antonina (ver Figura 2.1). Em alturas de coluna d’água inferiores a 3 m, mediu-se a turbidez somente num ponto mediano. Paralelamente foram coletadas amostras de água em alguns pontos para a quantificação gravimétrica do

*MPS* (item 2.3.2), visando-se à calibração do turbidímetro. A transparência da água (m) foi obtida com um disco de Secchi ( $\pm 0,10$  m).

As medições foram efetuadas no inverno 1997 (entre 28/07 e 18/09) e no verão 1998 (entre 12/01 e 03/04) em marés de sizígia e de quadratura, em quatro momentos do ciclo de maré: a enchente, a estofa da alta, a vazante e a estofa da baixa. Devido a limitações logísticas, as medições nos diferentes pontos não foram simultâneas, perfazendo-se um período total de deslocamento entre o primeiro e o último ponto de 1,5 a 2,0 h. Realizou-se um total de 20 perfis longitudinais (8 no inverno de 1997 e 12 no verão de 1998) em dez datas amostrais contemplando pelo menos uma vez cada um dos quatro momentos do ciclo de maré, em cada condição de maré (sizígia e quadratura) e em cada estação do ano (inverno e verão). Para 4 perfis não se dispõe de dados de turbidez e *MPS*. Em 13 saídas, durante o tempo do percurso, foram monitorados num ponto fixo próximo ao Porto de Paranaguá: a salinidade, usando-se um *STD* (Sensordata) e a velocidade das correntes, com um correntógrafo *SD6000* (Sensordata). As medições destes parâmetros foram efetuadas na camada de superfície ( $z < 3$  m).

Para a conversão da turbidez em *MPS*, para os pontos onde não houve amostragem do *MPS*, realizaram-se regressões múltiplas entre a concentração de *MPS*, a turbidez e a salinidade do estrato de medição. Os melhores ajustes foram obtidos quando se considerou separadamente os valores medidos em cada perfil longitudinal, distinguindo-se cada situação de maré e período amostral (seco e chuvoso). Entretanto, quando o ajuste obtido não foi significativo, empregou-se duas regressões genéricas construídas com todos os valores de turbidez, *MPS* e salinidade, distinguindo-se apenas entre os períodos de inverno e de verão. O percentual de determinação dos ajustes variou entre 46 e 97% (Tabela 2.2).

Na representação da distribuição longitudinal das propriedades (salinidade, temperatura e *MPS*), considerou-se a distância do ponto de medição em relação à desembocadura do sistema (linha imaginária entre a Ilha do Mel e Pontal do Sul). Os comprimentos dos segmentos de reta obtidos na união entre dois pontos de medição consecutivos corresponderam à distância horizontal entre eles.

Os valores discretos de salinidade e temperatura dos perfis foram interpolados linearmente ao longo de  $z$ , sendo os valores da superfície estimados a partir dos valores medidos nos três pontos imediatamente abaixo da superfície, assumindo-se curvatura contínua. A velocidade de descida e subida do *STD* garantiu que registros fossem feitos em

pequenos intervalos de profundidade, sendo eliminados os valores discrepantes com relação à tendência geral dos perfis. Para a interpolação vertical, usou-se a técnica de interpolação linear. Para a representação espacial da distribuição bidimensional da salinidade, da temperatura e do *MPS* (ao longo dos eixos *x* e *z*), utilizou-se o método de interpolação linear por triangulação. No caso do *MPS*, esta interpolação foi feita somente com base nos valores medidos na superfície e no fundo em cada ponto.

**Tabela 2.2.** Regressões entre o *MPS* ( $\text{mg l}^{-1}$ ), a turbidez (*T*, mV) e a salinidade (*S*, ups) para cada perfil longitudinal de medição, nos estratos de superfície e fundo. O percurso de ida indica um deslocamento de Paranaguá em direção à Antonina e, de volta, o sentido inverso.

Perfil	percurso	regressões múltiplas	$r^2$	<i>p</i>
28/07/97	ida	$MPS = 1,8501 + 0,07108T + 0,4230S^{\text{K}}$	0,61	<0,0001
28/07/97	volta	$MPS = 1,8501 + 0,07108T + 0,4230S^{\text{K}}$	0,61	<0,0001
30/07/97	ida	$MPS = 5,1299 + 0,01142T + 0,3041S$	0,96	0,007
30/07/97	volta	$MPS = 21,6513 + 0,0576T - 0,2941S$	0,88	0,014
03/09/97	ida	$MPS = -6,5489 + 0,2314T + 0,2520S$	0,70	0,015
03/09/97	volta	$MPS = 1,3766 + 0,1984T - 0,0432S$	0,87	0,045
18/09/97	ida	$MPS = 1,8501 + 0,07108T + 0,4230S^{\text{K}}$	0,61	<0,0001
18/09/97	volta	$MPS = 1,8501 + 0,07108T + 0,4230S^{\text{K}}$	0,61	<0,0001
12/01/98	volta	$MPS = 11,7559 + 0,00267T - 0,1924S^{\text{®}}$	0,94	0,016
13/01/98	ida	$MPS = -5,7159 + 0,1163T + 0,5527S^{\text{®}}$	0,90	0,009
13/01/98	volta	$MPS = -3,1371 + 0,0605T + 1,1580S^{\text{!}}$	0,46	<0,0001
04/03/98	ida	$MPS = -2,8716 + 0,0682T + 1,0442S$	0,97	<0,0001
02/04/98	ida	$MPS = -3,5634 + 0,0792T + 1,6571S$	0,82	0,0026
02/04/98	volta	$MPS = -13,3059 + 0,1591T + 2,1053S$	0,87	0,0023
03/04/98	ida	$MPS = 11,3080 + 0,0650T + 0,5976S$	0,94	<0,0001
03/04/98	volta	$MPS = 20,98801 + 0,1151T$	0,79	0,040

<sup>K</sup> regressão geral com todos os valores de superfície e de fundo dos perfis de inverno de 1997; <sup>®</sup> regressão somente com dados de superfície; <sup>!</sup> regressão geral com todos os valores de superfície e de fundo dos perfis de verão de 1998.

Para a representação da variação sazonal da distribuição longitudinal de propriedades (salinidade, temperatura, turbidez, *MPS*, transparência,  $\Delta\bar{S}/\Delta x$ ,  $\Delta\bar{T}/\Delta x$ ), realizou-se a média ao longo da profundidade de cada propriedade considerando-se todas as situações de maré, distinguindo-se apenas entre os períodos de inverno e verão. Para a transparência, a turbidez e o *MPS*, considerou-se apenas o valor da superfície para descrever o comportamento do parâmetro no ponto. Para o grau de estratificação vertical de salinidade ( $S_{fp} - S_{sp}$ ) e temperatura ( $T_{fp} - T_{sp}$ ), calcularam-se as médias da diferença entre os estratos de superfície e fundo, separando-se também entre condições de quadratura e de sizígia. Para efeito de comparação da magnitude estratificação vertical de salinidade considerou-se:  $S_{fp} - S_{sp} < 2$  muito fraca;  $2 \leq S_{fp} - S_{sp} < 3$  fraca;  $3 \leq S_{fp} - S_{sp} < 6$  moderada;  $6 \leq S_{fp} - S_{sp} < 9$  alta;  $S_{fp} - S_{sp} > 9$  muito alta.

## 2.4. Resultados e discussão do monitoramento temporal dos parâmetros físicos na seção A

### 2.4.1. Assimetria da maré

A Baía de Paranaguá apresenta uma forte assimetria nas elevações e correntes de maré (Camargo, 1998; Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Considerando-se o sentido da desembocadura à cabeceira da baía, verifica-se: (i) uma amplificação da altura de maré; (ii) um incremento na assimetria das correntes e; (iii) um aumento na amplitude dos constituintes de águas rasas da onda de maré (especialmente  $MS_4$  e  $MN_4$ ) e da componente quarto diurna ( $M_4$ ), gerado pelas interações não lineares da onda com os limites do corpo estuarino (Camargo, 1998; Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Desta forma, a Baía de Paranaguá apresenta-se como um estuário *hipersincrônico*, nos quais caracteristicamente o efeito de convergência excede o de fricção, resultando numa amplificação da amplitude de maré em direção à cabeceira, com posterior decréscimo na zona de maré do rio (Nichols, 1988; Dyer, 1995). Segundo Camargo (1998), a amplificação da maré na Baía de Paranaguá, é basicamente controlada por ressonância, que depende da frequência de oscilação da onda de maré e do comprimento do estuário.

Assimetrias na duração, velocidade e elevação da maré têm sido atribuídas a diversos efeitos relacionados a: (i) distorções verticais da elevação de maré em função de mudanças na profundidade do sistema, que alteram a celeridade da onda de maré; (ii) características da hipsometria, representada pela relação entre, a razão da área inundada (entre marés) a cada instante sobre a máxima área alagada e, a razão entre a altura instantânea e a altura máxima; (iii) truncamento da maré, verificado quando o fundo do canal está acima do nível médio do mar e; (iv) especialmente pela advecção não linear e dissipação de energia por fricção, gerados pela interação da maré com os limites geométricos do estuário (Boon III & Byrne, 1981; Lincoln & Fitzgerald, 1988; Kjerfve & Magill, 1989; Lessa, 1994; Dyer, 1995). A assimetria de vazante é caracterizada por maiores velocidades e períodos mais curtos de vazante em relação à enchente, o inverso ocorrendo para a assimetria de enchente (Fry & Aubrey, 1990).

Nos ciclos de maré de quadratura monitorados na seção A, as amplitudes observadas foram de micromarés (0,7 a 1,1 m), se aproximando de condições de mesomarés nas sizígias (1,75 a 2,2 m), com amplitudes nas sizígias, em média, 1,2 m superiores às de quadratura. As

diferenças entre os níveis mínimos e máximos atingidos, com relação ao nível médio, foram pequenas; com  $\Delta\eta_V/\Delta\eta_E$  entre 0,95 e 1,12. Exceção feita a dois ciclos de quadratura, nos quais  $\Delta\eta_V/\Delta\eta_E$  foi de 1,2 e 1,5, indicando uma maior distorção na amplitude da onda (Tabela 1 do Apêndice 2).

As maiores diferenças entre as velocidades médias (na seção A) de enchente e vazante ( $\bar{u}_{AV}/\bar{u}_{AE}$  entre 1,16 e 1,48) e os menores períodos de duração da vazante, em relação aos de enchente, estiveram associados aos ciclos de sizígia ( $t_V/t_E$  entre 0,52 e 0,78). Durante as quadraturas, observou-se uma maior simetria com relação ao tempo de duração ( $t_V/t_E$  entre 0,93 e 1,17) e às velocidades médias entre os dois estágios do ciclo de maré ( $\bar{u}_{AV}/\bar{u}_{AE}$  entre 0,88 e 1,07), com exceção de um ciclo de quadratura do verão (04/02/98, com  $\bar{u}_{AV}/\bar{u}_{AE} = 1,53$ ; Tabela 1 no Apêndice 2). Desta forma, a assimetria de vazante foi marcada durante as sizíguas, com maiores velocidades de vazante e períodos de enchente de 1,6 a 3,6 h superiores aos de vazante. Nas quadraturas, as diferenças entre os períodos de vazante e de enchente ( $t_V - t_E$ ) foram menores, variando entre -0,4 a +0,9 h. A assimetria de vazante geralmente ocorre em estuários com canais profundos e com extensas áreas entre marés e de manguezais, que apresentam troca de água mais eficiente durante a maré baixa (Friedrichs *et al.*, 1992; Wolanski *et al.*, 1992; Lessa, 1994).

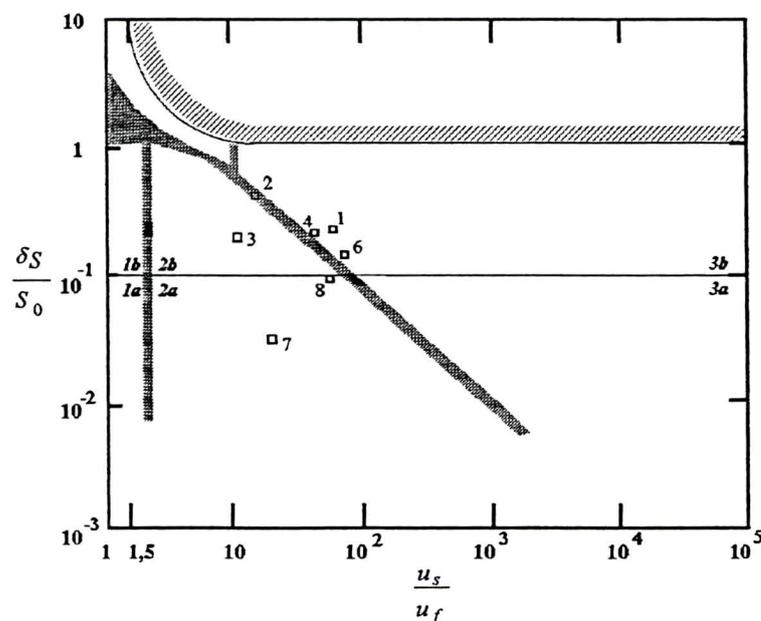
Na Baía de Paranaguá, as componentes ter-diurna (M3), quarto diurna (M4) e as compostas (MN4 e MS4), com amplitudes e velocidades de corrente significativas, apresentam grande importância no comportamento da onda de maré, em termos de elevação e velocidades de correntes (Camargo, 1998; Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Outras componentes de maré também atuam no padrão de oscilação da onda; a interação das diversas componentes pode produzir diferentes assimetrias e distorções da onda de maré (Open University Course Team, 1989). Além disso, o aumento dos efeitos não lineares com o incremento das velocidades das correntes (Salomon, 1988; Fry & Aubrey, 1990), pode explicar as diferenças de assimetria entre as sizíguas e as quadraturas, observadas na Baía de Paranaguá.

#### **2.4.2. Classificação da Baía de Paranaguá (Diagrama Estratificação–Circulação) e análise da circulação residual e estratificação de salinidade**

Tendo em vista a complexidade dos mecanismos de circulação estuarina diversas parametrizações simplificadas têm sido propostas visando-se à comparação entre diferentes

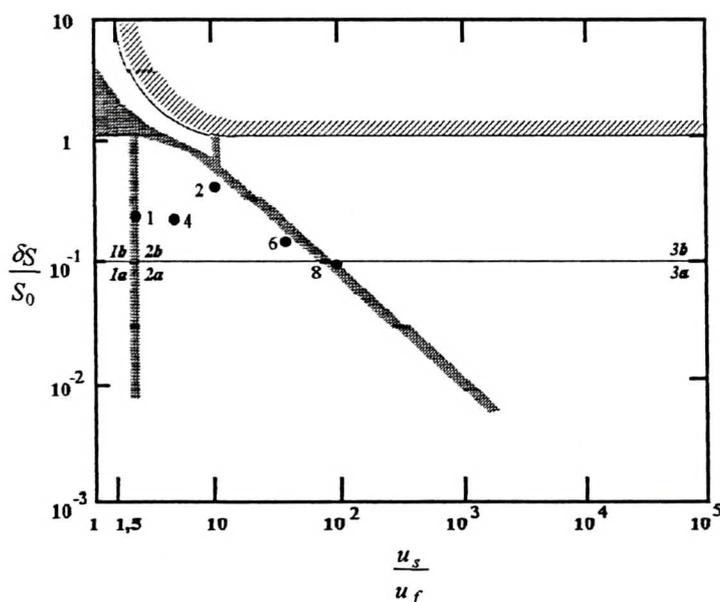
sistemas e a determinação de seus principais mecanismos de mistura. Entretanto, devido a grande variabilidade espacial e temporal das funções motrizes que governam a circulação estuarina, a classificação do sistema é dinâmica, podendo variar com a posição ao longo do estuário, sazonalmente, ou ainda, em função de alterações antrópicas impostas ao sistema (Dyer, 1973).

O diagrama Estratificação-Circulação, proposto por Hansen & Rattray (1966), tem sido considerado um dos melhores sistemas de classificação de sistemas estuarinos (Dyer, 1973; Miranda, 1996). A classificação para a Baía de Paranaguá foi feita considerando-se os valores de  $u_f$  quantificados pelos dois métodos descritos no item 2.3.4. O uso de  $u_f = \langle Q_f \rangle / \langle A \rangle$  produziu valores elevados do parâmetro circulação, enquadrando o sistema na região de transição entre o tipo 2 (parcialmente misturado) e o tipo 3b (altamente estratificado), característico de estuários de Fiorde. Somente em duas sizíguas este parâmetro reduziu-se a níveis que levaram a classificação do sistema no tipo 2 (Pontos 3 e 7 na Figura 2.6). O uso da circulação residual ( $u_f = u_a$ ) produziu uma melhor diferenciação entre os ciclos monitorados das características de circulação (ver item 2.4.4), uma vez que este cálculo representa uma gama maior de processos que condicionam a dinâmica do sistema (Figura 2.7).



**Figura 2.6.** Classificação da Baía de Paranaguá (seção A) pelo Diagrama Estratificação-Circulação (Hansen & Rattray, 1966) em sete ciclos de maré, com base nos parâmetros estratificação ( $\delta S / S_0$ ) e circulação ( $u_s / u_f$ ), utilizando-se  $u_f = Q_f / A$ . Nos ciclos de verão, a numeração equivale a: Ponto 1 (04/02/98; quadratura), Ponto 2 (19/02/98; quadratura), Ponto 3 (27/02/98; sizígia), Ponto 4 (27/03/98; sizígia). Nos ciclos de inverno, os números indicam: Ponto 6 (11/08/97; quadratura), Ponto 7 (19/08/97; sizígia), Ponto 8 (27/08/97; quadratura).

Utilizando-se o segundo método de cálculo (*i.e.*,  $u_f = u_a$ ), a Baía de Paranaguá, na seção A, foi enquadrada no tipo 2 do Diagrama de Estratificação-Circulação em cinco ciclos de maré, sob condições médias estacionárias. Neste tipo de estuário, o fluxo líquido reverte ao longo da profundidade e a transferência de sal estuário acima é feita tanto por advecção quanto difusão (Hansen & Rattray, 1966), correspondendo aos estuários parcialmente misturados (Park & James, 1990; Uncles *et al.*, 1985a). Em todos os ciclos de verão (sizígias e quadraturas), o sistema apresentou apreciável estratificação (tipo 2b; Pontos 1, 2, 3 e 4 nas Figuras 2.6 e 2.7). Nos ciclos de quadratura do inverno, situou-se próximo à região de transição entre os tipos 2b e 2a-3a ( $\delta S/S_0$  entre 0,09 e 0,14; Pontos 6 e 8 na Figura 2.7); apresentando-se fracamente estratificado nas sizígias ( $\delta S/S_0$  de 0,03; Ponto 7 na Figura 2.6).

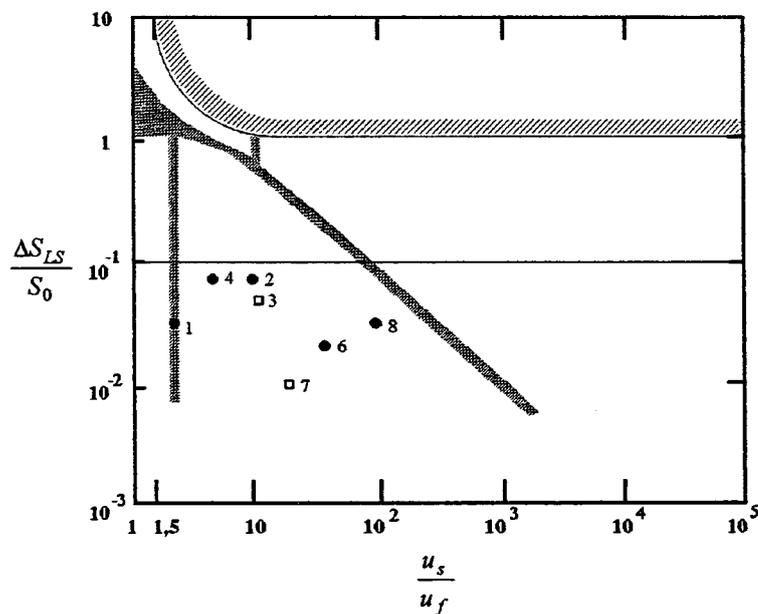


**Figura 2.7.** Classificação da Baía de Paranaguá (seção A) pelo Diagrama Estratificação-Circulação (Hansen & Rattray, 1966) em sete ciclos de maré, com base nos parâmetros estratificação ( $\delta S/S_0$ ) e circulação ( $u_s/u_f$ ), utilizando-se  $u_f = u_a$ . Nos ciclos de verão, a numeração equivale a: Ponto 1 (04/02/98; quadratura), Ponto 2 (19/02/98; quadratura), Ponto 3 (27/02/98; sizígia), Ponto 4 (27/03/98; sizígia). Nos ciclos de inverno, os números indicam: Ponto 6 (11/08/97; quadratura), Ponto 7 (19/08/97; sizígia), Ponto 8 (27/08/97; quadratura).

A Baía de Paranaguá havia sido previamente enquadrada na região de transição entre os tipos 2a e 2b em condições de moderado aporte de água doce (Knoppers *et al.*, 1987; Miranda *et al.*, 1995). Em geral, os parâmetros circulação e estratificação encontraram-se dentro da faixa reportada para estuários de planície costeira (Kjerfve & Greer, 1978; Uncles *et*

*al.*, 1985a; Miranda *et al.*, 1995). Entretanto, durante três ciclos de sizígia, o parâmetro circulação foi inferior a 1 ou negativo, porque as velocidades residuais ( $u_a$ ) foram orientadas estuário acima, impossibilitando a classificação.

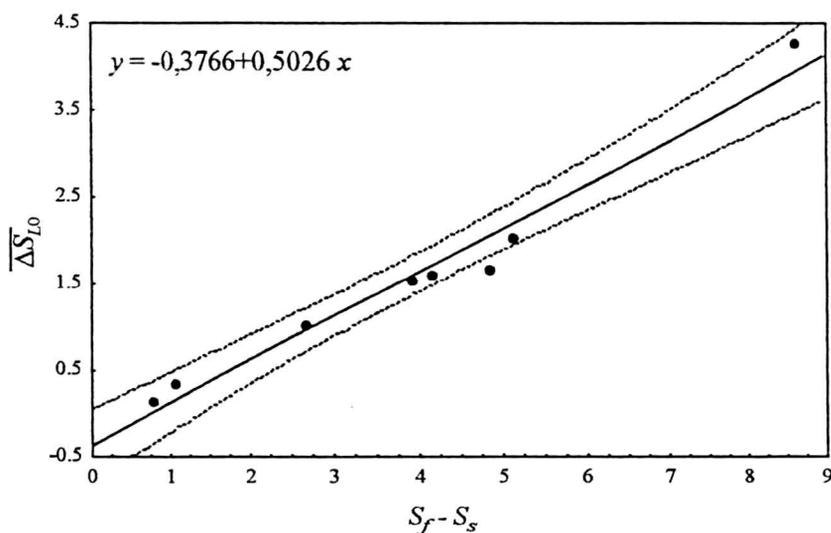
A estratificação lateral de salinidade (Figura 2.8) apresentou-se dentro da faixa reportada para estuários parcialmente misturados (Dyer, 1977; Pino *et al.*, 1994). A estratificação lateral máxima na camada de superfície foi superior nos ciclos de verão ( $\Delta S_{LS}$  entre 1 e 1,6 ups), sendo reduzida no inverno ( $\Delta S_{LS}$  entre 0,3 e 0,9 ups). No verão, a salinidade da camada superficial foi de 10 a 15 ups inferior a quantificada no inverno, quando o aporte de água doce médio nos ciclos monitorados representou somente 25% do  $Q_f$  médio nos ciclos de verão. Sob condições estacionárias, a máxima diferença em  $y$  entre as salinidades médias em  $z$  ( $\overline{\Delta S_{L0}}$ ) variou entre 1,5 e 4,3 ups no verão e entre 0,1 e 1,6 ups no inverno.



**Figura 2.8.** Classificação da Baía de Paranaguá (seção A) pelo Diagrama Estratificação-Circulação Lateral (proposto por Dyer, 1977) para sete ciclos de maré, com base nos parâmetros circulação ( $u_s/u_f$ ) e de estratificação lateral ( $\Delta S_{LS}/S_0$ ). Nos ciclos de verão, a numeração equivale a: Ponto 1 (04/02/98; quadratura), Ponto 2 (19/02/98; quadratura), Ponto 3 (27/02/98; sizígia), Ponto 4 (27/03/98; sizígia). Nos ciclos de inverno, os números indicam: Ponto 6 (11/08/97; quadratura), Ponto 7 (19/08/97; sizígia), Ponto 8 (27/08/97; quadratura). Os Pontos 3 e 7 foram classificados utilizando-se  $u_f = Q_f/A$  e os demais  $u_f = u_a$ .

A estratificação vertical ( $S_f - S_s$ ) foi mais pronunciada no período de elevado aporte de água doce, variando entre 3,9 e 8,6 ups, comparativamente ao intervalo observado para o

inverno, entre 0,8 e 4,1 ups. Encontrou-se uma alta correlação linear entre a máxima estratificação lateral de salinidade ( $\overline{\Delta S_{L0}}$ ) e a estratificação vertical ( $S_f - S_s$ ) (Figura 2.9).



**Figura 2.9.** Relação entre a estratificação lateral máxima na seção A ( $\overline{\Delta S_{L0}}$ , média em z e no tempo, em ups) e a estratificação vertical ( $S_f - S_s$ ; média na seção A e no tempo, em ups) nos ciclos de maré monitorados. Ajuste com  $r^2 = 0,97$  e  $p < 0,001$ .

O grau de estratificação em sistemas estuarinos depende basicamente do equilíbrio entre a força restauradora do gradiente de densidade, que tende a manter a estratificação, e o efeito de turbulência gerado pelos gradientes de velocidade (Mann & Lazier, 1996). A estratificação lateral e vertical foi superior nos ciclos de quadratura em comparação às sizígias, tanto no inverno quanto no verão. Nas sizígias, as maiores amplitudes de maré condicionaram correntes mais intensas, que atuaram no sentido de misturar o sistema. Desta forma, as intensidades de estratificação lateral ( $\overline{\Delta S_{L0}}$ ) e vertical ( $S_f - S_s$ ) (médio no tempo e na seção) puderam ser descritas por regressões múltiplas entre a amplitude de maré (inversamente proporcional) e o aporte de água doce (diretamente proporcional) (Tabela 2.3), que representaram estes indiretamente os mecanismos condicionadores do grau de estratificação.

**Tabela 2.3.** Regressões múltiplas entre a estratificação de salinidade vertical e lateral (ups) da Baía de Paranaguá, o aporte de água doce ( $Q_f$ ,  $m^3 s^{-1}$ ) e a amplitude de maré ( $\eta$ , m). Foram utilizadas médias em 3 ( $Q_{f3}$ , verão) e 10 dias ( $Q_{f10}$ , inverno). Os valores de estratificação correspondem às médias na seção A e no tempo.

	$r^2$	$p$
$S_f - S_s = 4,7693 - 2,1861\eta + 0,0204Q_f$	0,95	< 0,001
$\overline{\Delta S_{L0}} = 2,0350 - 1,1094\eta + 0,0103Q_f$	0,92	< 0,002

Nos ciclos monitorados no verão, o aporte de água doce foi 4,9 vezes superior ao dos ciclos de inverno, o que provocou uma redução média na salinidade ( $S_0$ , na seção *A*) de 8,5 ups. Apesar do reduzido número de observações ( $n = 4$ ), foram encontradas relações lineares significativas entre a salinidade média ( $S_0$ ) e o aporte de água doce. No inverno, os maiores coeficientes de determinação ( $r^2 > 0,98$ ) corresponderam a aportes de água doce ( $Q_f$ ) médios em períodos entre 7 e 10 dias anteriores ao da medição e, no verão, ao aporte do dia da medição ( $r^2 = 0,99$ ) e médios em 2 a 3 dias anteriores ( $r^2 > 0,90$ ) (Tabelas 2.4 e 2.5). A correlação decresceu e deixou de ser significativa para médias entre 5 e 10 dias, voltando a subir para médias entre 15 e 20 dias. Entretanto, este aumento deve ter sido influenciado pela maior frequência de precipitação no verão, com maiores amplitudes registradas em períodos inferiores a 15 dias (ver Capítulo 1).

**Tabela 2.4.** Coeficientes de determinação ( $r^2$ ) entre a salinidade estacionária média na seção transversal *A* ( $S_0$ ) e o aporte de água doce médio em diferentes intervalos de tempo ( $Q_f$ ). O índice subscrito no  $Q_f$  corresponde ao número de dias antecedentes ao da determinação de  $S_0$ , finalizando-se neste último, usados no cálculo da média do aporte de água doce. O  $N$  foi igual a 4, tanto no inverno quanto no verão.

$Q_f$	verão ( $r^2$ )	verão ( $p$ )	inverno ( $r^2$ )	inverno ( $p$ )
$Q_{f1}$	0,99	< 0,01*	0,44	<i>ns</i>
$Q_{f2}$	0,98	< 0,01*		
$Q_{f3}$	0,90	< 0,05**	0,29	<i>ns</i>
$Q_{f5}$	0,58	<i>ns</i>	0,83	< 0,09***
$Q_{f7}$	0,52	<i>ns</i>	0,98	< 0,01*
$Q_{f10}$	0,49	<i>ns</i>	0,99	< 0,01*
$Q_{f15}$	0,93	< 0,04*	0,80	<i>ns</i>
$Q_{f20}$	0,94	< 0,03*	0,65	<i>ns</i>
$Q_{f25}$			0,19	<i>ns</i>
$Q_{f30}$	0,86	< 0,07***		

\* Valores de  $p$  significativos ao nível de significância de 5%, \*\* ao nível de 6%, \*\*\* ao nível de 10% e *ns* não significativo.

**Tabela 2.5.** Regressões lineares entre  $S_0$  (ups) medido na seção *A* e  $Q_f$  ( $m^3 s^{-1}$ ) estimado para uma área de drenagem total de 1700  $km^2$  (até a seção *A*).

	$r^2$	$p$	dias	estação
$S_0 = 26,3613 - 0,0313 \cdot Q_{f1}$	0,99	< 0,003	1	verão
$S_0 = 26,0046 - 0,0263 \cdot Q_{f2}$	0,98	< 0,008	2	verão
$S_0 = 25,6319 - 0,0215 \cdot Q_{f3}$	0,90	< 0,053**	3	verão
$S_0 = 31,1921 - 0,0259 \cdot Q_{f10}$	0,99	< 0,002	10	inverno
$S_0 = 30,9498 - 0,0172 \cdot Q_{f7}$	0,98	< 0,010	7	inverno

\* número de dias usados na média do  $Q_f$ ; \*\*  $p$  significativos ao nível de significância de 6%.

Isto sugere que o tempo de renovação da água doce (tempo de fluxo ou descarga) na Baía de Paranaguá deve situar-se entre 3 e 10 dias. Este intervalo englobou o tempo de descarga reportado para a Baía de Paranaguá de 4 dias (Marone *et al.*, 1995). Entretanto, foi inferior ao calculado para condições de moderado a reduzido aporte de água doce ( $84$  e  $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) de 13 a 24 dias (Knoppers *et al.*, 1987). Com base em regressões lineares entre  $S_0$  e  $Q_f$ , Dyer (1973) inferiu um tempo de renovação da água doce do estuário parcialmente misturado de Mersey (UK) de 7 dias. Desta forma, verificou-se que em condições de elevado e constante aporte de água doce (verão), a renovação do volume de água doce contido na Baía de Paranaguá é bastante rápida, sendo esta taxa reduzida quando a descarga é pequena (inverno). Asselin & Spaulding (1993) encontraram uma relação exponencial negativa entre o aporte de água doce e o tempo de fluxo (tempo de descarga) para o estuário Providence River (Narragansett Bay, USA), sendo esta dependência maior na cabeceira do sistema. O tempo de fluxo encontrado por estes autores variou de 0,8 dias em condições de alto aporte ( $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) a 4,4 dias sob baixos aportes ( $42,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). A dependência entre o tempo de fluxo e o aporte foi reportada para o estuário Forth, com valores entre 7 (alto aporte) e 20-30 dias (baixo aporte) (Lindsay *et al.*, 1996).

### 2.4.3. Circulação residual e transporte de volume

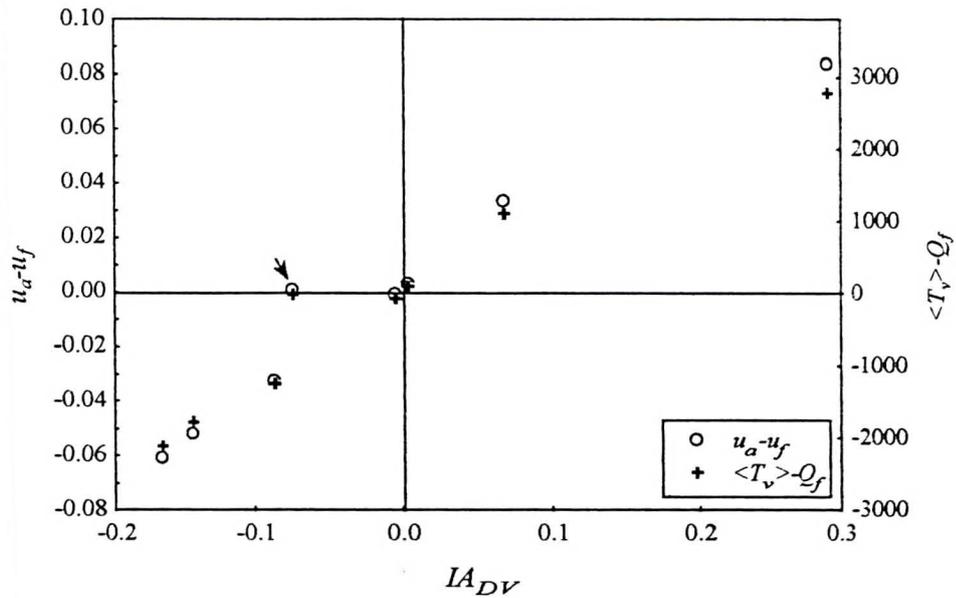
Em sistemas estuarinos, a circulação residual é condicionada por diversos fatores como: a descarga de água doce, o campo de densidade, o estresse gerado pelo vento, o efeito do vento na camada limite costeira, as interações não-lineares da onda de maré com os limites do corpo estuarino e entre as ondas que se propagam estuário adentro e as ondas refletidas (Uncles *et al.*, 1985a,b; Dyer, 1986; Jay & Smith, 1988; van de Kreeke, 1988) e pelas interações não lineares destes fatores (Jay & Smith, 1988). Em estuários clássicos esta circulação pode ser igualada à velocidade induzida pela descarga de água doce, *i.e.*,  $u_a \approx u_f$  (Miranda, 1996). Na maioria das situações analisadas na Baía de Paranaguá, a circulação induzida pela descarga de água doce ( $u_f = \langle Q_f \rangle / \langle A \rangle$ ) foi inferior (1 a 2 ordens de magnitude) à velocidade residual obtida para a seção  $A$  ( $u_a = \langle \bar{u}_A \rangle$ ), representando de 1 a 24% do módulo desta última. Entretanto, em três ciclos de quadratura a razão  $u_f / u_a$  foi alta, variando entre 50 e 170% (Tabela 2.6). O grau de assimetria da maré conjuntamente com o montante do aporte

de água doce foram os principais controladores desta representatividade. Para seções batimétricas profundas distanciadas da cabeceira do estuário Tamar, Uncles *et al.* (1985a) atribuíram as diferenças observadas entre a circulação residual Lagrangeana ( $u_a$ ) e a induzida pela descarga de água doce ( $u_f$ ) ao efeito do vento, variações laterais na topografia da seção e pela existência de padrões horizontais de circulação gerados pelos processos não lineares associados a maré (circulação residual induzida pela maré).

**Tabela 2.6.** Valores estacionários e médios na seção A de velocidade longitudinal ( $u_a$ , m s<sup>-1</sup>), salinidade ( $S_o$ , ups), temperatura ( $T_o$ , °C), densidade ( $\rho_o$ , kg m<sup>-3</sup>) e MPS ( $MPS_o$ , mg l<sup>-1</sup>), do percentual em módulo de  $u_f$  sobre  $u_a$  (%), do transporte de volume (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), da velocidade residual induzida pela descarga de água doce ( $u_f$ , m s<sup>-1</sup>) e do aporte de água doce ( $Q_f$ , m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) médio em 3 dias no verão e em 10 dias no inverno. A duração ( $T$ ) apresentada equívale ao período de tempo ( $h$ ) utilizado no cálculo das médias e a indicação (O) se o ciclo foi de quadratura ( $q$ ) ou sizígia ( $s$ ).

Data	$T$	O	$Q_f$	$u_f$	$u_a$	$\langle T_v \rangle$	$ u_f/u_a $	$S_o$	$T_o$	$\rho_o$	$MPS_o$	$S_f-S_s$	$\overline{\Delta S_L}$
04/02/98	11,55	$q$	115,33	0,0033	0,0867	2912,3	3,9	23,08	29,91	1012,88	27,26	5,10	2,04
19/02/98	13,20	$q$	242,02	0,0071	0,0104	357,3	68,3	20,80	26,31	1012,31	22,20	8,60	4,28
11/08/97	12,96	$q$	37,87	0,0011	0,0022	34,9	52,1	30,24	19,68	1021,24	26,76	4,14	1,60
27/08/97	13,08	$q$	46,79	0,0014	0,0008	-1,9	170,5	29,97	21,25	1020,63	19,40	2,67	1,03
27/02/98	10,89	$s$	214,68	0,0062	-0,0262	-1035,9	23,6	20,45	27,38	1011,72	33,99	3,92	1,53
27/03/98	12,71	$s$	149,69	0,0042	0,0377	1260,5	11,2	22,69	26,64	1013,62	50,00	4,84	1,66
22/07/97	11,52	$s$	38,76	0,0011	-0,0597	-2079,0	1,9	30,19	20,77	1020,92	47,04	1,04	0,34
19/08/97	11,27	$s$	23,99	0,0007	-0,0513	-1732,6	1,4	30,56	21,17	1021,10	51,90	0,78	0,14

Conforme se mencionou anteriormente, a onda de maré na Baía de Paranaguá apresentou uma forte assimetria. Nos ciclos analisados, observou-se que ondas de maré com durações próximas dos tempos de enchente e vazante diferiam quanto à velocidade média, máxima e/ou quanto aos níveis extremos atingidos entre os dois estágios da maré. Desta forma, para retratar o grau de assimetria da maré foi empregado um índice que considera o efeito combinado das diferenças na duração e intensidade média da velocidade entre os períodos de vazante e enchente (conforme descrito no Apêndice 6,  $IA_{DV}$ ). Este índice foi comparado à diferença entre a corrente residual e a corrente induzida pela descarga de água doce ( $u_a - u_f$ ) e à diferença entre o transporte de água resultante,  $\langle T_v \rangle$ , e o aporte de água doce,  $Q_f$  (Tabela 2.1; Figura 2.10). O efeito do vento no sentido de alterar as correntes e o tempo de duração relativa dos estágios de maré encontra-se sobreposto ao da maré. Desta forma, o índice de assimetria está representando a resultante da atuação destas forçantes na distorção das correntes de maré.



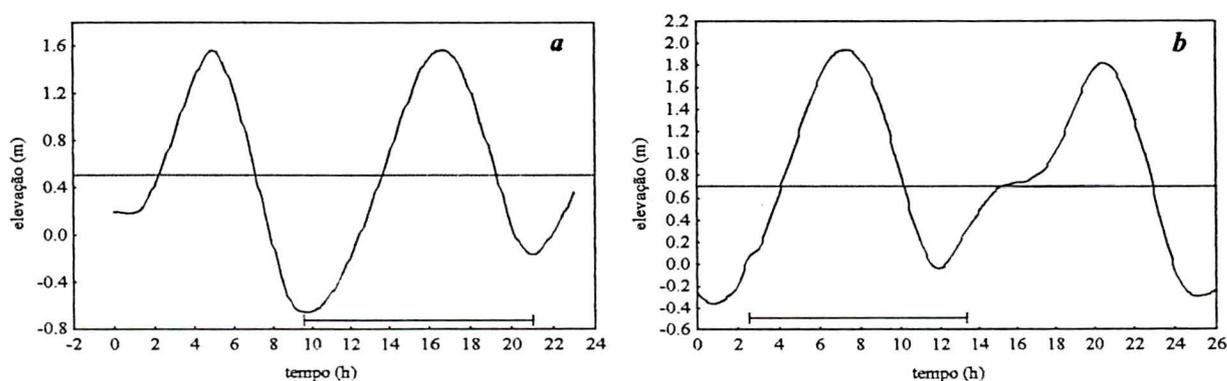
**Figura 2.10.** Relação entre o índice de assimetria da maré ( $IA_{DV}$ ; adimensional) e a diferença entre a corrente residual e a induzida pela descarga de água doce ( $u_a - u_f$ , m s<sup>-1</sup>) e entre o transporte de volume resultante ( $\langle T_v \rangle$ ) e o aporte de água doce ( $\langle T_v \rangle - Q_f$ , m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). Valores zero da abscissa indicam uma maré simétrica e da ordenada que  $u_a = u_f$  ou  $\langle T_v \rangle = Q_f$ .

Na Figura 2.10, o valor zero da abscissa representa uma simetria entre a vazante e a enchente. Os valores positivos e negativos indicam, respectivamente que, o fluxo de vazante e de enchente foram favorecidos, considerando-se o efeito combinado das assimetrias de duração e velocidade média das correntes. Percebe-se que índices positivos ( $IA_{DV} > 0$ ) geraram uma circulação residual e transporte de água estuário abaixo, e os negativos ( $IA_{DV} < 0$ ), em direção à cabeceira do sistema. Para condições simétricas, o fluxo residual foi basicamente explicado pela circulação induzida pela descarga de água doce ( $u_a - u_f \approx 0$ ) e o transporte de água aproximou-se do aporte de água doce, *i.e.*  $\langle T_v \rangle \approx Q_f$ . Desta forma, a circulação residual induzida pela maré influenciou a magnitude e o sentido da circulação residual Lagrangeana e do transporte de água resultante.

Nas sizíguas, embora a assimetria tenha acarretado velocidades médias de vazante mais fortes, os prolongados períodos de enchente foram suficientes para gerar velocidades residuais negativas (estuário acima); exceção feita a uma sizígia de verão onde a relativamente maior taxa  $t_v/t_e$  e as maiores velocidades médias de vazante, produziram velocidades residuais positivas (Tabela 1 do Apêndice 2). Numa quadratura de inverno (11/08/97; ponto assinalado na Figura 2.10) apesar da velocidade média e do tempo de vazante serem inferiores ao de

enchente (4%), gerando um índice  $IA_{DV}$  negativo, a velocidade máxima de vazante foi em média superior (20%), ocasionando uma maior redução do nível mínimo em um dos ciclos (ver Figura 2.26c do item 2.4.5) e promovendo um pequeno fluxo residual de vazante. Embora os dois parâmetros escolhidos (tempo e velocidade média) tenham conseguido retratar o sentido da velocidade e do transporte resultante na maioria das situações analisadas, outros fatores como: diferenças na velocidade máxima e/ou amplitude da maré entre os dois estágios da maré e as defasagens, entre a variação temporal da elevação e da corrente podem interferir no sentido e magnitude da circulação e transporte residuais (Kjerfve & Proehl, 1979; Ward, 1981).

Durante os ciclos de sizígia analisados, o período de tempo necessário para completar uma onda de maré (marégrafo de Paranaguá) foi em geral um pouco superior ou inferior ao ciclo semidiurno esperado de 12,42 h (Tabela 2.6). Nas quadraturas, os monitoramentos durante os ciclos semidiurnos ( $\approx 14,5$  h) englobaram duas ondas completas de maré. Pelos registros de maré para dois ciclos contínuos de sizígia, verificou-se que normalmente ocorre uma compensação de nível entre eles, entretanto as diferenças são mais pronunciadas num ciclo individual. Em alguns ciclos, se tivesse sido monitorado o ciclo subsequente ou anterior ao medido, o sentido da corrente residual provavelmente teria sido o inverso, se mantidas as condições de aporte de água doce (e.g., na Figura 2.11 a, b). As desigualdades diurnas e os efeitos locais observados no comportamento da maré da Baía de Paranaguá (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*) são responsáveis por estas diferenças. Desta forma, idealmente deve-se monitorar dois ciclos semidiurnos subsequentes para extrair a corrente residual (Dyer, 1986).



**Figura 2.11.** Ilustração das desigualdades diurnas em dois ciclos semidiurnos consecutivos de sizígia em 19/08/97 (a) e em 27/02/98 (b). As linhas tracejadas indicam o nível médio e as barras horizontais o período monitorado.

Estes resultados representam situações particulares e; os sentidos resultantes de corrente residual e transporte de água não devem ser interpretados como uma tendência geral da Baía de Paranaguá. Isto porque, a alta variabilidade temporal das características das funções motrizes de sua hidrodinâmica indica que para se estabelecer uma conclusão, sobre a importação ou exportação de propriedades neste sistema estuarino, necessita-se de longos períodos de monitoramento, onde vários ciclos sejam incluídos; permitindo que a variabilidade temporal das características da onda de maré possa ser melhor representada. Outro fator de variação, em escala de tempo quinzenal, consiste na alteração do fluxo residual em função de diferenças na capacidade de estocagem e liberação de água entre os ciclos de quadratura e sizígia (trapeamento da maré). Este efeito é particularmente importante em estuários que apresentam grande amplitude de maré e extensas áreas de planícies de maré, marismas ou manguezais (Allen *et al.*, 1980; Wolanski *et al.*, 1992).

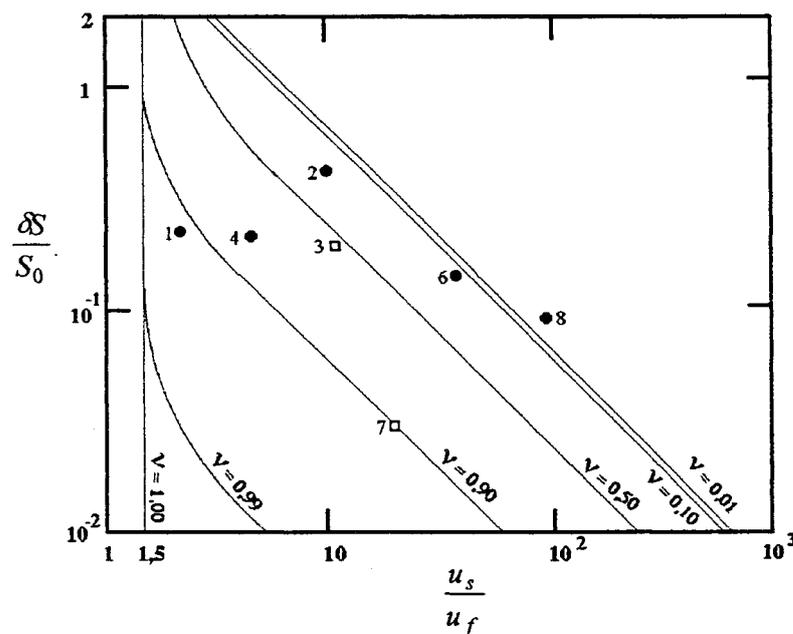
Segundo Kjerfve & Proehl (1979), a alta variabilidade temporal a que estão sujeitos os fluxos residuais, reforça a necessidade de longos períodos de monitoramento para obtenção de médias de longo tempo, utilizadas em balanços de massa de sistemas estuarinos.

#### **2.4.4. Análise da importância relativa dos mecanismos de advecção e difusão (Diagrama Estratificação-Circulação) e da estrutura estacionária das propriedades na seção A**

Os parâmetros estratificação – circulação foram inseridos também no diagrama com as isolinhas de  $\nu$ , que permite uma análise da importância relativa dos processos advectivos e de difusão no transporte longitudinal de sal, estuário acima (Hansen & Rattray, 1966) (Figura 2.12). Para  $\nu = 1$ , o transporte de sal, estuário acima ocorre exclusivamente por difusão turbulenta e para  $\nu \rightarrow 0$ , somente através da circulação gravitacional (Hansen & Rattray, 1966). Esta fração difusiva pode ser convenientemente obtida a partir dos parâmetros circulação – estratificação, embora no modelo matemático que a descreve,  $\nu$  seja calculada em função de: (i) um termo que quantifica o cisalhamento do vento, (ii) um parâmetro que indica a mistura pela maré e (iii) um número que representa a circulação gravitacional, associado ao número de Rayleigh (Hansen & Rattray, 1966). Desta forma, os processos associados às principais funções motrizes (água doce, maré e vento) de sistemas estuarinos encontram-se contemplados na fração difusiva. Van de Kreeke & Robaczewska (1989),

estudando um estuário parcialmente misturado, encontraram boa concordância entre os valores de  $\nu$  calculados a partir das medições no ambiente e aqueles determinados pelo modelo de Hansen-Rattray, apesar das simplificações adotadas neste último (ver item 2.3.4).

Na Baía de Paranaguá, de modo geral, tanto a circulação gravitacional, quanto a difusão foram importantes para o balanço horizontal de sal ( $0,01 > \nu > 0,9$ ). Em três quadraturas (19/02/98; 11/08/97; 27/08/97) onde a maré foi aproximadamente simétrica, o transporte de sal, estuário acima, ocorreu quase exclusivamente por advecção (circulação gravitacional) (Pontos 2, 6 e 8 da Figura 2.12).



**Figura 2.12.** Diagrama Estratificação – Circulação de Hansen & Rattray (1966) com as isolinhas de  $\nu$ . Nos ciclos de verão, a numeração equivale a: Ponto 1 (04/02/98; quadratura), Ponto 2 (19/02/98; quadratura), Ponto 3 (27/02/98; sizígia), Ponto 4 (27/03/98; sizígia). Nos ciclos de inverno, os números indicam: Ponto 6 (11/08/97; quadratura), Ponto 7 (19/08/97; sizígia), Ponto 8 (27/08/97; quadratura). Os Pontos 3 e 7 foram classificados utilizando-se  $u_f = Q_f/A$  e os demais  $u_f = u_a$ .

Na quadratura de verão (19/02/98) e numa quadratura de inverno (11/08/97) os perfis estacionários de salinidade nas cinco subseções revelaram a formação de uma marcada haloclina (Figura 2.13, b, c) e os perfis estacionários de velocidade (Lagrangeanos) mostraram a presença da circulação gravitacional vertical bem desenvolvida, especialmente no canal profundo (E3) (Figura 2.14, b, c).

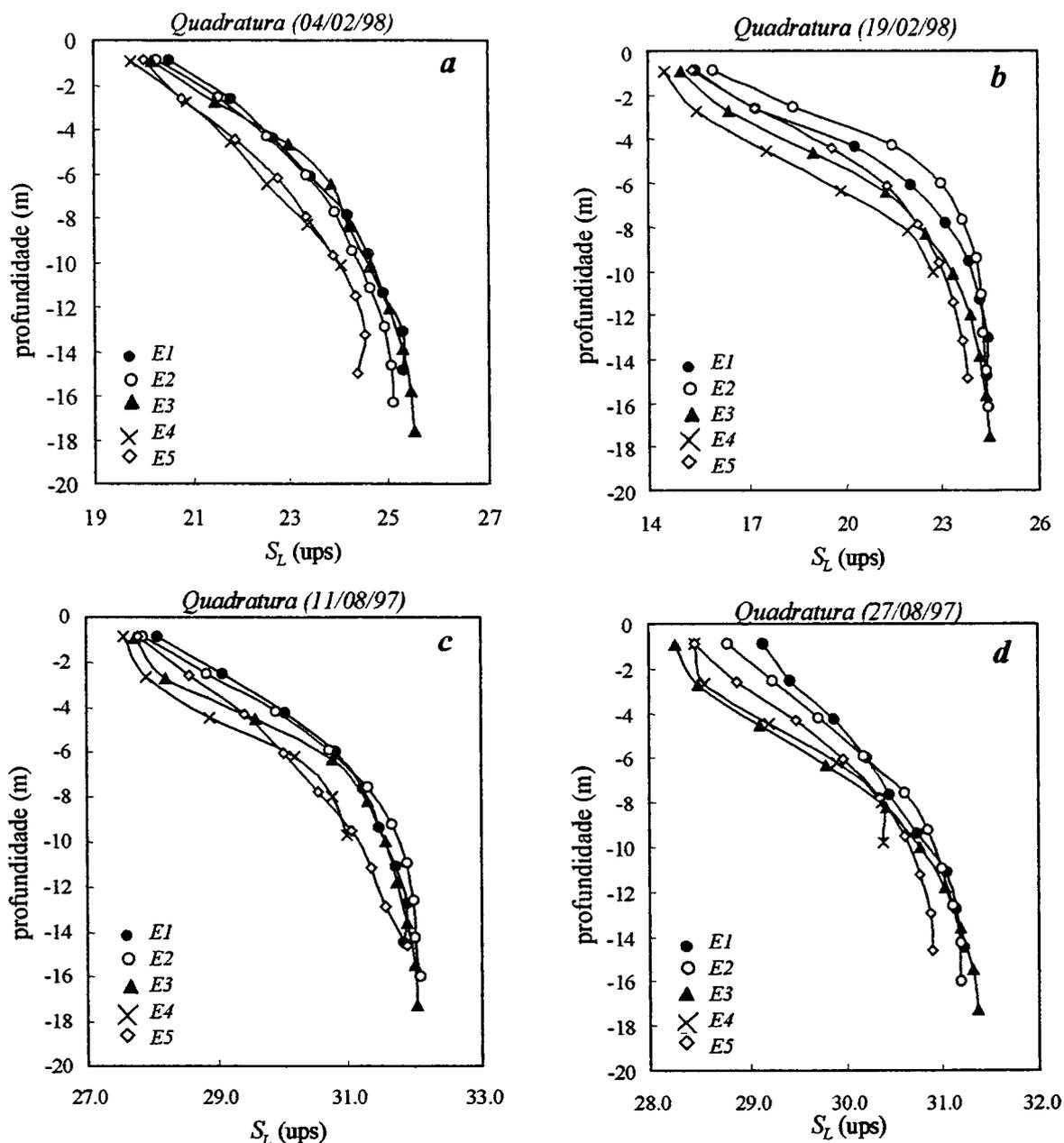
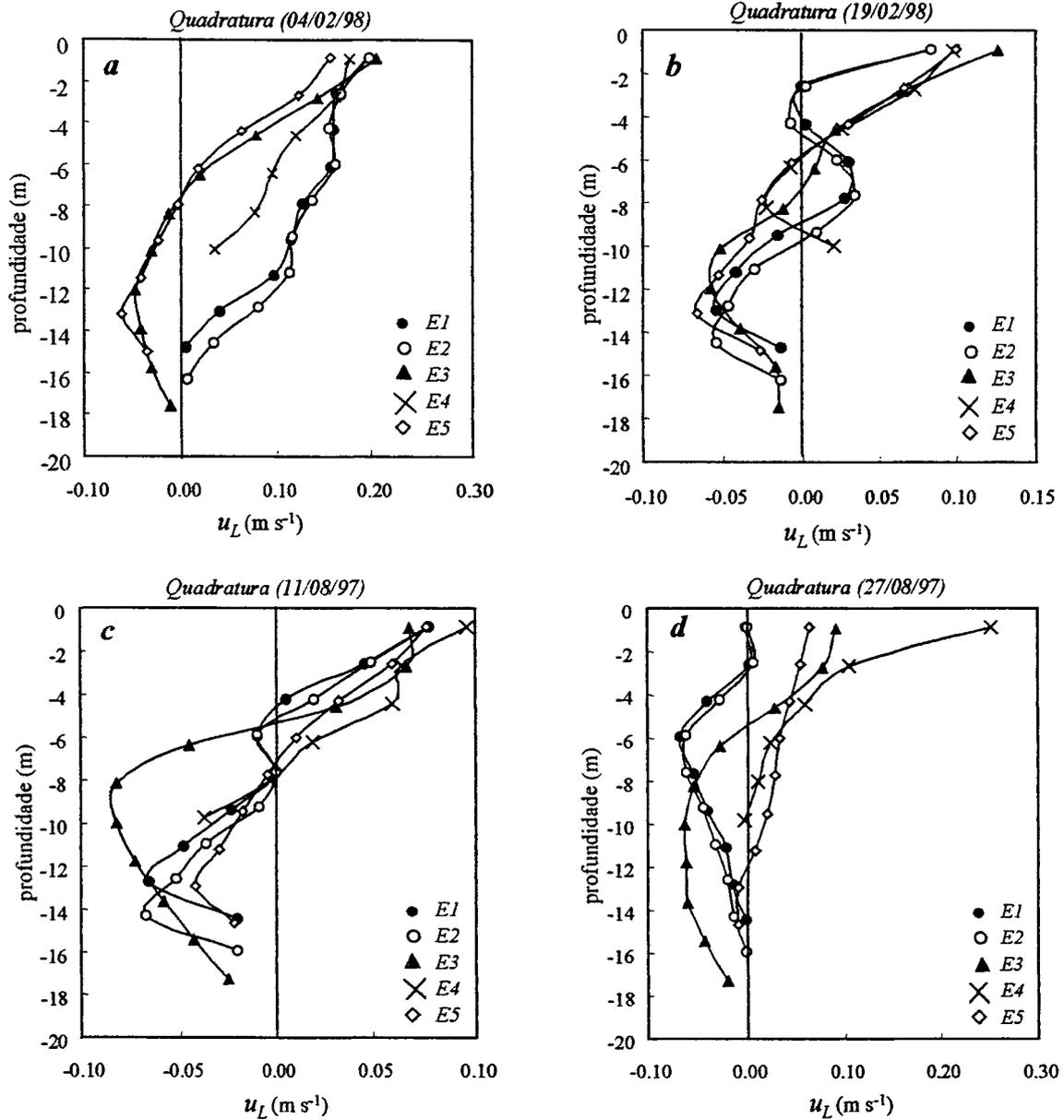


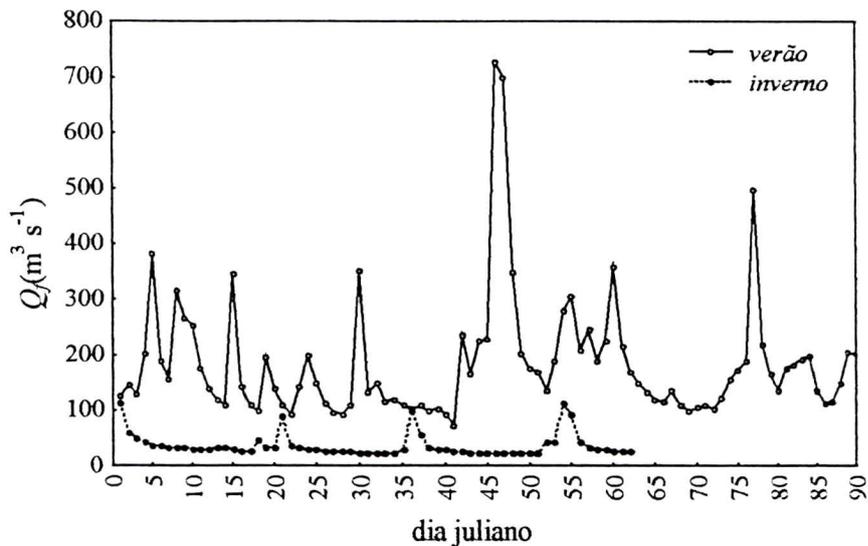
Figura 2.13. Perfis estacionários de salinidade ( $S_L$ , ups) nas subseções  $E1$  a  $E5$  nas quadraturas de verão de 04/02/980 (a) e 19/02/98 (b) e nas quadraturas de inverno de 11/08/97 (c) e 27/08/97 (d).

Na quadratura de verão (19/02/98), a alta estratificação vertical de salinidade ( $S_f - S_s$  de 8,6 ups) foi condicionada por um alto aporte de água doce ( $350$  a  $> 700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) ocorrido 3-4 dias anteriores ao do monitoramento de propriedades na seção  $A$  (dia 50; Figura 2.15), concomitante com as reduzidas velocidades de corrente observadas nos ciclos de quadratura (Tabela 2 do Apêndice 2). O transporte de volume neste ciclo (*i.e.*,  $357 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) apresentou-se 50% superior ao aporte médio em 3 dias ( $Q_{\beta}$ , Tabela 2.6) e 20% inferior ao aporte médio em 5 dias. Esta diferença pode ter sido gerada por uma subestimativa do aporte de água doce ou do tempo de fluxo, ou ainda, pelos erros associados ao método de cálculo dos transportes.



**Figura 2.14.** Perfis estacionários de velocidade longitudinal ( $u_L$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ) nas subseções E1 a E5 nas quadraturas de verão de 04/02/980 (a) e 19/02/98 (b) e nas quadraturas de inverno de 11/08/97 (c) e 27/08/97 (d).

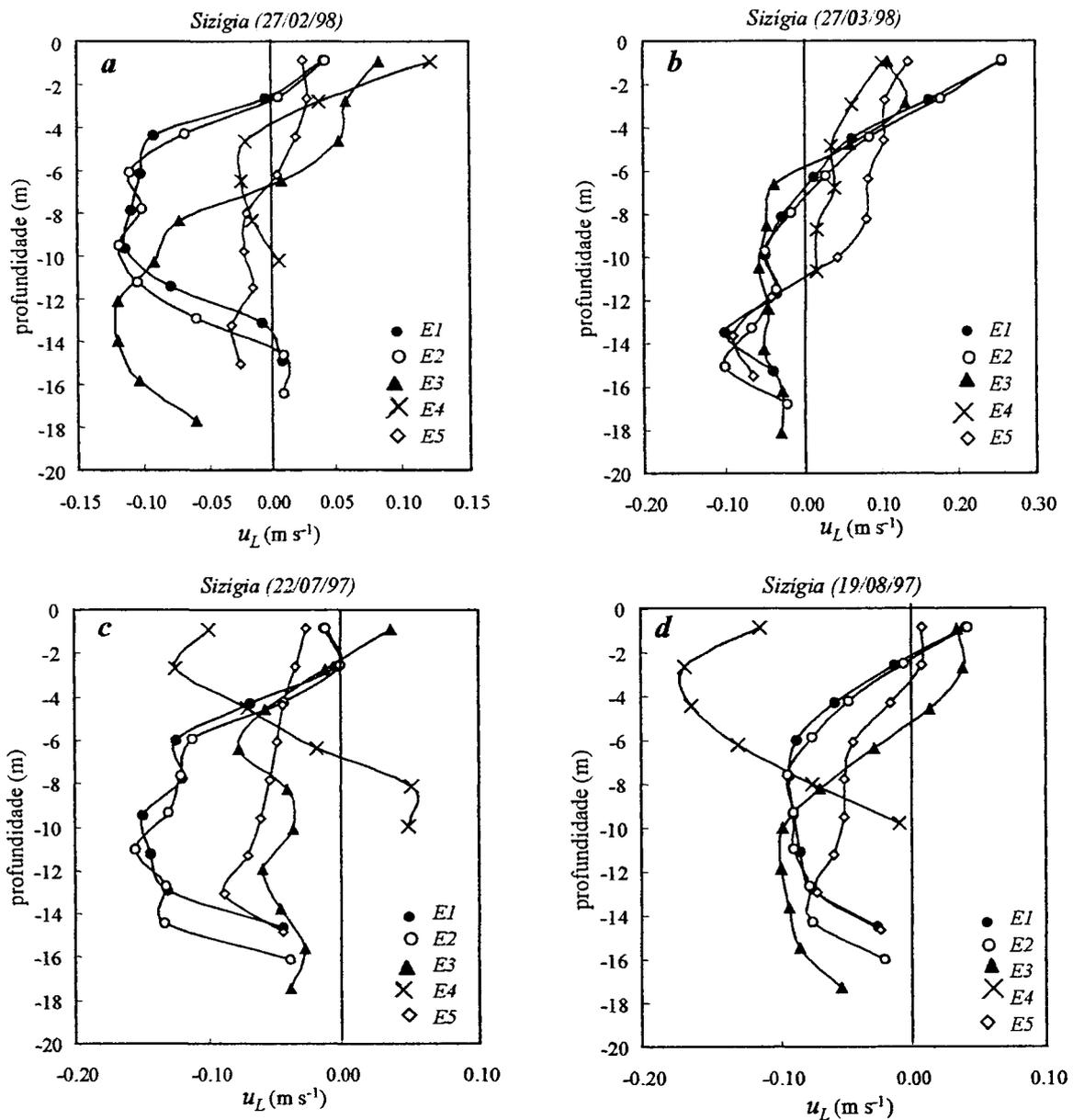
Na quadratura de 27/08/97, apesar do relativamente maior aporte de água doce e das velocidades médias comparáveis à da outra quadratura de inverno (*i.e.*, 11/08/97, Tabela 2 do Apêndice 2), a estratificação vertical de salinidade foi inferior (fraca) e o movimento em duas camadas do fluxo resultante, somente ocorreu na subseção E3 (Figuras 2.13 d e 2.14 d). Desta forma, a importância da difusão turbulenta neste ciclo pode estar subestimada na classificação pelo diagrama Estratificação – Circulação.



**Figura 2.15.** Aporte de água doce no verão no período de 01/01/98 (dia 1) a 30/03/98 (dia 90) e no inverno do dia 01/07/97 (dia 1) a 31/08/97 (dia 62). Valores estimados a partir dos valores medidos nos rios Cachoeira, Nhundiaquara, Marumbi e Pinto, utilizando a correção pela importância relativa destes rios em 80% da bacia de drenagem e a correção para a área de drenagem total (até seção *A*), conforme descrito no Capítulo 1.

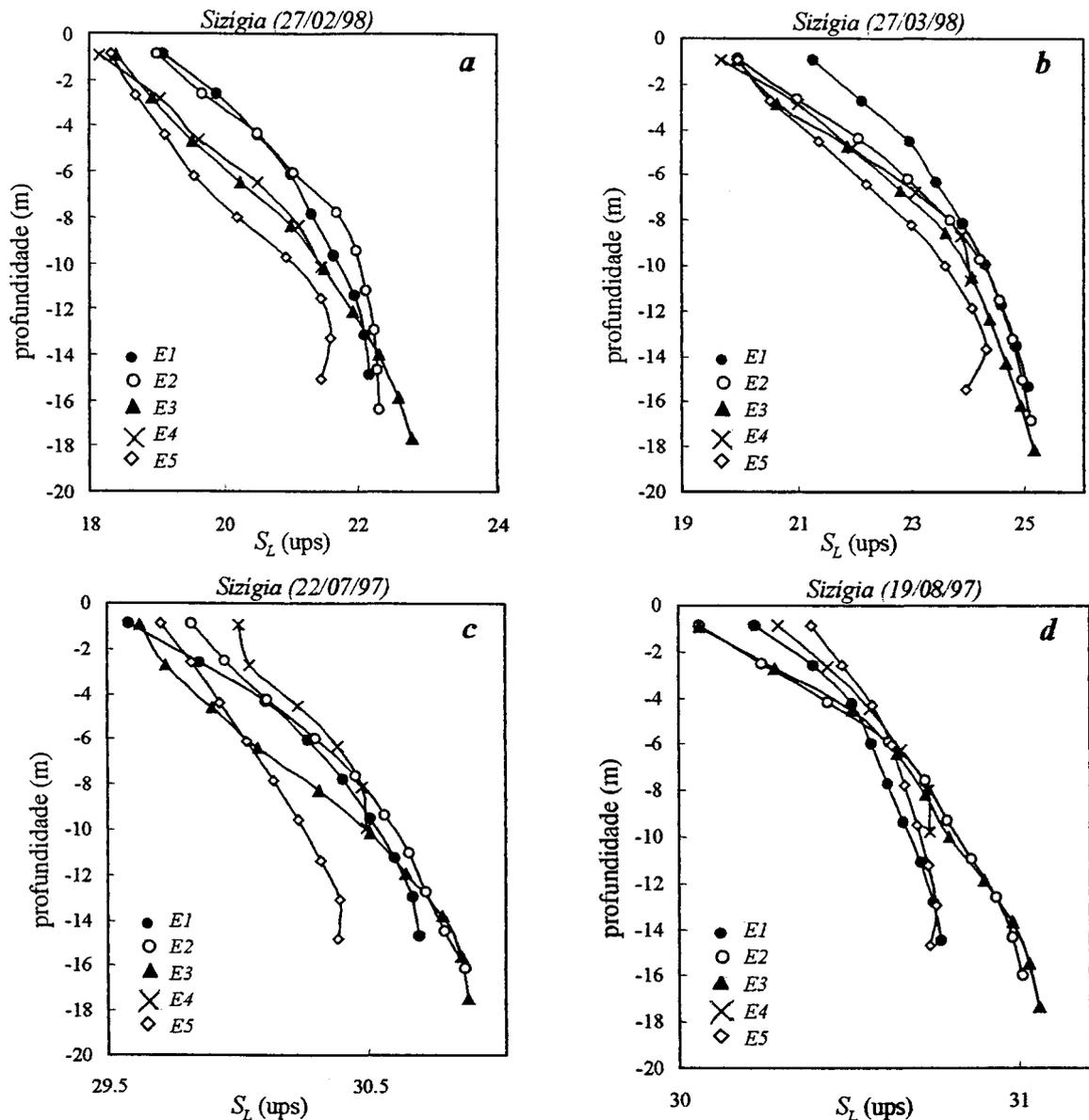
Nesta quadratura, a grande variação lateral (subseções *E1* a *E5*) dos perfis estacionários de velocidade deve ter mascarado os valores médios resultantes na seção *A*. A subseção mais profunda (*E3*) apresentou circulação em duas camadas e estratificação halina mais desenvolvidas. Além disso, observou-se a exportação de água no lado norte do canal (subseções *E4* e *E5*) e a importação na parte sul (subseções *E1* e *E2*). Neste ciclo, a circulação resultante provavelmente sofreu a influência do vento. Observações de campo mostram o predomínio do vento oeste pela manhã no mesmo sentido das correntes de vazante, mas ventos fortes de leste no período da tarde que atuaram no sentido contrário à maré no ciclo de vazante e favorável no período de enchente, o que pode ter contribuído para gerar velocidades médias e máximas de enchente relativamente maiores (Tabela 2 do Apêndice 2).

Nas sizígias de inverno (22/07 e 19/08/97), embora não tenha sido possível a classificação pelo Diagrama Estratificação–Circulação, os valores reduzidos e/ou negativos do parâmetro circulação e a baixa estratificação vertical de salinidade indicam a predominância da difusão turbulenta sob condições de reduzido aporte de água doce e elevadas velocidades de corrente (Tabela 3 do Apêndice 2). Ambas as saídas apresentaram correntes residuais Lagrangeanas ( $u_a$ ) predominantemente orientadas estuário acima, em todas as camadas (Figura 2.16 c, d).



**Figura 2.16.** Perfis estacionários de velocidade longitudinal ( $u_L$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ) nas subseções E1 a E5 nas sizígias de verão de 27/02/980 (a) e 27/03/98 (b) e nas sizígias de inverno de 22/07/97 (c) e 19/08/97 (d).

Nestes ciclos, verificou-se a quase completa erosão da haloclina ( $S_f - S_s < 1,5$  ups), comportamento típico de estuários bem misturados (Figura 2.17 c, d). O perfil estacionário da sizígia de 19/08/97, com aporte de água doce de  $24 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , apresentou salinidades um pouco maiores que às da sizígia de 22/07/97, quando o aporte foi superior (*i.e.*,  $39 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) (Figura 2.17 c, d). Numa quadratura de inverno (11/08/97), sujeita a menores velocidades de corrente, um aporte com aproximadamente a mesma magnitude ao desta última sizígia (*i.e.*,  $38 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), produziu características distintas no padrão de circulação, gerando a circulação gravitacional (Figura 2.14 c), conforme mencionado anteriormente.



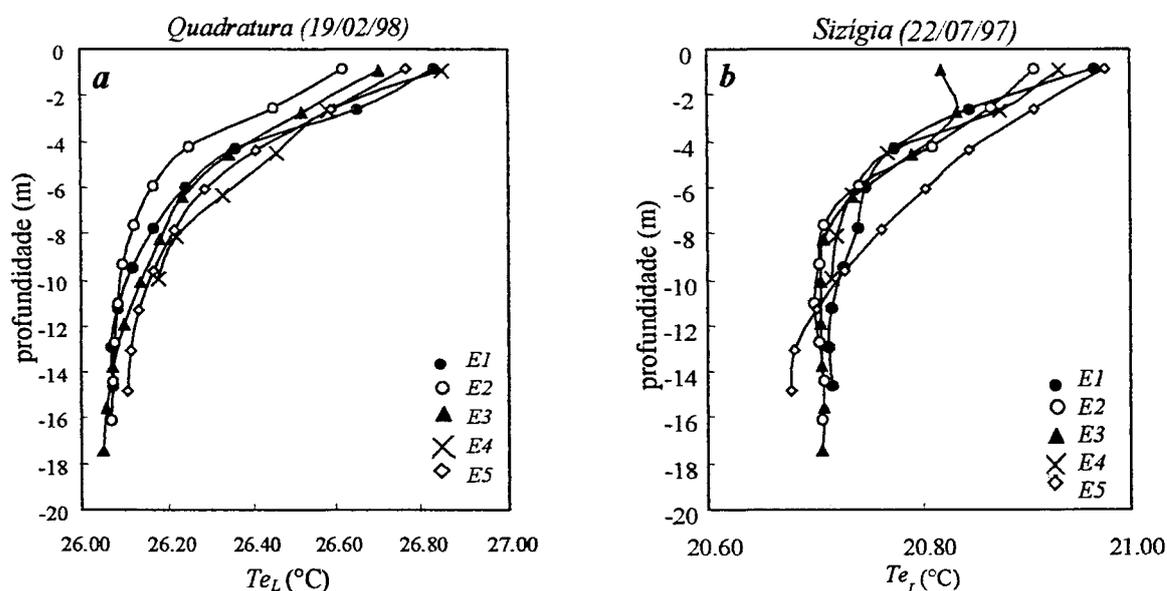
**Figura 2.17.** Perfis estacionários de salinidade ( $S_L$ , ups) nas subseções *E1* a *E5* nas sizígias de verão de 27/02/1980 (a) e 27/03/98 (b) e nas sizígias de inverno de 22/07/97 (c) e 19/08/97 (d).

Nestes dois ciclos de sizígia de inverno, a circulação residual (Lagrangeana) exibiu sentido oposto ao da circulação gravitacional na subseção *E4*, que se encontra na região mais rasa da seção *A* (Figura 2.17, c, d). Segundo Uncles & Stephens (1990), esta inversão ocorre, particularmente em locais rasos, quando na ausência de gradiente longitudinal de densidade, a maré, parcialmente progressiva, induz uma corrente residual associada à defasagem entre a preamar e a estofa subsequente, sendo este atraso mais pronunciado na superfície que no fundo.

Em dois ciclos de sizígia (27/02/98 e 27/03/98) e num de quadratura (04/02/98) no verão, apesar da moderada estratificação vertical estacionária de salinidade ( $S_T - S_b$ , entre 3,9 e

5,1 ups), as altas velocidades de corrente (Tabela 1 e 2 do Apêndice 2) geraram a predominância do mecanismo de difusão turbulenta no transporte de sal estuário acima ( $0,5 < \nu < 0,99$ ) (Pontos 1, 3 e 4 da Figura 2.12). Nestes ciclos, o gradiente de densidade contribuiu para a presença da circulação gravitacional vertical na maioria das subseções, conforme ilustram os perfis estacionários de velocidade ( $u_L$ ). Entretanto, perfis com fluxo residual predominantemente orientado estuário acima ou abaixo ocorreram em algumas subseções (Figura 2.14 a; Figura 2.16 a, b). A salinidade estacionária na seção A apresentou uma estratificação vertical com menores salinidades na superfície e aumento gradativo em direção ao fundo (Figuras 2.13 a; 2.17 a, b). Os maiores gradientes verticais estacionários ocorreram nos canais profundos, especialmente na subseção E3.

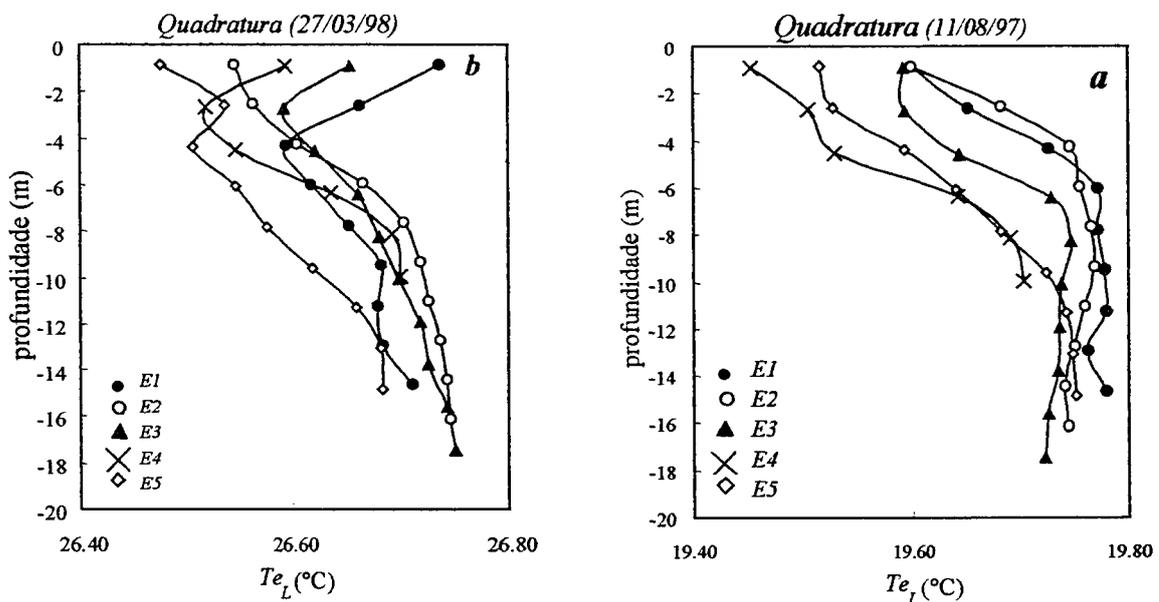
A temperatura (média no tempo) também apresentou estratificação vertical, embora com amplitude de variação vertical reduzida ( $< 0,9^\circ\text{C}$ ). Na maioria das situações, as temperaturas mais altas localizaram-se na camada de superfície, diminuindo em direção ao fundo, como exemplificado nas Figuras 2.18 a, b.



**Figura 2.18.** Perfis estacionários de temperatura ( $Te_L$ ,  $^\circ\text{C}$ ) nas subseções E1 a E5 num ciclo de quadratura do verão (19/02/98) (a) e de sízigia do inverno (22/07/97) (b).

Entretanto, em duas situações houve uma inversão na estratificação, com menores temperaturas próximas à superfície (11/08/97 e 27/03/98) (Figura 2.19 a, b), quando a média temporal foi influenciada pela reduzida temperatura das águas superficiais, medidas nos períodos noturno e matutino (até 10 h). Nestes dias registraram-se as menores temperaturas

médias diárias do ar (estação meteorológica do CEM), que foram de 3,5 a 6,1°C (ciclo de inverno) e de 3,4 a 6,7°C (ciclo de verão) inferiores às observadas nos demais ciclos monitorados em cada período. A temperatura das águas superficiais é influenciada pelos processos de interação entre a água e o ar, sendo a radiação solar a principal responsável pelo aquecimento (Critchfield, 1983). Em ambientes rasos da Lagoa dos Patos, Silva (1995) encontrou relações lineares entre a amplitude térmica da água (em 24 h) e a radiação solar integrada no fotoperíodo.



**Figura 2.19.** Perfis estacionários de temperatura ( $T_{eL}$ , °C) nas subseções E1 a E5 num ciclo de sizígia do verão (27/03/98) (a) e de quadratura do inverno (11/08/97) (b).

Analisando-se a variação temporal da temperatura, observou-se que o maior aquecimento das águas superficiais ocorreu aproximadamente entre 12 e 17 h, independentemente da fase da maré. Perillo *et al.* (1989) observaram um aumento da temperatura da água no estuário do Rio Chubut (Argentina; latitude 44°S) no período vespertino, sendo este mais pronunciado nos setores rasos. Padrão semelhante foi identificado em enseadas rasas (< 1 m) do estuário da Lagoa dos Patos (32°S), com maior aquecimento da água no período entre 11 e 18 h (Silva, 1995).

Pelos perfis estacionários de velocidade longitudinal (Figuras 2.14 e 2.16), observa-se que as maiores velocidades residuais, orientadas no sentido de vazante, ocorreram próximas à superfície (profundidades < 5 m), com máximos geralmente entre 0,10 e 0,25 m s<sup>-1</sup>. As velocidades residuais máximas no sentido de enchente geralmente ocorreram na porção

mediana da coluna d'água ou junto ao fundo, apresentando patamares inferiores (entre 0,05 e 0,16 m s<sup>-1</sup>).

Nos ciclos que apresentaram perfis (em algumas subseções) com velocidade longitudinal (média no tempo) predominantemente orientada estuário abaixo ou estuário acima, o cálculo da deficiência de velocidade, *i.e.*,  $u_{bi} = u_{Li} - u_{ai}$  (de natureza baroclínica e estacionária) (van de Kreeke & Robaczewska, 1989; Miranda, 1996) revelou, em geral, movimentos em duas camadas. Entretanto, em algumas subseções este padrão não foi definido (Figura 2.20 a, b, c, d).

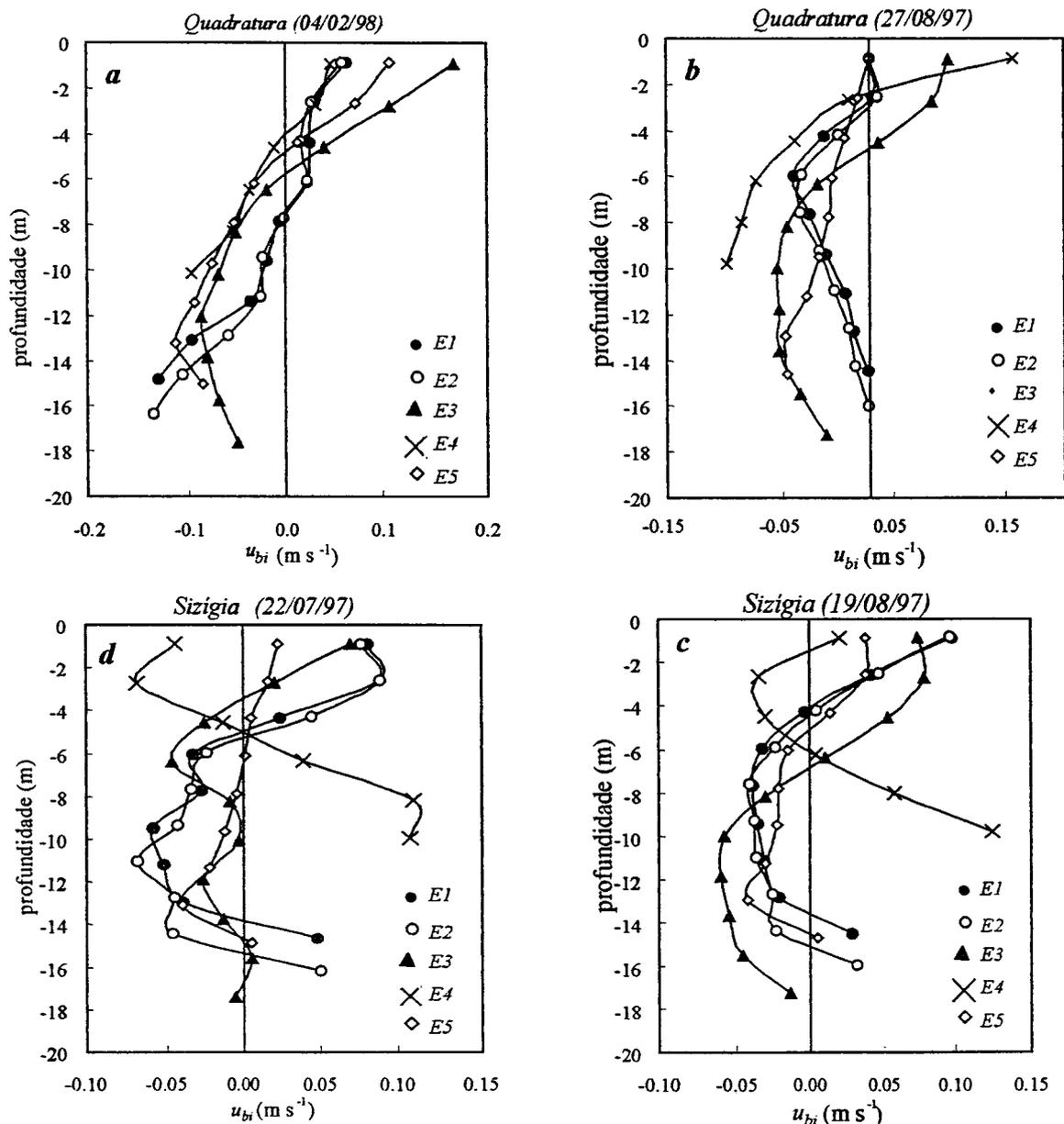
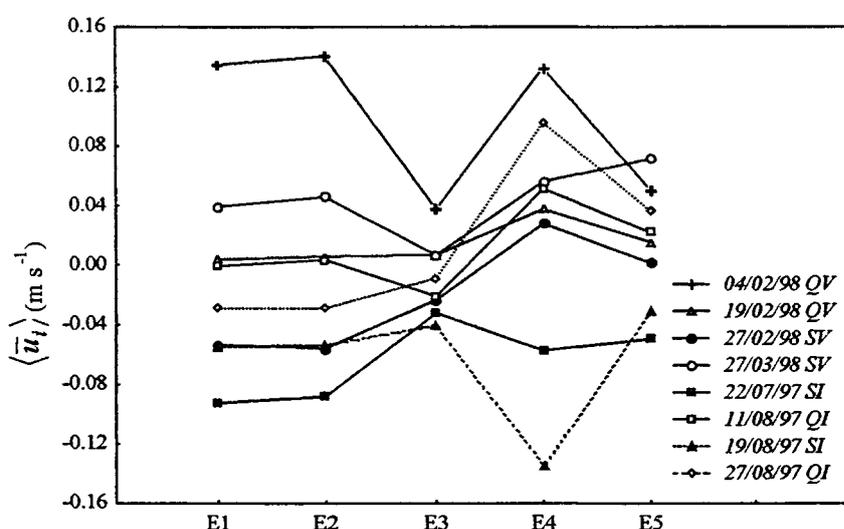


Figura 2.20. Deficiência de velocidade ( $u_{bi} = u_{Li} - u_{ai}$ ) numa quadratura de verão (04/02/98) (a), numa quadratura de inverno (27/08/97) (b) e em duas sizígias de inverno 22/07/97 (c) e 19/08/97 (d).

As maiores diferenças entre os perfis  $u_L$  e  $u_{bi}$  ocorreram nas subseções que apresentaram maior dispersão, particularmente na área rasa, em função dos maiores valores de  $u_{ai}$  (Figura 2.21). Segundo Uncles & Stephens (1990), uma forte circulação gravitacional vertical somente se desenvolve quando a turbulência (*eddy viscosity*) é reduzida por estratificação, além disso, a assimetria na estratificação entre a enchente e vazante intensifica esta circulação.

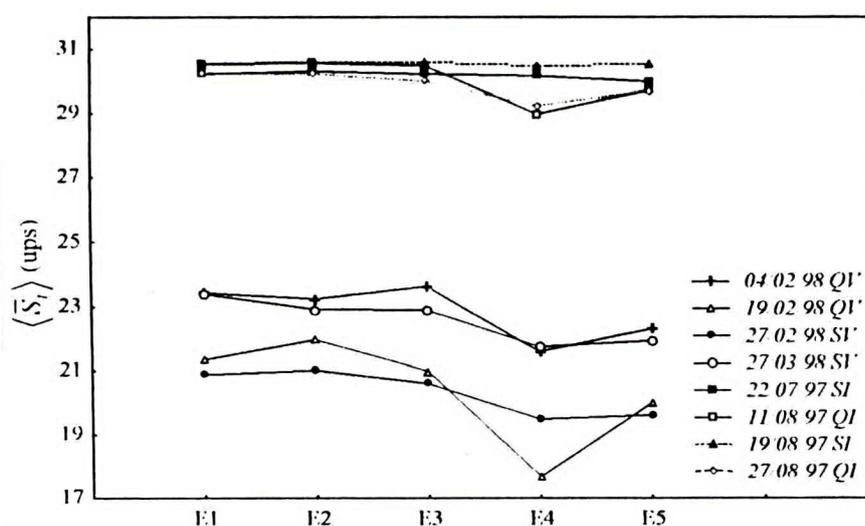
A circulação residual ( $\langle \bar{u}_i \rangle$ ) apresentou diferenças laterais (ao longo de  $y$ ) induzidas pela batimetria do canal que influenciaram a suas médias espaciais. Na maioria dos casos, a subseção *E4* apresentou velocidades residuais estuário abaixo, superiores à das demais estações, caracterizando-se como um canal de vazante, devido a sua reduzida profundidade. Numa sizígia de inverno (19/08/97), a velocidade residual de enchente na *E4* foi superior a das demais subseções (Figura 2.21).



**Figura 2.21.** Variação lateral (em  $y$ ) da velocidade residual ( $\langle \bar{u}_i \rangle$ ,  $m s^{-1}$ ), para as subseções *E1* a *E5* posicionadas conforme ilustrado na Figura 2.3. Onde: *QV* indica quadratura de verão, *SV* sizígia de verão, *QI*, quadratura de inverno e *SI*, sizígia de inverno.

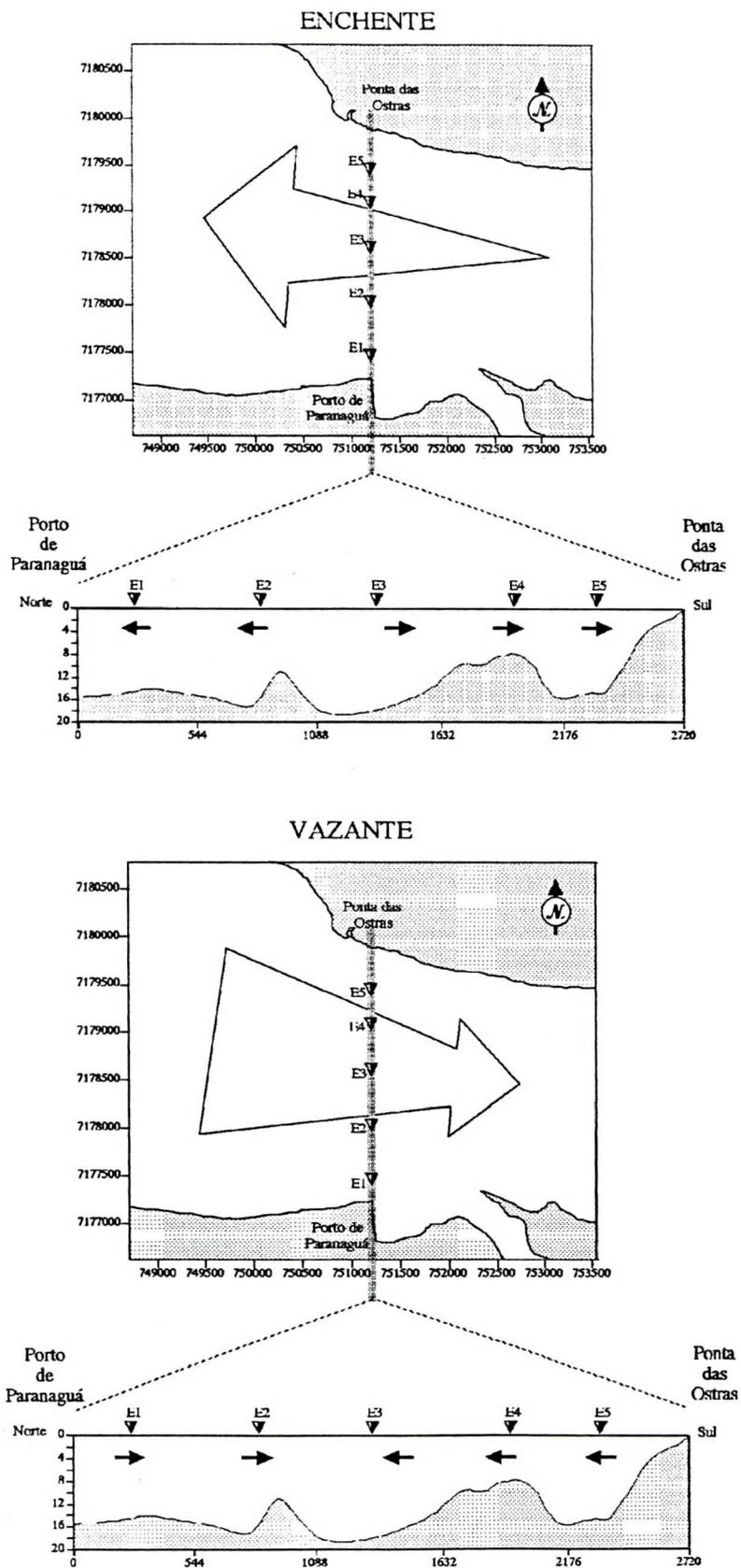
Na subseção *E4*, também se observaram as menores salinidades médias (em  $z$  e no tempo), sendo a diferença mais pronunciada nos ciclos que apresentaram maior estratificação vertical de salinidade, particularmente no verão (Figura 2.22). Nesses ciclos a salinidade média da subseção *E5* também foi um pouco inferior a dos demais pontos (*E1* a *E3*). Nas áreas profundas ocorreram as maiores salinidades médias (em  $z$  e no tempo), em função da penetração da água mais salina no interior dos canais. Também se verificaram os maiores

núcleos de velocidade residual de enchente nos perfis estacionários, com circulação gravitacional vertical bem desenvolvida, particularmente na subseção *E3* (Figuras 2.14 e 2.16). Além da penetração da água mais salina ser menos efetiva nas regiões mais rasas, a margem norte provavelmente sofra uma influência dos aportes de água doce do Rio das Ostras e da bacia de drenagem do Amparo, não quantificados diretamente no presente trabalho. Segundo Dyer (1977), em estuários parcialmente misturados com circulação gravitacional vertical, nas partes rasas da seção transversal, os perfis de salinidade não são completamente desenvolvidos, somente apresentando a parte superior.



**Figura 2.22.** Variação lateral (em  $y$ ) da salinidade estacionária ( $\langle \bar{S}_t \rangle$ ), para as subseções *E1* a *E5* posicionadas conforme ilustrado na Figura ?. Onde: *QI\** indica quadratura de verão, *SI\** sizígia de verão, *QI*, quadratura de inverno e *SI*, sizígia de inverno.

Para a corrente transversal ao canal média na profundidade ( $\bar{v}_t$ ) verificou-se que durante a enchente esta componente se orientou em direção à margem norte do canal (Ponta das Ostras) e durante a vazante em direção à margem sul (Porto de Paranaguá) nas subseções *E3*, *E4* e *E5*, sendo este padrão repetido em todos os ciclos de maré analisados. Na subseção *E2*, este padrão não foi tão claro, ocorrendo em alguns ciclos fluxos nos dois sentidos (norte ou sul) durante a mesma fase de maré ou em sentido oposto ao das estações anteriores. Esta estação localizou-se próxima a uma laje de reduzida extensão lateral, constituída por grandes blocos individuais de pedra, o que pode gerar esta interferência no fluxo. Com base em algumas observações, verificou-se que na subseção *E1* o padrão foi inverso, *i.e.*, com  $\bar{v}$  em direção à margem norte na vazante e em direção à margem sul na enchente.



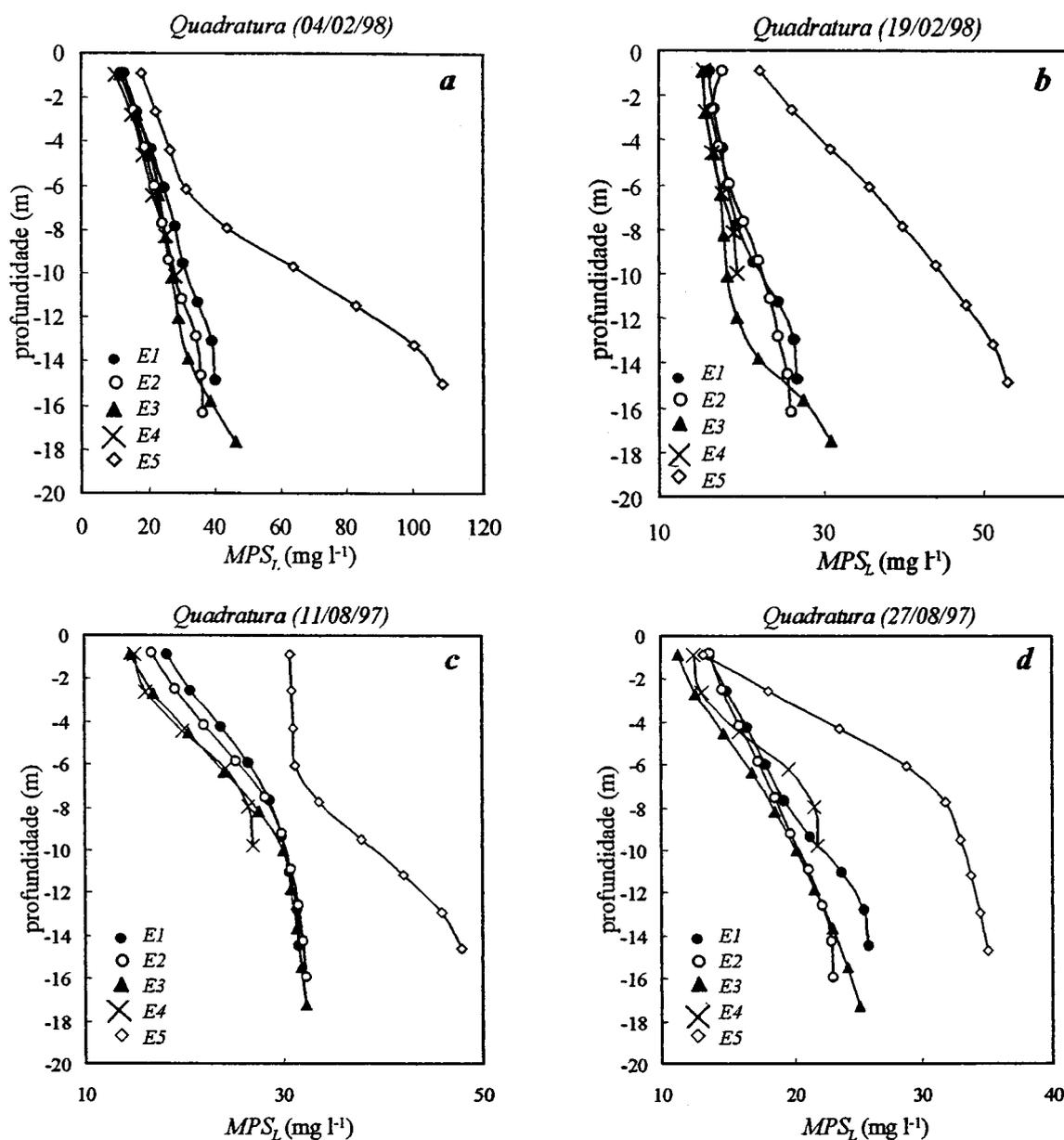
**Figura 2.23.** Representação esquemática da influência da geometria do canal no fluxo, durante a maré enchente (em cima) e durante a maré vazante (em baixo). Desenho sem escala.

Este efeito provavelmente foi gerado em função da geometria complexa da seção *A* e do canal, ocorrendo uma divergência do fluxo na enchente quando este passa para uma região mais larga (a montante da seção *A*) e a sua convergência durante a vazante, em função do afunilamento do canal, conforme esquematizado na Figura 2.23. O efeito da batimetria no condicionamento da circulação líquida em canais estuarinos de geometria complexa tem sido relatado na literatura (Dyer, 1977; Kjerfve, 1978; Kjerfve & Proehl, 1979).

#### 2.4.4.1. Perfis estacionários de *MPS* na seção *A*

Os perfis estacionários de material particulado em suspensão ( $MPS_L$ ) mostraram uma estratificação vertical com menores valores na superfície e concentrações mais elevadas no fundo (Figuras 2.24 e 2.25). Durante as quadraturas, as diferenças entre o *MPS* da superfície e do fundo foram pequenas, sendo estas bastante acentuadas durante as marés de sizígia, quando as velocidades de correntes mais elevadas, promoveram maiores concentrações junto ao fundo (ver item 2.4.6), gerando uma maior estratificação vertical líquida.

Embora as velocidades resultantes ( $u_L$ ) na subseção *E5* não tenham se sobressaído em relação às demais; observou-se que, na maioria dos ciclos, as concentrações médias junto ao fundo foram relativamente maiores nesta subseção. Considerando-se as quantificações por gravimetria, de maneira geral, na estação *E5* mediram-se concentrações de *MPS* superiores às da estação *E2*, especialmente no fundo. As concentrações verificadas na *E5* também foram geralmente superiores às estimadas para as demais estações, a partir da turbidez (regressões lineares). Como as concentrações de *MPS* nas estações *E1* a *E4* foram obtidas de regressões lineares entre a turbidez, *MPS* e a salinidade, medidos na *E2* (item 2.3.2), estas acompanharam a proporcionalidade encontrada nesta última. Os percentuais de explicação da variabilidade das regressões situaram-se entre 52 a 90% (Tabela 2.1). Larcombe & Ridd (1996) encontraram erros da ordem de 20 a 40% na conversão da turbidez, medida com um turbidímetro, em concentração de *MPS*, durante um único ciclo de maré. Esta variabilidade encontra-se associada a erros amostrais e do método de quantificação (ver Apêndice 2) e, especialmente, às diferenças entre a resposta ótica do sensor de turbidez (capacidade de espalhamento) e as características gravimétricas do *MPS*, conforme discutido em Mantovanelli *et al.* (*subm.*).

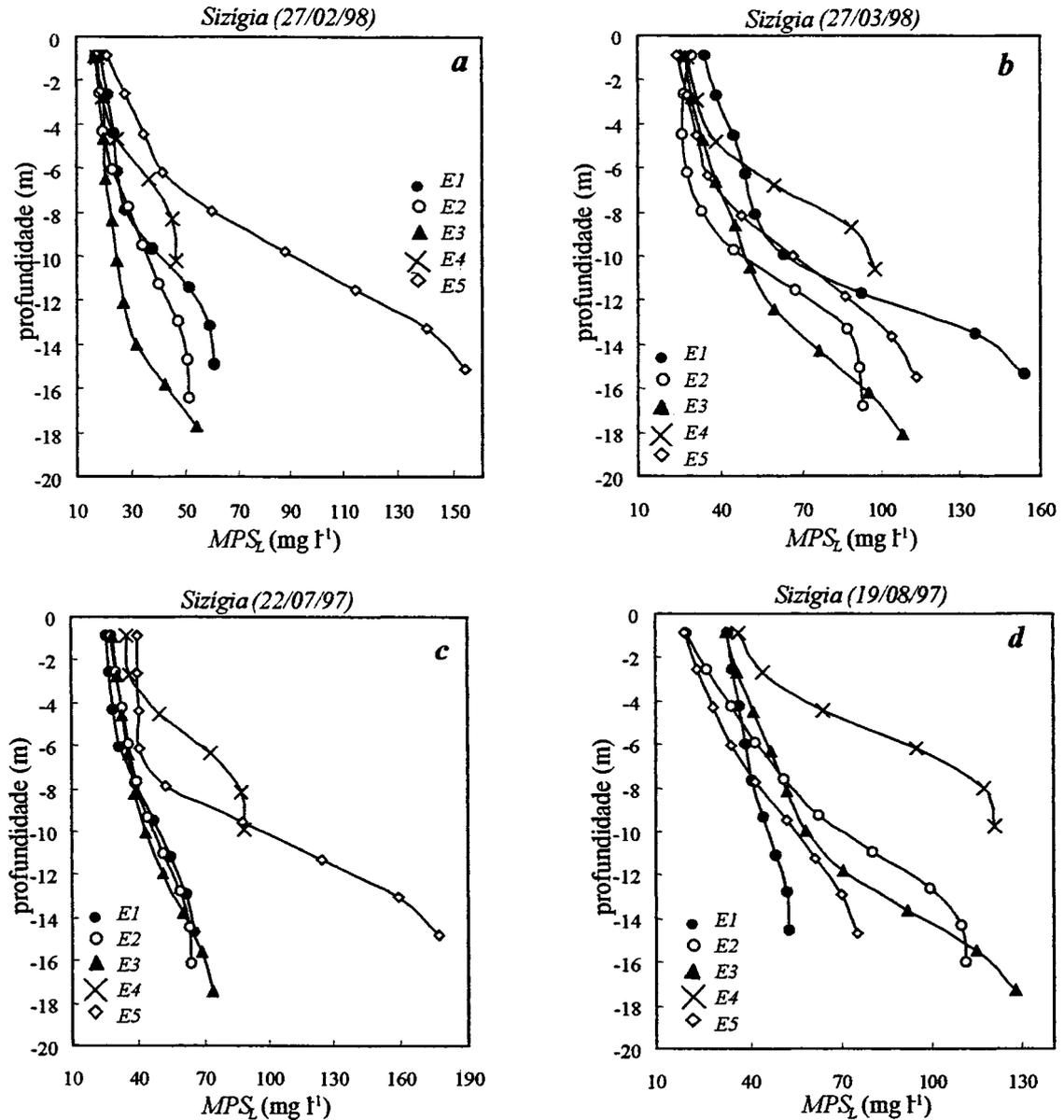


**Figura 2.24.** Perfis estacionários de material particulado em suspensão ( $MPS_L$ ,  $mg\ l^{-1}$ ) nas subseções E1 a E5 nas quadraturas de verão de 04/02/980 (a) e 19/02/98 (b) e nas quadraturas de inverno de 11/08/97 (c) e 27/08/97 (d).

Como a turbidez se encontra intrinsecamente relacionada às características biogeoquímicas e ao tamanho das partículas do MPS (quanto menor a partícula maior a resposta de turbidez), a grande variabilidade destes fatores durante o ciclo de maré, associada a advecção de diferentes massas d'água nos estágios de enchente e vazante, dificulta o estabelecimento de relações consistentes (Mantovanelli *et al.*, *subm.*).

A introdução da salinidade na análise de regressão aumentou a explicação do modelo, mostrando que esta poderia estar atuando indiretamente como um indicador da variabilidade dos constituintes associados a uma determinada massa d'água que possam alterar a resposta

de turbidez. Além disso, as diferenças laterais (em  $y$ ) na granulometria do sedimento ressuspensionado não foram contempladas nas relações de conversão da turbidez e  $MPS$ , uma vez que a tendência observada no  $E2$  foi assumida como válida para as demais estações (*i.e.*,  $E1$ ,  $E3$ ,  $E4$ ).



**Figura 2.25.** Perfis estacionários de material particulado em suspensão ( $MPS_L$ ,  $mg\ l^{-1}$ ) nas subseções  $E1$  a  $E5$  nas sizígias de verão de 27/02/980 (a) e 27/03/98 (b) e nas sizígias de inverno de 22/07/97 (c) e 19/08/97 (d).

Apesar disto, outros fatores podem ter sido responsáveis pelo aumento das concentrações de  $MPS$  na  $E5$  em relação às demais estações. A região ocupada pela seção  $A$  é constituída por silte grosso e areia muito fina (Soares *et al.*, 1997), verificando-se

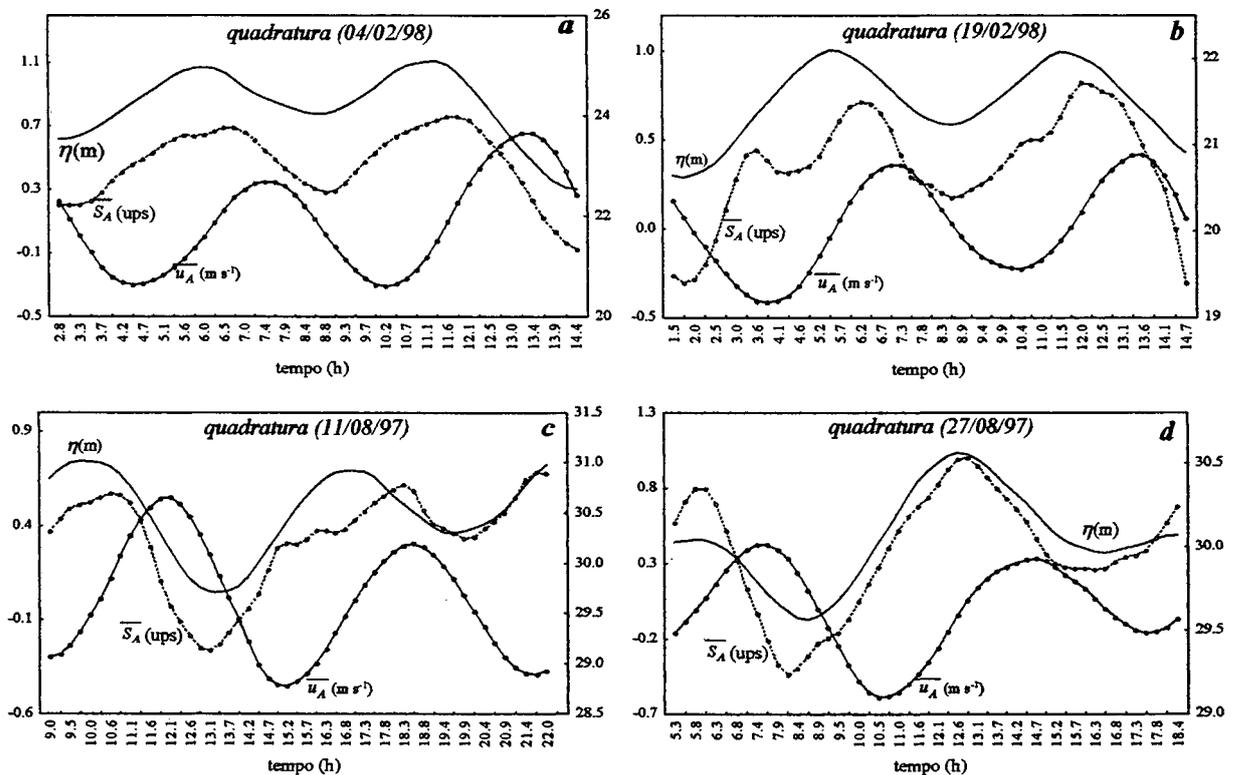
porcentagens maiores de silte (40 a 60%) nas margens norte e sul da seção *A* (estações *E1* e *E5*) em relação a sua porção central (30 a 40%, estações *E2* a *E4*) (ver localização das estações na Figura 2.3). Além disso, nas estações 2 e 4 encontram-se lajes de pedra intercaladas pelos sedimentos de fundo. Desta forma, o sedimento de menor granulometria (silte) se mantém em suspensão sob estresses de cisalhamento inferiores que os grãos de relativamente maior diâmetro (McDowell & O'Connor, 1977; Dyer, 1986; Open University Course Team, 1989), que poderia ter promovido a diferenciação. Além disso, a estação *E5* encontra-se num canal confinado com grande declividade dos taludes laterais (ver Figura 2.3). Segundo Dyer (1995), o fluxo gravitacional gerado nos taludes dos canais contribui para a manutenção de altas concentrações de sedimento próximo ao fundo (lutoclina). Entretanto, não é descartada a possibilidade da imprecisão amostral ter interferido nos resultados.

#### 2.4.5. Variação temporal das propriedades médias em *z*

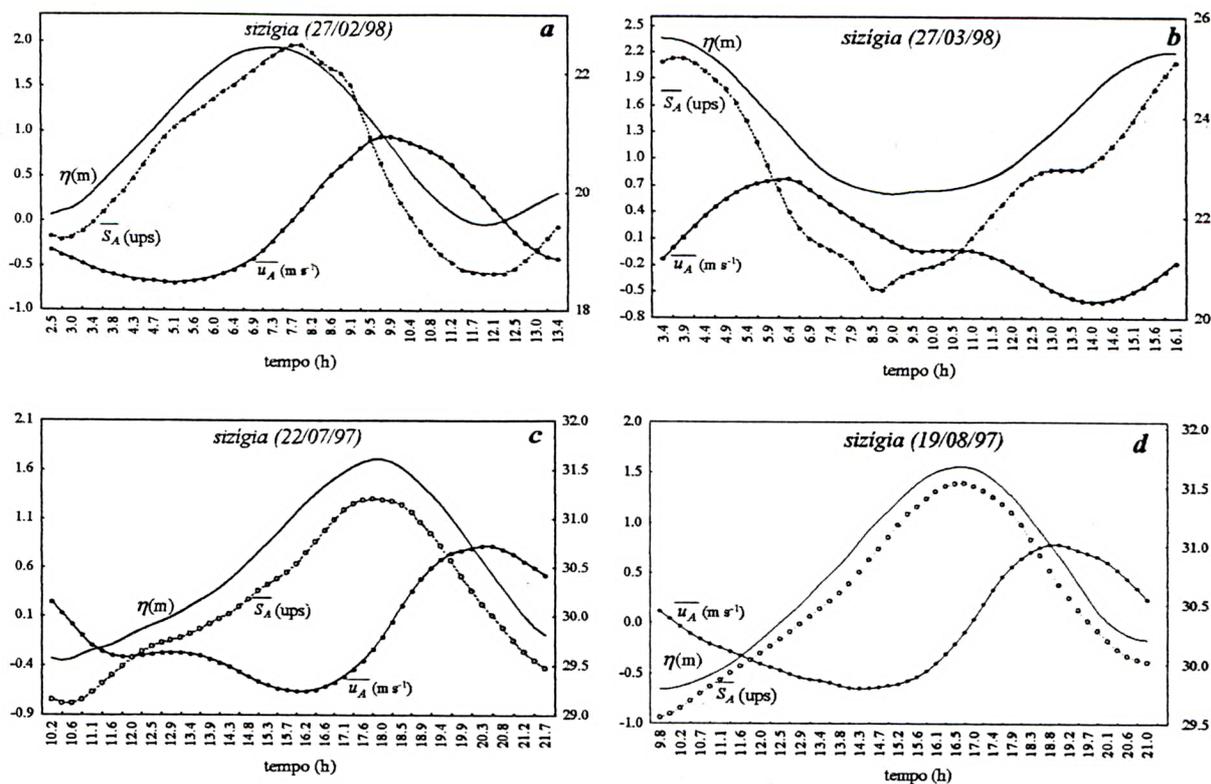
A oscilação da maré apresentou uma forte influência no padrão de variação temporal da salinidade, das correntes e das concentrações de *MPS*. Analisando-se a variação durante um ciclo de maré: da elevação da maré ( $\eta(t)$ ) e dos valores médios em *z* e na seção *A* da velocidade longitudinal ( $\bar{u}_A$ , de natureza barotrópica) e da salinidade ( $\bar{S}_A$ ); pôde-se estabelecer as defasagens existentes na oscilação destas propriedades (Figuras 2.26 e 2.27). A elevação da maré e a salinidade oscilaram ao longo do tempo aproximadamente em fase. Durante as sizíguas, quando presentes, as diferenças entre os valores extremos de elevação da maré e de salinidade foram em geral inferiores a 0,3 h, com máximo em 0,6 h (Figura 2.27 a-d). Nas quadraturas, também foram observadas pequenas defasagens entre as mínimas salinidades e a baixa-mar ( $\Delta t < 0,3$  h, com máximo em 0,5h), sendo esta diferença amplificada com relação as preamares e as máximas salinidades (entre 0,3 e 1,3 h) (Figura 2.26, a-d). Maiores defasagens, de 2 a 3 h, entre a baixamar e as menores salinidades e, de 1 a 2 h, entre a preamar e as máximas salinidades foram encontradas no estuário vizinho do Mar de Cananéia (Miranda *et al.*, 1995).

A diferença de tempo entre as preamares e baixa-mares e as respectivas estofas foram inferiores a 0,5 h. As máximas velocidades ( $\bar{u}_A$ ) de enchente e vazante antecederam, respectivamente, as preamares e baixa-mares em 1,8 a 2,8 h (sizíguas) e em 0,8 e 2,1 h (quadraturas), caracterizando um comportamento de onda mista (combinação de ondas

estacionárias e progressivas) (Figuras 2.26 a-d e 2-27 a-d). Estas últimas defasagens representaram um intervalo de variação entre 22 e 58° e entre 50 e 79°, respectivamente durante as quadraturas e sizíguas, indicando que durante as sizíguas a propagação da maré se aproximou mais a de uma onda estacionária (com fase de 90°). O desvio em relação a uma onda estacionária pura ocorre pela interação da onda de maré com o volume de água doce descarregado e com os limites geométricos e batimétricos do estuário, que geram os processos de convergência, reflexão e dissipação de energia por fricção (Dyer, 1979; Dyer, 1986; Ong *et al.*, 1991). Um modelo de circulação (modo barotrópico) apontou que a propagação da onda de maré ocorre de forma mista, na região mediana da Baía de Paranaguá (entre a cidade de Paranaguá e a Ilha do Teixeira) e principalmente de forma estacionária a montante deste limite (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*).



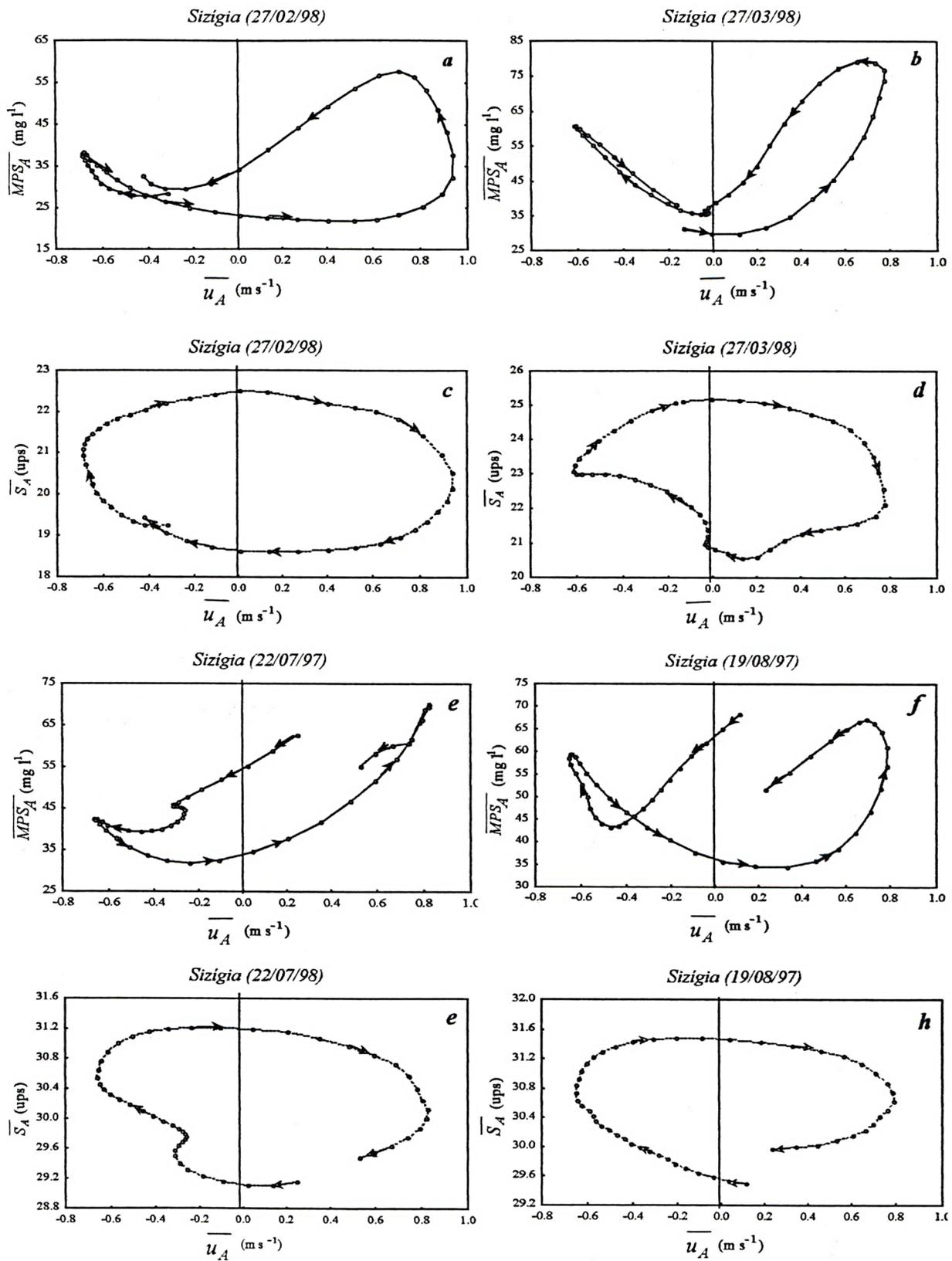
**Figura 2.26.** Variação temporal da elevação da maré ( $\eta$ , m), salinidade ( $\bar{S}_A$ , ups) e velocidade longitudinal ( $\bar{u}_A$ ,  $m s^{-1}$ ) médias em  $z$  e na seção  $A$  nos ciclos de quadratura do verão de 1998 (*a* e *b*) e do inverno de 1997 (*c* e *d*). A elevação da maré é dada em relação ao nível de redução do marégrafo de Paranaguá. O eixo da direita representa a escala de salinidade e o eixo da esquerda, as escalas da maré e da velocidade.



**Figura 2.27.** Variação temporal da elevação da maré ( $\eta$ , m), salinidade ( $\bar{S}_A$ , ups) e velocidade longitudinal ( $\bar{u}_A$ ,  $m s^{-1}$ ) médias em  $z$  e na seção  $A$  nos ciclos de sizígia do verão de 1998 (*a* e *b*) e do inverno de 1997 (*c* e *d*). A elevação da maré é dada em relação ao nível de redução do marégrafo de Paranaguá. O eixo da direita representa a escala de salinidade e o eixo da esquerda, as escalas da maré e da velocidade.

Na Baía de Paranaguá (seção  $A$ ), a variação temporal das concentrações de  $MPS$  foi amplamente condicionada pela intensidade das correntes de marés. O intervalo de tempo observado entre as máximas correntes de vazante e de enchente ( $\bar{u}_A$ ) e os picos de concentração de  $MPS$  ( $\bar{MPS}_A$ ) foi inferior a 1,3 h. As maiores defasagens médias ocorreram nas vazantes de sizígia (0,8 h) e nas enchentes de quadratura (0,7 h), conforme ilustram os gráficos de velocidade de corrente ( $\bar{u}_A$ ) contra as concentrações de  $MPS$  ( $\bar{MPS}_A$ ), durante os ciclos de maré monitorados (Figuras 2.28 e 2.29).

As defasagens entre as máximas correntes e as máximas concentrações ocorrem porque os sedimentos não são traçadores passivos, apresentando propriedades de erosão e sedimentação, as quais, juntamente com o movimento vertical das partículas, fazem com que a sua resposta apresente um retardo em relação ao fluxo (Dyer, 1988b, 1995).



**Figura 2.28.** Velocidade longitudinal ( $\overline{u}_A$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ) contra a concentração de MPS ( $\overline{MPS}_A$ ,  $\text{mg l}^{-1}$ ) (*a, b, e, f*) e da salinidade ( $\overline{S}_A$ , ups) contra a velocidade longitudinal ( $\overline{u}_A$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ) (*c, d, g, h*), durante os ciclos de maré de sizígia monitorados.

Alguns mecanismos têm sido apontados como responsáveis por estas defasagens: (i) a existência de um limite crítico de estresse de cisalhamento para provocar a erosão, faz com que em correntes assimétricas o sedimento possa se manter em movimento por mais tempo durante uma fase do fluxo que a outra, (ii) após a redução da corrente abaixo deste limite não ocorre mais erosão, entretanto o sedimento se mantém em suspensão enquanto as velocidades se encontram entre os limites de erosão e de deposição, só começando a sedimentar novamente quando a velocidade é reduzida abaixo de um limite crítico para a deposição, até que finalmente atinja o fundo (Dyer, 1988b, 1995).

Nos ciclos de sizígia (Figura 2.28), observa-se que o *MPS* se mantém aproximadamente constante (vazante) ou decaem (enchente) no início da aceleração do fluxo, até velocidades ( $\overline{u_A}$ ) da ordem de 0,2 a 0,3 m s<sup>-1</sup>, sofrendo a partir daí incrementos que tornam-se mais acentuados com o aumento na velocidade. Geralmente, durante a vazante ( $\overline{u_A}$  positivo), as máximas concentrações foram atingidas com um atraso em relação as máximas correntes. Durante a desaceleração do fluxo de vazante, a concentração para uma determinada velocidade foi maior que no período de aceleração, indicando uma taxa de sedimentação mais lenta. Segundo Dyer (1986), o estresse turbulento e a energia cinética são menores na aceleração que durante o decréscimo da velocidade seguindo um padrão similar ao da histerese observada na relação entre o  $\overline{MPS_A}$  e  $\overline{u_A}$ . Este retardo foi pouco pronunciado na maré de enchente. O atraso na sedimentação decorre da combinação de vários processos, relacionados a diferenças na energia cinética entre a aceleração e a desaceleração do fluxo, ao estresse turbulento, a erosão, dispersão vertical do *MPS* e as maiores concentrações junto ao fundo (lutoclina), entre outros (Dyer, 1986, 1995).

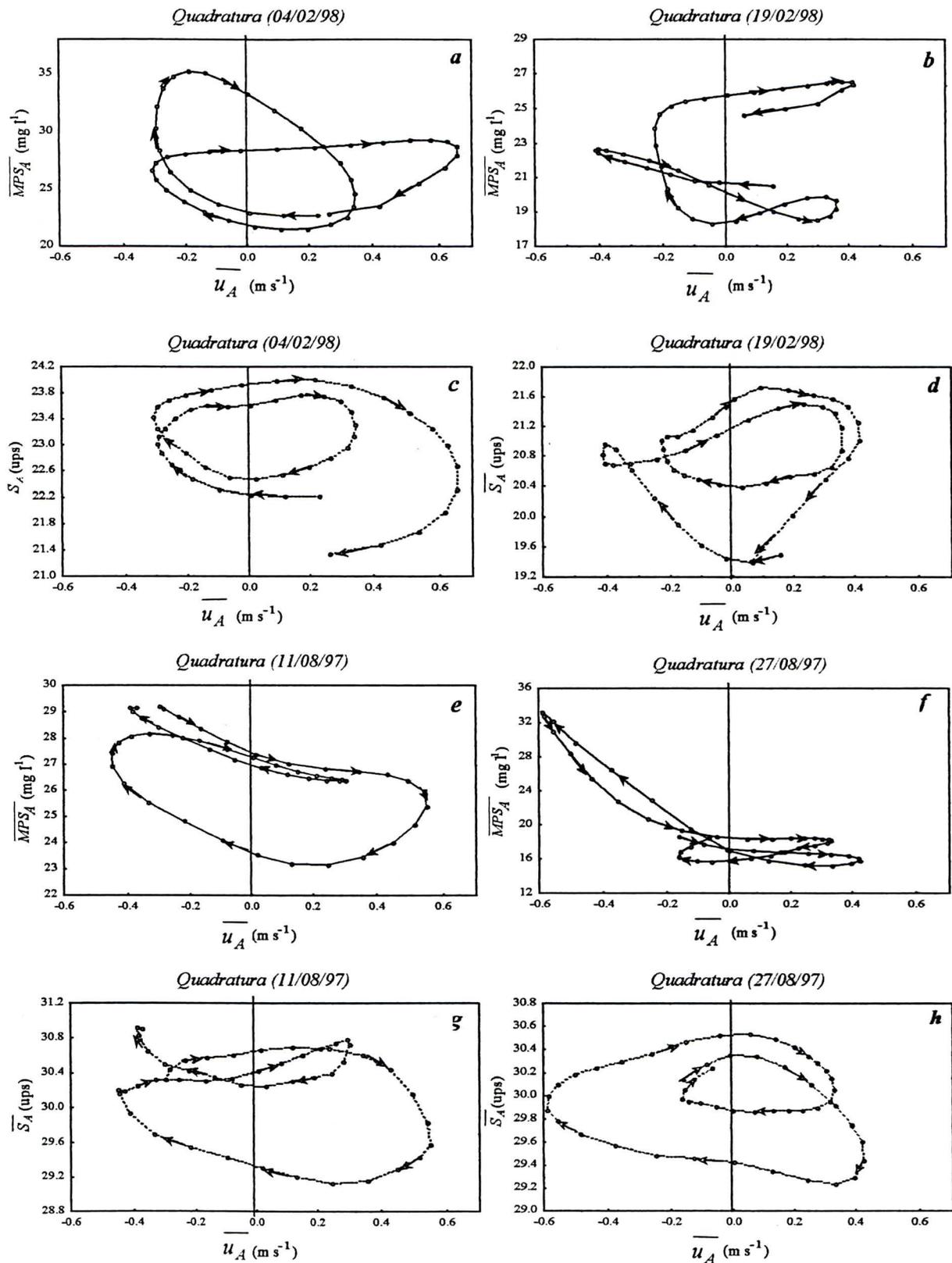
Utilizando-se o número de Richardson ( $Ri_L$ ) percebeu-se que a turbulência vertical nos ciclos de sizígia foi geralmente superior durante a vazante (ver item 2.4.6), o que poderia explicar a manutenção do *MPS* em suspensão por mais tempo. A aceleração e desaceleração foram mais lentas na enchente (maior duração) e as velocidades médias máximas atingidas geralmente inferiores, o que justifica as relativamente menores concentrações máximas atingidas. Entretanto, nos ciclos em que as velocidades máximas de enchente e de vazante foram próximas, as diferenças nos máximos de *MPS* foram menores. No final da vazante as concentrações de *MPS* (média em z) foram superiores às do início, enquanto na enchente geralmente ocorreu o inverso. Isto mostra a importância da sedimentação durante as estofas e

particularmente durante os prolongados períodos de reduzidas velocidades de enchente (ver item 2.4.6). Uncles *et al.* (1985a), colocaram que a marcada assimetria entre as concentrações de *MPS* durante a vazante e a enchente evidencia a importância do bombeamento da maré no transporte.

Além disso, a advecção horizontal pode ter influenciado estes padrões, uma vez as menores concentrações de *MPS* no final da enchente estiveram associadas às maiores salinidades médias (em  $z$ ) (Figura 2.28 a–h). O *MPS* num determinado ponto do estuário integra o material erodido localmente e o advectado, sendo difícil a separação entre ambos (Dyer, 1988b, 1995). A advecção das massas de água fica clara nos gráficos de variação da salinidade média ( $\overline{S_A}$ ) ao longo do tempo nos ciclos de sizígia monitorados, onde as máximas e mínimas salinidades foram atingidas respectivamente nas estofas da alta e da baixa (Figuras 2.28, c, d, g, h).

Nas quadraturas (Figura 2.29), a quantidade de material ressuspensionado ( $\overline{MPS_A}$ ) foi inferior a metade do observado durante as sizígias, em função das menores velocidades de corrente (Tabelas 2 e 3 do Apêndice 2). Observou-se ainda que, considerando-se todo o ciclo de maré, as amplitudes de variação das concentrações médias de *MPS* ( $\overline{MPS_A}$ ) foram reduzidas ( $< 20 \text{ mg l}^{-1}$ ), sendo maiores nas enchentes (Figura 2.29 a, b, e, f). As concentrações médias de *MPS* no final da vazante ( $\bar{u} > 0$ ) foram inferiores as do início, o inverso ocorrendo no estagio de enchente, sujeito a maior ressuspensão. Na quadratura de 19/02/98 (Figura 2.29 b), as médias na seção *A* foram influenciadas pelas elevadas concentrações de *MPS* da subseção *E5*, que apresentou um comportamento bastante diferente do observado para as demais estações.

As vazantes de maior intensidade promoveram uma excursão maior das massas de água e a salinidade média no final do ciclo foi comparativamente inferior ao do ciclo com menor velocidade (Figura 2.29 c, d, g, h). Nestas quadraturas, a análise dos padrões de variação temporal do *MPS* e da salinidade em função da velocidade sugere que a advecção das massas d'água exerceu uma influência preponderante nas concentrações e que, a deposição deve ter sido favorecida nestes ciclos.



**Figura 2.29.** Velocidade longitudinal ( $\overline{u}_A$ , m s<sup>-1</sup>) contra a concentração de MPS ( $\overline{MPS}_A$ , mg l<sup>-1</sup>) (*a, b, e, f*) e da salinidade ( $\overline{S}_A$ , ups) contra a velocidade longitudinal ( $\overline{u}_A$ , m s<sup>-1</sup>) (*c, d, g, h*), durante os ciclos de maré de quadratura monitorados.

A variação cíclica das concentrações de *MPS* entre os períodos de quadratura–sizígia em função da altura da maré e suas correntes associadas, tem sido observada em diversos ambientes (Ward, 1981; Gelfenbaum, 1983; Dyer, 1986, 1995; Lindsay *et al.*, 1996; Uncles *et al.*, 1996; Grabemann *et al.*, 1997). A estrutura vertical de velocidade também influenciou a magnitude das concentrações de *MPS* conforme apresentado a seguir.

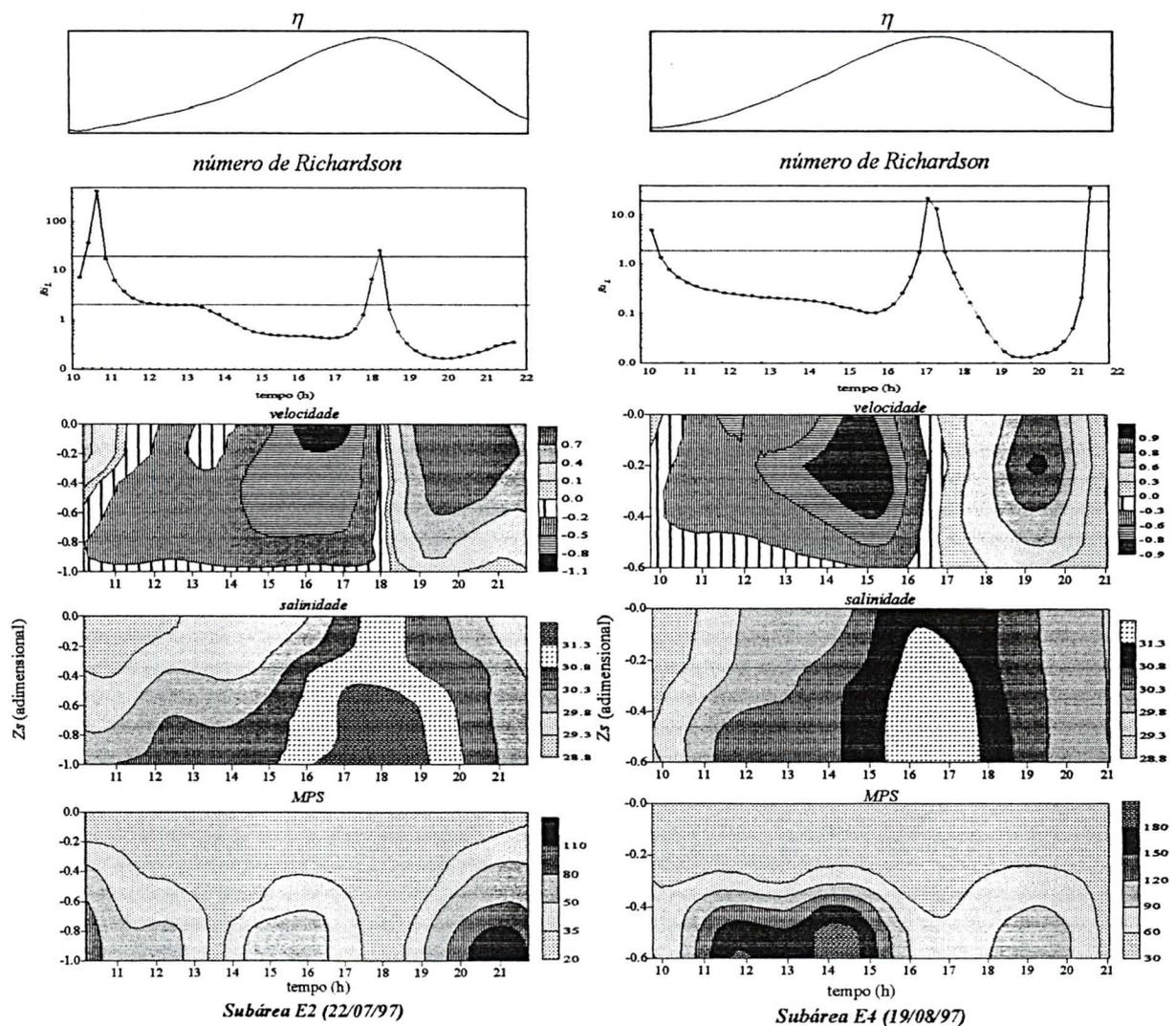
#### 2.4.6. Variação local das propriedades

Analisando-se a variação local das propriedades ao longo da profundidade adimensional ( $Z_s$ ) e do tempo, em cada uma das subseções laterais (*E1* a *E5*) nos oito ciclos de maré monitorados, pôde-se extrair algumas características gerais, sendo apresentados alguns exemplos nas Figuras 2.30 a 2.33.

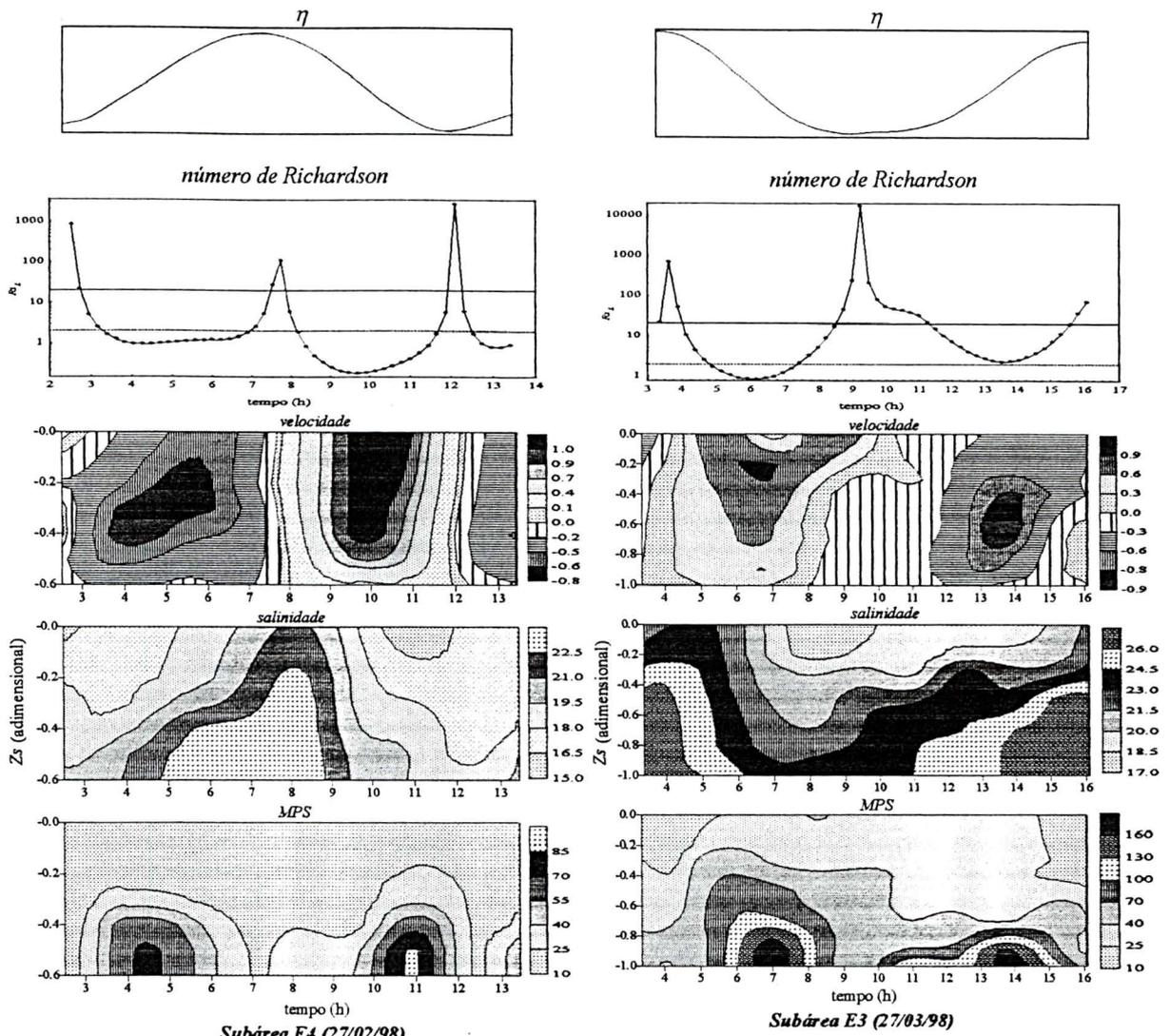
Os fluxos ( $u_i$ ) foram unidirecionais no sentido estuário acima na enchente e abaixo na vazante. Durante a inversão do sentido do movimento, sob reduzidas velocidades, os gradientes verticais de velocidade foram desfeitos ou tornaram-se bastante enfraquecidos. No início da enchente, observaram-se fracas correntes negativas (estuário acima) no fundo e positivas (estuário abaixo) na superfície, ocorrendo o inverso no início das vazantes. Os núcleos de máxima velocidade de enchente geralmente se encontraram centrados na porção mediana ou deslocados para a camada de fundo (metade inferior da coluna d'água). Na vazante, as máximas velocidades ocorreram predominantemente em núcleos superficiais ou subsuperficiais (metade superior da coluna d'água), observando-se um decréscimo gradual da velocidade em direção ao fundo (Figuras 2.30-2.33). As máximas velocidades instantâneas de vazante, entre 0,9 e 1,3  $m s^{-1}$  (sizígias) e entre 0,5 e 0,9  $m s^{-1}$  (quadraturas), foram geralmente superiores às máximas de enchente, que variaram entre  $-0,7$  a  $-1,1 m s^{-1}$  (sizígias) e entre  $-0,3$  e  $-0,6 m s^{-1}$  (quadraturas), com exceção de uma quadratura de inverno (27/08/97), que atingiu máximos de até  $-0,9 m s^{-1}$ .

Nos oito ciclos de maré analisados a turbulência foi efetiva para gerar mistura na maior parte do tempo ( $R_{iL} < 20$ ). O fluxo somente adquiriu características laminares ( $R_{iL} \gg 20$ ) durante as estofas, com velocidades inferiores a  $0,20 m s^{-1}$  (Figuras 2.30-2.33). Os valores do  $R_{iL}$  foram principalmente condicionados pela velocidade das correntes, similarmente ao observado por Dyer (1982).

Quanto à estratificação vertical de salinidade, observou-se que: 1) para  $R_{iL}$  entre 2 e 20 as isohalinas apresentaram-se aproximadamente horizontais, o que foi verificado nas quadraturas e em alguns momentos dos ciclos de sizígias de verão. Para valores entre 1 e 2 as isohalinas inclinaram-se a  $45^\circ$ , o que ocorreu em momentos de altas velocidades de corrente nas quadraturas e durante a enchente nas sizígias de verão, indicando uma mistura parcial. Durante as sizígias de inverno e verão, nos momentos de fortes intensidades de corrente, particularmente nas vazantes, foram encontrados  $R_{iL}$  entre 0 e 1, observando-se a quase completa mistura vertical (isohalinas verticais) (Figuras 2.30-2.33).

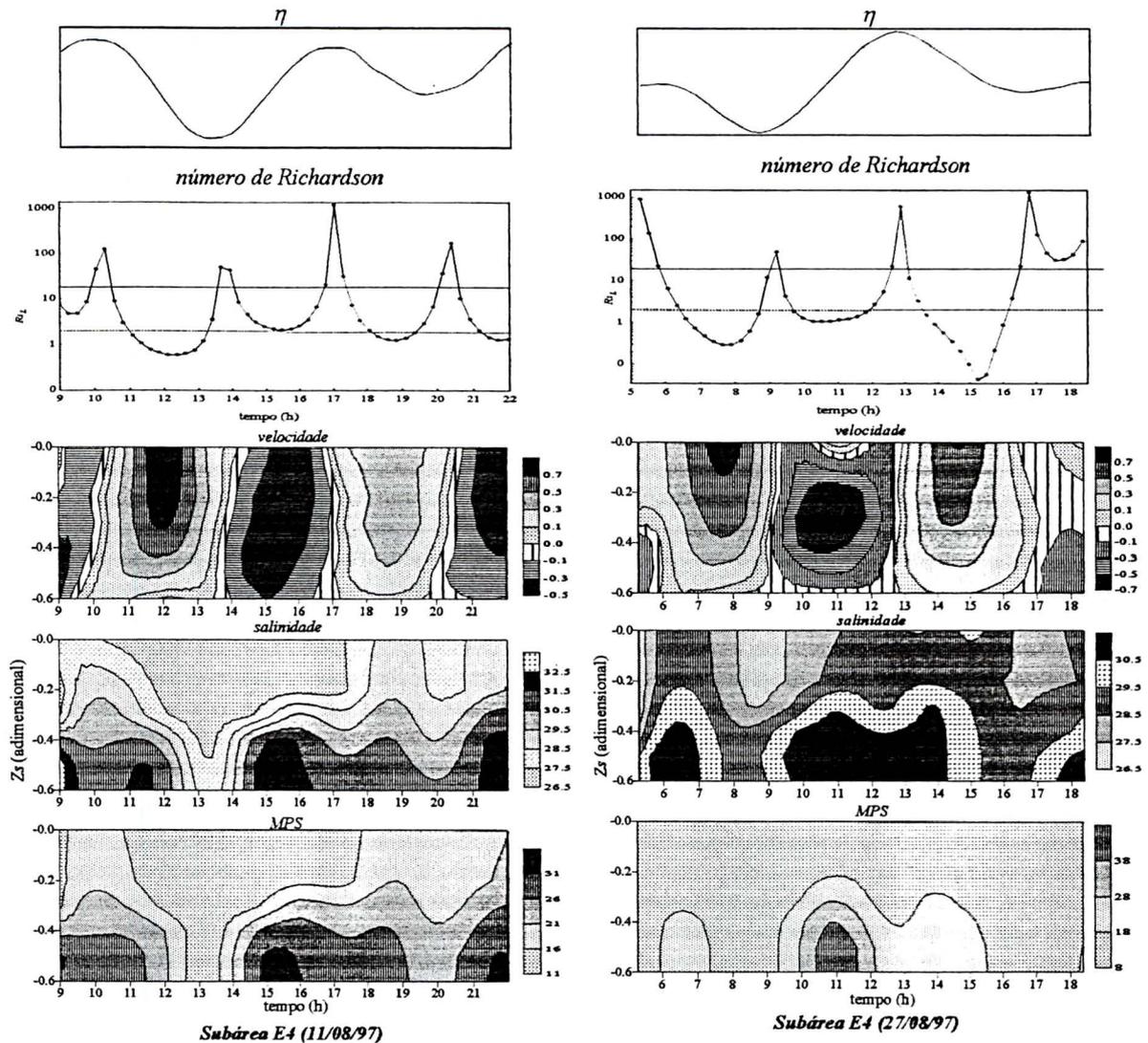


**Figura 2.30.** Variação ao longo do tempo da elevação da maré ( $\eta$ , esquemática) e do número de Richardson ( $R_{iL}$ , adimensional), onde a linha pontilhada indica o valor 2 e a cheia o valor 20; variação ao longo do tempo e do espaço (em  $z$ ) da velocidade longitudinal ( $u_i$ ,  $m\ s^{-1}$ ), da salinidade ( $S_i$ , ups), e da concentração de  $MPS_i$  ( $mg\ l^{-1}$ ) em duas sizígias de inverno. A subseção e as datas de medição correspondentes são indicadas na parte inferior da figura.



**Figura 2.31.** Variação ao longo do tempo da elevação da maré ( $\eta$ , esquemática) e do número de Richardson ( $R_{iL}$ , adimensional), onde a linha pontilhada indica o valor 2 e a cheia o valor 20; variação ao longo do tempo e do espaço (em  $z$ ) da velocidade longitudinal ( $u_z$ ,  $m s^{-1}$ ), da salinidade ( $S_i$ , ups), e da concentração de MPS<sub>*i*</sub> ( $mg l^{-1}$ ) em duas sizígias de verão. A subseção e as datas de medição correspondentes são indicadas na parte inferior da figura.

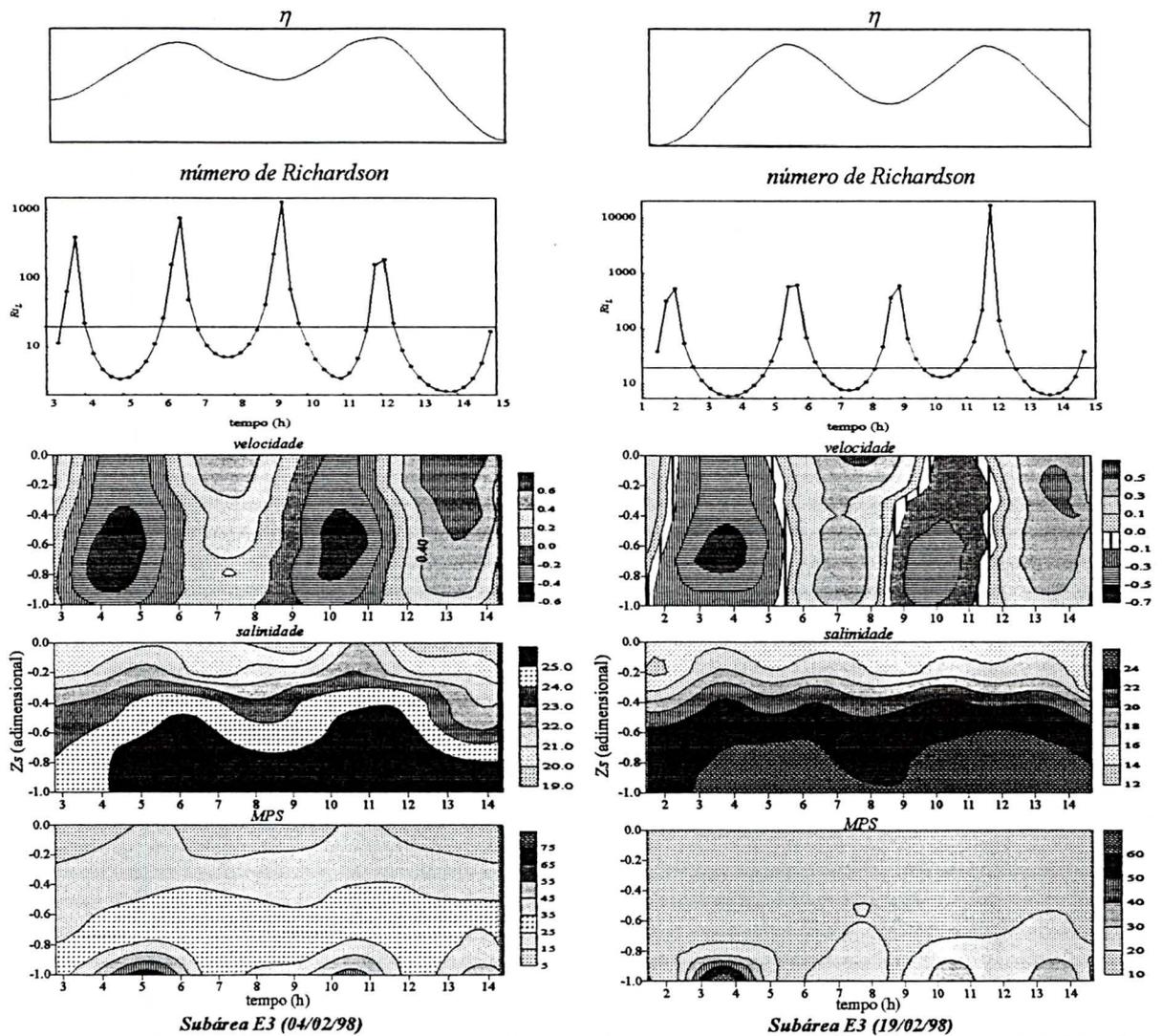
Nas preamares, as águas de alta salinidade advectadas junto ao fundo na enchente tenderam a ocupar toda a coluna d'água, elevando a salinidade da superfície, que foi máxima neste momento. Na baixa-mar ocorreu a retração das águas mais salinas e a advecção estuário abaixo de águas menos salinas, verificando-se a redução da salinidade do fundo e núcleos de baixa salinidade na superfície. Tal fato foi especialmente evidente nas sizígias quando a advecção horizontal foi maior e a estratificação vertical menor (Figuras 2.30-2.33). A maior estratificação vertical ( $R_{iL} > 4$ ) foi observada numa quadratura de verão sujeita a um alto aporte de água doce (19/02/98). Nesta quadratura, as isohalinas se mantiveram horizontais durante todo o ciclo de maré, particularmente nos canais profundos (Figura 2.33; lado direito).



**Figura 2.32.** Variação ao longo do tempo da elevação da maré ( $\eta$ , esquemática) e do número de Richardson ( $Ri_L$ , adimensional), onde a linha pontilhada indica o valor 2 e a cheia o valor 20; variação ao longo do tempo e do espaço (em  $z$ ) da velocidade longitudinal ( $u_v$ ,  $m\ s^{-1}$ ), da salinidade ( $S_i$ , ups), e da concentração de  $MPS_i$  ( $mg\ l^{-1}$ ) em duas quadraturas de inverno. A subseção e as datas de medição correspondentes são indicadas na parte inferior da figura.

A estrutura vertical de velocidade influenciou a variação temporal das concentrações de  $MPS$ . Maiores quantidades de sedimento foram erodidas e mantidas em suspensão quando ocorriam elevadas velocidades ( $> 0,4\ m\ s^{-1}$ ) ao longo da coluna d'água e, particularmente, próximo ao fundo. Em alguns momentos, apesar da existência de núcleos de altas velocidades próximos à superfície, o montante ressuspensionado foi inferior ao verificado quando velocidades de menor ou igual magnitude ocorriam próximo ao fundo (e.g. Figura 2.30; lado direito). Segundo Dyer (1988a), para análise dos processos de erosão e deposição deve-se considerar primordialmente a tensão de cisalhamento que atua sobre o fundo. Esta tensão ( $\tau_0$ ) depende do gradiente de velocidade ao longo de  $z$  e da viscosidade do fluido (molecular e

turbulenta) ( $\tau_0 = (du/dz) \cdot (\mu + \gamma)$ ; Open University Course Team, 1989). Desta forma, diferenças no gradiente vertical de velocidade fazem com que a tensão de cisalhamento seja distinta entre a enchente e a vazante, mesmo quando a magnitude das correntes é próxima (Dyer, 1988a). Os limites de tensão de cisalhamento necessários para promover erosão e sua magnitude dependem de diversos fatores, como: a mineralogia, a distribuição de tamanho e a capacidade de troca de cargas das partículas, o grau de consolidação e coesão, o conteúdo orgânico e a rugosidade do depósito (Mehta, 1988; Dyer, 1988a, 1995).



**Figura 2.33.** Variação ao longo do tempo da elevação da maré ( $\eta$ , esquemática) e do número de Richardson ( $Ri_L$ , adimensional), onde a linha pontilhada indica o valor 2 e a cheia o valor 20; variação ao longo do tempo e do espaço (em  $z$ ) da velocidade longitudinal ( $u_i$ ,  $m s^{-1}$ ), da salinidade ( $S_i$ , ups), e da concentração de  $MPS_i$  ( $mg l^{-1}$ ) em duas quadraturas de verão. A subseção e as datas de medição correspondentes são indicadas na parte inferior da figura.

Os ciclos de erosão e sedimentação foram nítidos nas sizíguas, quando as concentrações de *MPS* nos núcleos de ressuspensão foram de 2 a mais de 10 vezes superiores às observadas nas quadraturas. A sedimentação, do material ressuspendido, nos momentos de forte intensidade de corrente ( $Ri_L \leq 2$ ), se iniciou com a desaceleração do fluxo, atingindo-se as menores concentrações de *MPS* nas estofas, quando as velocidades ( $< 0,20 \text{ m s}^{-1}$ ) e a turbulência vertical ( $Ri_L \gg 20$ ) foram reduzidas (Figuras 2.30-2.33).

Nas sizíguas, as menores concentrações de *MPS* ocorreram na superfície, aumentando progressivamente em direção ao fundo. Isto aconteceu mesmo em condições de reduzida estratificação vertical de salinidade, evidenciando a importância dos processos de ressuspensão e sedimentação na manutenção da carga em suspensão. A extensão vertical da influência da ressuspensão relacionou-se à intensidade de turbulência ao longo da coluna d'água. Nos ciclos sujeitos a uma forte ressuspensão, com baixos números de Richardson ( $Ri_L \ll 1$ ), as concentrações de *MPS* de toda a coluna d'água foram incrementadas, fato freqüentemente observado na vazante (Figura 2.30-2.31).

Nas quadraturas, com relativamente maior estratificação vertical ( $Ri_L > 2$ ), as concentrações de *MPS* foram reduzidas em toda coluna d'água e particularmente próximo à superfície. Os núcleos de ressuspensão, quando ocorreram, apresentaram menor magnitude e influência restrita à camada de fundo (metade inferior da coluna d'água). A distribuição vertical de *MPS* aproximou-se da estrutura vertical de salinidade, evidenciando uma maior influência da advecção nestes ciclos de quadratura (Figura 2.32-2.33), conforme mencionado anteriormente (item 2.4.4).

Na maioria dos ciclos analisados, a velocidade longitudinal ( $\bar{u}_i$ ) oscilou aproximadamente em fase ao longo do eixo *y*. Entretanto, as máximas velocidades médias em *z* de enchente e vazante apresentaram diferenças de magnitude entre as estações de medição. Durante os ciclos de sizígia, observou-se uma concordância razoável nos picos de máxima concentração de  $\overline{MPS}_i$  (médio em *z*) entre as subseções de medição, mas a sincronidade foi fraca nas quadraturas. Como a taxa de transporte dos sedimentos de fundo ( $q_s$ ) apresenta uma relação não-linear com a velocidade de corrente, sendo proporcional ao cubo da velocidade média na profundidade, *i.e.*,  $q_s \propto \bar{u}^3$ , pequenas variações na velocidade podem produzir diferenças significativas na quantidade de *MPS* transportado (Open University Course Team, 1989; Fry & Aubrey, 1990). Além disso, as concentrações e o comportamento do *MPS* dependem da taxa entre a tensão de cisalhamento (instantânea) e o estresse crítico (Markfski

*et al.*, 1986). Desta forma, diferenças laterais na granulometria dos sedimentos de fundo da seção *A*, que interfere na velocidade crítica de cisalhamento e na taxa de sedimentação das partículas, associadas às variações laterais da intensidade das correntes, podem explicar a não exata sincronicidade na oscilação temporal das concentrações de *MPS* entre as estações de medição. Além disso, a advecção horizontal pode produzir picos secundários durante o ciclo de maré, relacionados a erosão e exaustão de sedimentos em áreas a montante (vazante) ou a jusante (enchente) do ponto de medição (Dyer, 1995).

Observou-se em campo (em frente ao Porto de Paranaguá) que ventos moderados de leste ou oeste (ao longo do eixo E-W do canal), mais comuns durante a tarde, geravam pequenas ondas no interior da baía e, em alguns momentos, a deriva superficial era contrária ao sentido da corrente de maré. O efeito das ondas geradas pelo vento na ressuspensão de sedimentos, especialmente nas áreas entre marés (planícies de maré) tem sido reportado na literatura (Lindsay *et al.*, 1996). Na Baía de Paranaguá, nenhum estudo foi realizado neste sentido.

As concentrações estacionárias de *MPS* médias na seção *A* não apresentaram diferenças marcantes entre os ciclos de verão e de inverno, somente entre os ciclos de sizígia e quadratura em ambas as estações (ver Tabela 2.6 no item 2.4.3). Não houve correlação linear entre o *MPS* aportado pelos rios e as concentrações estacionárias de *MPS* médias na seção *A* ou médias na superfície. Desta forma, nesta posição *x* ao longo eixo longitudinal do estuário, os processos de ressuspensão, mistura e advecção pareceram exercer um controle preponderante nas concentrações de *MPS* em relação ao aporte dos rios.

## 2.5. Resultados e discussão das medições ao longo do eixo longitudinal das baías de Antonina e Paranaguá

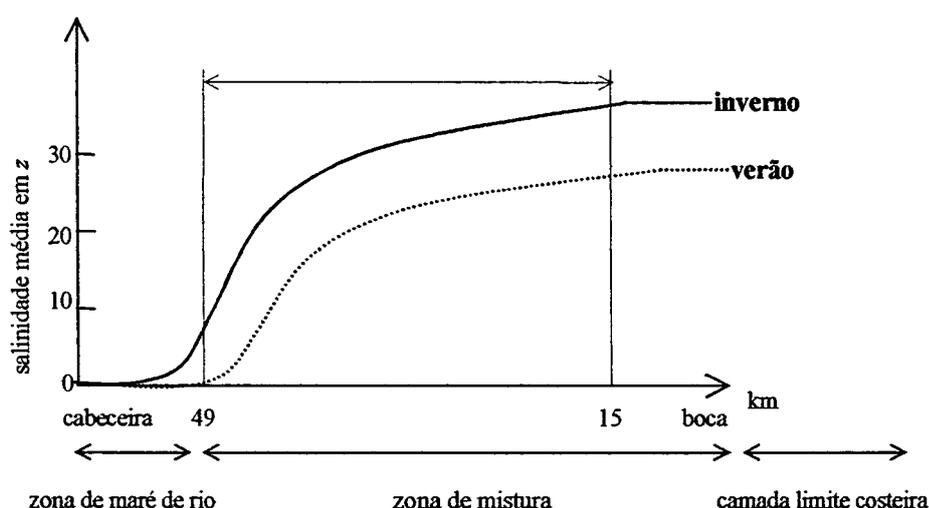
### 2.5.1. Variação sazonal da distribuição longitudinal termo-halina e do material particulado em suspensão (MPS)

Em estuários parcialmente misturados, a distribuição longitudinal da salinidade média na coluna d'água geralmente apresenta um comportamento sigmoidal, verificando-se pequenos gradientes horizontais de salinidade nas regiões próximas a desembocadura e na cabeceira do sistema e um elevado gradiente na porção mediana (Dyer, 1986). No presente trabalho, as porções extremas desta curva não foram medidas, uma vez que os perfis longitudinais abrangeram desde a distância de 15 km (Ilha das Cobras) até cerca de 49 km (Ilha do Corisco) a montante da desembocadura da Baía de Paranaguá (Figura 2.34; ver Figura 2.1). Nesta região amostrada das Baías de Antonina e Paranaguá, observou-se que a distribuição da salinidade média em  $z$  ao longo do eixo longitudinal do estuário, apresentou um padrão aproximadamente logarítmico, com um aumento do gradiente horizontal de salinidade na direção estuário acima, verificando-se uma rápida queda da salinidade média na Baía de Antonina, a montante da Ilha do Teixeira (km 35). Esta intensificação do gradiente, decorre do aumento da influência do aporte de água doce em relação à maré em direção à cabeceira, a medida que o estuário torna-se mais raso e estreito, evidenciado pelo incremento verificado na *razão de fluxo* na Baía de Antonina em relação à Baía de Paranaguá (ver item 1.4.3).

Durante o inverno, o limite entre a zona de mistura estuarina e a zona de maré de rio, esteve a montante da Ilha do Corisco (km > 49), enquanto no verão este limite situou-se no extremo superior do perfil longitudinal amostrado, *i.e.* nos quilômetros 46 a 49 a montante da desembocadura. Desta forma, nos períodos de reduzida descarga de água doce (inverno) a penetração da água salgada atinge limites superiores em direção a cabeceira do sistema, enquanto durante períodos de elevada precipitação (verão), a interface entre a água doce e a água salgada é advectada em direção a jusante do estuário, conforme representado esquematicamente na Figura 2.34. No inverno, a cabeceira do sistema (km 47 - 48) manteve-se salobra (> 6 ups) mesmo nos momentos de vazante e baixa-mar. Enquanto no verão,

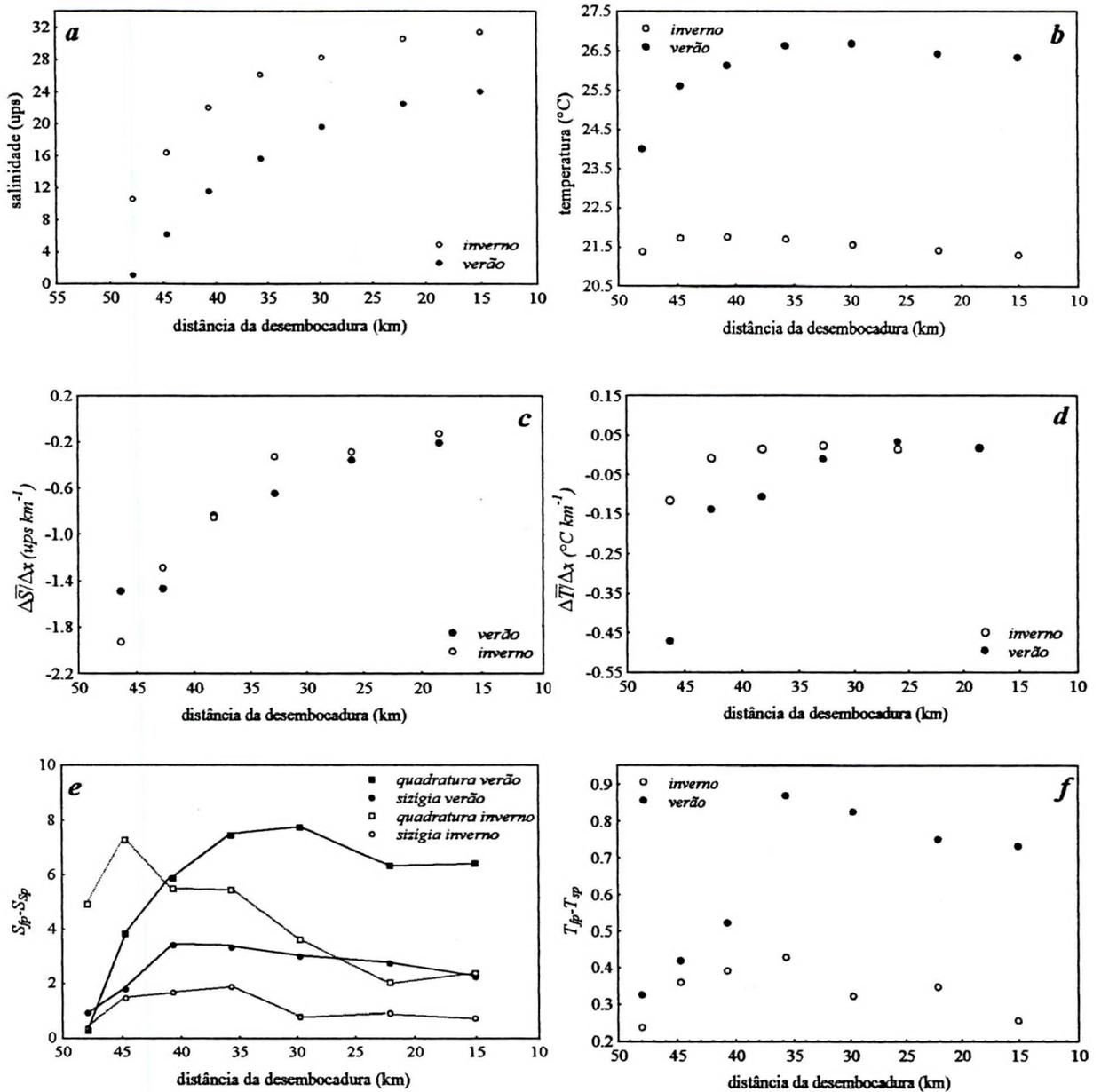
apresentou salinidades inferiores a 1 em todos os estágios de maré. Somente nas preamares da sizígia a salinidade nesta região foi incrementada (< 3 ups).

Embora a salinização deva se restringir à cabeceira do sistema, observou-se que a zona de maré de rio se estende por alguns quilômetros a montante da cabeceira da Baía de Antonina. Em monitoramentos horários por períodos mensais do nível dos rios Marumbi (em Morretes; ponte da PR 408) e Cachoeira (em Antonina; ponte da BR 340) pôde-se notar os sinais da variação periódica da maré. Além disso, observou-se que a influência da maré (no nível), nestas regiões a montante da cabeceira do sistema, foi mais pronunciada no inverno sob condições de reduzido aporte.



**Figura 2.34.** Distribuição típica da salinidade média na coluna d'água em um estuário parcialmente misturado (adaptado de Dyer, 1986) e visualização do deslocamento longitudinal da curva entre os períodos de inverno e verão, no estuário de Paranaguá. As medições foram efetuadas entre os quilômetros 15 e 49.

Ao longo do eixo longitudinal da Baía de Paranaguá, a salinidade (média em  $z$ ) apresentou-se de 7,4 a 10,8 ups superior no inverno, enquanto a temperatura média foi de 2,6 a 5,1 °C superiores no verão (Figura 2.35 a, b). Esta amplitude térmica aproximou-se da reportada para a Baía de Paranaguá, considerando-se os meses abrangidos nas medições de inverno e verão no presente trabalho. Entretanto, maiores amplitudes de variação sazonal da temperatura superficial, entre 8 a 10,5 °C, foram encontradas em monitoramentos anuais (Brandini *et al.*, 1988; Brandini & Thamm, 1994; Rebello & Brandini, 1990; Knoppers *et al.*, 1987).



**Figura 2.35.** Médias em  $z$  e média em cada ponto ao longo do eixo longitudinal do estuário, considerando-se todas as saídas efetuadas no inverno 1997 e no verão 1998 de (a) salinidade (ups), (b) temperatura média ( $^{\circ}\text{C}$ ), (c) gradiente longitudinal de salinidade entre dois pontos consecutivos de medição ( $\Delta\bar{S}/\Delta x$ ,  $\text{ups km}^{-1}$ ), (d) gradiente longitudinal de temperatura entre dois pontos consecutivos de medição ( $\Delta\bar{T}/\Delta x$ ,  $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ) e (e) intervalo vertical de salinidade médio ( $S_{fp}-S_{sp}$ , ups) para as marés de quadratura e de sizígia nos períodos de inverno de 1997 e de verão de 1998 e (f) intervalo vertical de temperatura médio ( $T_{fp}-T_{sp}$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ).

O elevado aporte de água doce no verão contribuiu para a redução da salinidade da camada limite costeira. Um decréscimo de cerca de 2 ups foi observado na salinidade média em  $z$  num perfil a 18 km ao sul da desembocadura entre o inverno (35,2 ups) e o verão (33,1 ups) (Dados fornecidos pelo projeto Recifes Artificiais Marinhos do Centro de Estudos do Mar). A plataforma interna do Estado do Paraná (próxima a costa), encontra-se sob a

influência da Água Costeira (AC), quente e de baixa salinidade, que constitui uma mistura entre a água doce derivada do aporte continental e as águas salgadas que ocupam a plataforma adjacente (Castro & Miranda, 1998).

Apesar da acentuada diferença verificada entre as salinidades do inverno e verão, o gradiente horizontal médio de salinidade foi próximo nos dois períodos, sendo suave na Baía de Paranaguá e intensificando-se na Baía de Antonina (Figura 2.35 c). No verão, o gradiente foi maior para a região entre a Ilha do Teixeira e as Ilhas Gererês (km 30 a 35), em função da maior influência relativa do aporte de água doce do ramo SW da Baía de Antonina (Bacia do Nhundiaquara), neste período.

A variação longitudinal da temperatura média foi pequena ( $< 0,8^{\circ}\text{C}$ ) no inverno, com valores ligeiramente inferiores na região próxima a desembocadura (km 15 a 25), sob maior influência da água costeira, e na cabeceira do sistema (km 48), sob maior influência do aporte continental, e mais elevados na porção mediana da baía (km 25 a 45) (Figura 2.35 b). O maior gradiente horizontal médio de temperatura ocorreu na cabeceira (km  $> 40$ ) (Figura 2.35 d). No verão, a temperatura média da Baía de Paranaguá (km 15 a 35) também sofreu pouca variação longitudinal (Figura 2.35 b). Uma marcada redução ocorreu a montante a Ilha do Teixeira, intensificando o gradiente longitudinal (Figura 2.35 d). Neste período, a diferença de temperatura (média em  $z$ ) entre as duas estações extremas de medição (*i.e.* Ilha do Corisco e Ilha das Cobras) foi de  $2,3^{\circ}\text{C}$ . Pela Tabela 2.2 observa-se que, no inverno, as águas continentais e marinhas apresentam temperaturas (médias em  $z$ ) inferiores às da Baía de Paranaguá; enquanto no verão a temperatura das águas da Baía de Paranaguá (km 15 a 30) e do mar apresentaram-se em geral superiores (cerca de  $3^{\circ}\text{C}$ ) à da água doce derivada do aporte continental, a qual promoveu uma redução na temperatura média da Baía de Antonina. Na Baía de Paranaguá (km 15 a 35), a estratificação vertical de temperatura foi superior no verão. Na Baía de Antonina, a diferenciação entre os dois períodos foi menos pronunciada (Figura 2.35 f).

A estratificação vertical de salinidade foi superior nas marés de quadratura tanto no inverno quanto no verão, ao longo de todo o perfil longitudinal amostrado (Figura 2.35 e). No inverno, a Baía de Paranaguá (km 15 a 30) apresentou fraca estratificação vertical de salinidade, especialmente nas sizígias ( $< 1$  ups), sendo esta intensificada na Baía de Antonina, particularmente na quadratura (Figura 2.35 e).

**Tabela 2.2.** Comparação da magnitude de temperatura (°C) dos rios Cachoeira e Marumbi, da Baía de Paranaguá (km 15 a 30), da Baía de Antonina (km 35 a 48) e das águas costeiras, nos períodos de inverno 1997 e verão 1998. As temperaturas correspondem a valores médios na coluna d'água, sendo apresentados os valores mínimos, máximos e os médios (entre parênteses).

	<i>inverno</i>	<i>verão</i>
<i>rio</i>	17,5 – 23,0 (19,4)	20,2 – 29,0 (23,8)
<i>baía (35 – 48)</i>	20,5 – 23,4 (21,6)	21,8 – 27,8 (25,2)
<i>baía (15 – 30)</i>	20,8 – 22,5 (21,4)	24,6 – 27,9 (26,4)
<i>mar*</i>	<b>20,3 – 20,7 (20,5)</b>	<b>25,8 – 27,4 (26,6)</b>

\*Dados fornecidos pelo projeto Recifes Artificiais Marinhos do Centro de Estudos do Mar.

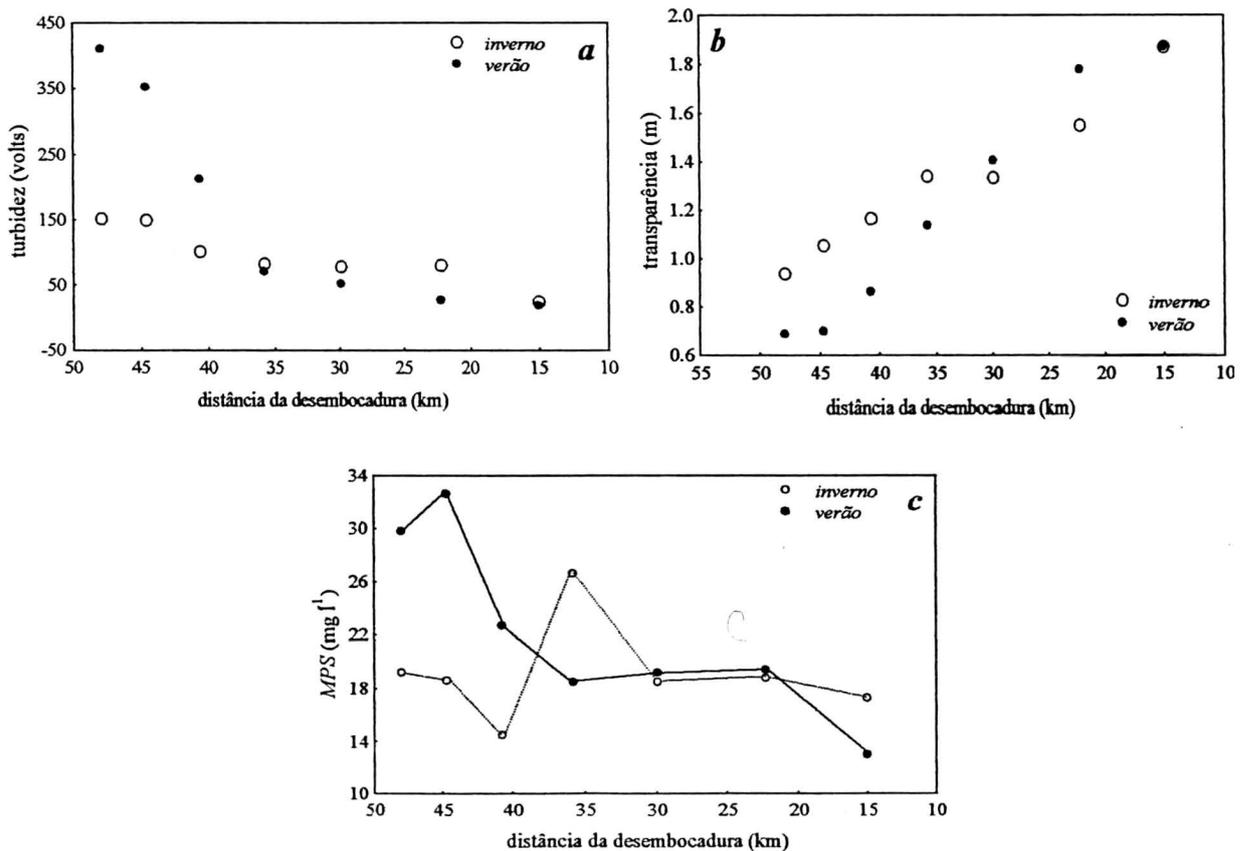
No verão, a diferença entre as sizíguas e as quadraturas na estratificação vertical média ( $S_f - S_s$ ) da Baía de Paranaguá foi bastante acentuada, decrescendo a montante da Ilha do Teixeira (km 35) (maior diluição) (Figura 2.35 e). Neste período, o aporte médio de água doce 15% superior nas amostragens de quadratura, deve ter contribuído para aumentar esta diferenciação. Padrão similar foi encontrado por Knoppers *et al.* (1987), que reportam uma fraca estratificação vertical de salinidade (2 a 4 ups) nas baías de Antonina e Paranaguá em condições de baixo aporte de água doce ( $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) e fortes correntes, e um aumento da estratificação (até 8 ups) com o incremento do aporte ( $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

A marcada diferença na estratificação vertical entre a quadratura ( $Q_{f10}$  médio de 35,6) e sizígia de inverno ( $Q_{f10}$  médio de 34,6), em condições similares de baixo aporte de água doce, mostra o papel fundamental da intensidade das correntes de maré no condicionamento do grau de mistura do sistema. Considerando-se o aporte médio para os dias em que foram realizados os perfis longitudinais nos períodos de inverno e verão, observou-se um incremento na descarga de aproximadamente 5,2 vezes neste último período, responsável pelo aumento da estratificação vertical média do sistema.

A turbidez da superfície relacionou-se à transparência através de uma relação exponencial negativa (Mantovanelli *et al.*, *subm.*). Desta forma, altos valores de turbidez estiveram associados à baixas transparências da água. Observou-se um aumento da transparência e diminuição da turbidez na superfície em direção a desembocadura do sistema (Figura 2.36 a, b). No inverno, a variação longitudinal de turbidez e do *MPS* superficial foi pouco pronunciada e a transparência na Baía de Antonina superior a do verão, em função do menor aporte médio de *MPS* (Figura 2.36). A maior média de *MPS* no km 35 (Ilha do Teixeira) deve-se a uma campanha de medição, quando o valor medido na superfície foi bastante alto. Isto pode estar associado a presença de um pluma na desembocadura do ramo

SW da baía (Bacia do rio Nhundiaquara), uma vez que o  $Q_s$  nesta data foi 2,2 vezes superior a média das demais saídas de inverno. Nesta região, também se detectou uma frente em uma quadratura do verão, com um forte gradiente lateral de salinidade, redução de 2 ups na salinidade média (no perfil) em menos de 300 m, e a duplicação da concentração de  $MPS$  superficial na região adjacente a desembocadura da bacia do Nhundiaquara. A redução da salinidade ocorreu principalmente na camada de fundo (3,9 ups de diferença) enquanto a salinidade da superfície foi similar.

No verão, a turbidez superficial na Baía de Antonina (km 35 a 45) foi bastante incrementada e as concentrações médias de  $MPS$  superficial também foram maiores, o que reflete a influência do maior aporte de água doce e  $MPS$  neste período, com  $Q_s$  médio durante os dias de medição dos perfis longitudinais 6,6 vezes maior que a média das saídas de inverno. Neste período, nota-se que o incremento na turbidez da superfície foi bem mais pronunciado que o aumento do  $MPS$  (Figura 2.36 a, c).



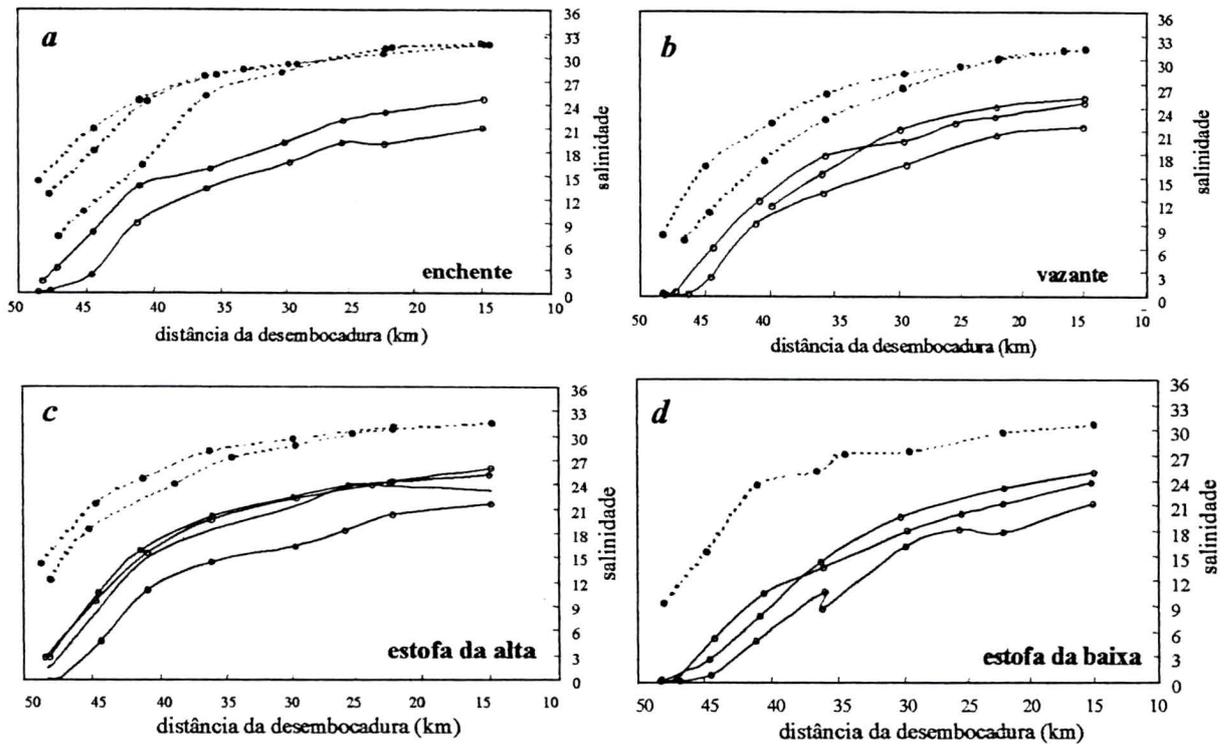
**Figura 2.36.** Média em cada ponto ao longo do eixo longitudinal do estuário, considerando-se todos os perfis longitudinais efetuados no inverno 1997 e no verão 1998 de (a) turbidez na superfície (mV), (b) transparência (m), (c)  $MPS$  na superfície ( $mg\ l^{-1}$ ).

Tal fato pode estar associado à presença de um alvo em suspensão na cabeceira do sistema que aumente o retroespalhamento da radiação (emitida pelo turbidímetro) sem aumentar em igual proporção o peso do *MPS*, uma vez que a resposta da turbidez encontra-se intrinsecamente relacionada ao tamanho e características biogeoquímicas das partículas em suspensão (Mantovanelli *et al.*, *subm.*). Analisando a variação sazonal do *MPS* superficial em três pontos da Baía de Paranaguá (próximo a desembocadura, Ilhas Gererês e Ilha do Teixeira), Brandini *et al.* (1988) verificaram uma redução das concentrações nos meses de inverno (entre 5 e 20 mg l<sup>-1</sup>) e um incremento nos meses de verão (entre 10 e 50 mg l<sup>-1</sup>), especialmente nas duas estações mais internas da baía.

A turbidez e o *MPS* medidos no fundo foram superiores aos da superfície, indicando a importância da ressuspensão dos sedimentos pelas correntes de maré. A posição da zona de máxima turbidez (*ZMT*) e a distribuição da concentração longitudinal de *MPS* sofreram grande variação espacial conforme apresentado posteriormente (item 2.5.3).

## **2.5.2. Distribuição longitudinal da salinidade e temperatura em função do estágio da maré**

Analisando-se os perfis longitudinais da salinidade média em *z* da Baía de Paranaguá nos quatro momentos do ciclo de maré (*i.e.* enchente, vazante e preamares e da baixa), durante os períodos de inverno e verão, verificou-se um movimento horizontal da massa d'água de acordo com o estágio de maré. Durante a enchente as águas de reduzida salinidade foram empurradas em direção a cabeceira do sistema e durante a vazante foram advectadas em direção a desembocadura (Figura 2.37). O máximo deslocamento longitudinal para montante ocorreu na preamares e para jusante na baixa-mar, promovendo respectivamente o aumento e a redução da salinidade (média em *z*) na cabeceira do sistema. Esta advecção horizontal é governada pelas correntes oscilatórias de maré, cuja magnitude depende da altura da maré. A magnitude do aporte de água doce foi o principal condicionante sazonal da extensão máxima de penetração da salinidade. Os gradientes longitudinais de densidade e a intensidade das correntes alteraram a posição da máxima intrusão entre os diferentes estágios e ciclos de maré.

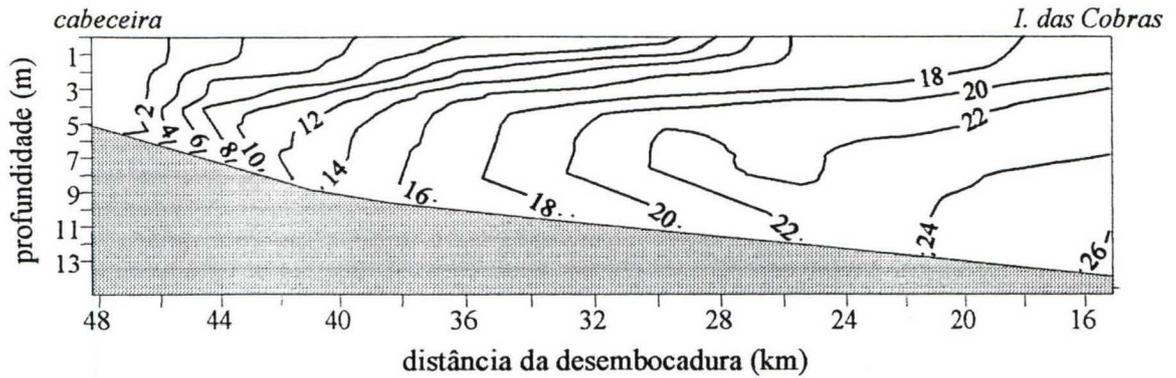


**Figura 2.37.** Distribuição longitudinal da salinidade média em  $z$  (ups) durante a enchente (*a*), a vazante (*b*), a preamarés (*c*) e a baixa-mar (*d*) nos perfis de inverno (linha tracejada) e de verão (linha contínua).

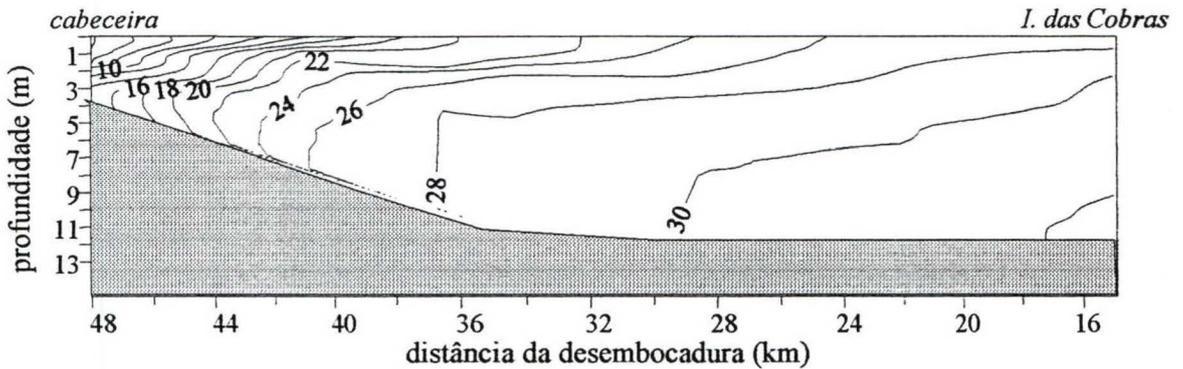
A distribuição longitudinal dos perfis verticais de salinidade revelou, em todas as situações analisadas, inclinações das isohalinas em direção ao mar na superfície e em direção a cabeceira na camada de fundo, típica de um estuário positivo com saída de água doce pela superfície e entrada de água salgada pelo fundo (Figuras 2.38–2.41). O estuário esteve aproximadamente bem misturado nas sizígias de inverno (isohalinas verticais;  $S_{fp} - S_{sp} < 2$ ) e com uma fraca estratificação nas sizígias de verão ( $S_{fp} - S_{sp} < 5$ ), em todos os estágios da maré. Nas quadraturas, a estratificação vertical foi superior à verificada nas sizígias em todos os estágios da maré, com máximos de 15 ups. Nos momentos de alta estratificação, as águas de baixa salinidade geralmente se restringiram à camada de superfície, com espessura de 3 a 5 m. Este ciclo sizígia–quadratura de estratificação e mistura da coluna d’água, condicionado pela intensidade das correntes de maré, tem sido reportado para outros sistemas estuarinos (Uncles *et al.*, 1990).

Os períodos de baixa-mar foram difíceis de caracterizar, em função da sua curta duração. Entretanto, nestes momentos, a estratificação foi moderada (sizígia) e alta a muito alta (quadraturas) ao longo de todo o eixo longitudinal da Baía de Paranaguá; excetuando-se a cabeceira do sistema ( $\text{km} > 45$ ), no período de alto aporte (verão), onde a massa d’água apresentou-se verticalmente homogênea e com reduzida salinidade (0 a 2 ups) (Figura 2.38).

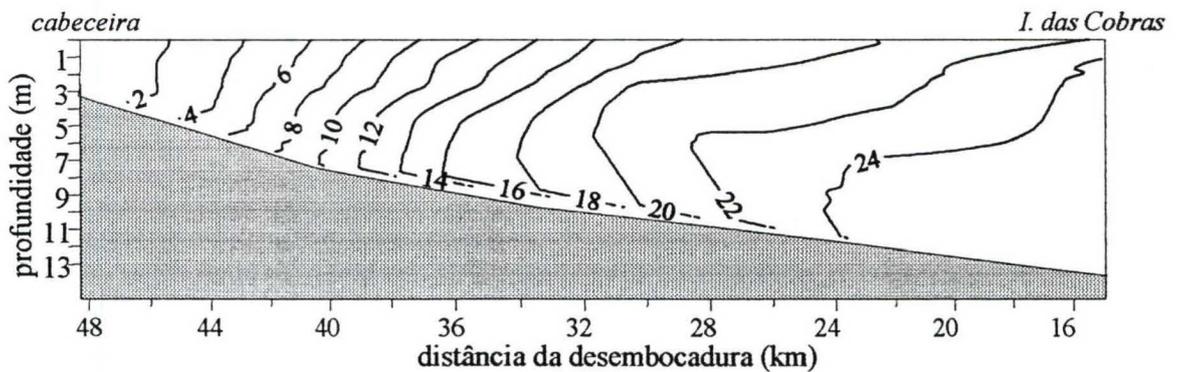
a) baixa-mar – quadratura – verão



b) baixa-mar – quadratura – inverno



c) baixa-mar – sizígia – verão

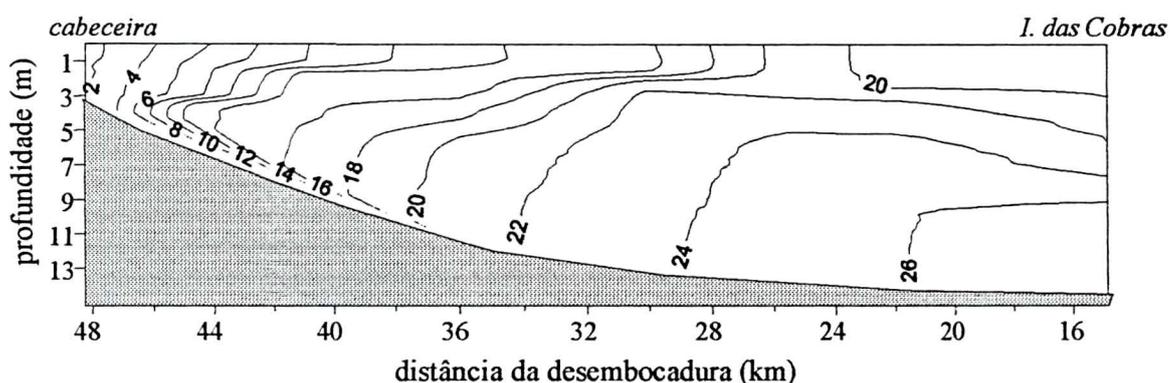


**Figura 2.38.** Distribuição longitudinal de salinidade desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante a baixa-mar, numa quadratura do verão de 1998 (02/04/98) (a), numa quadratura do inverno de 1997 (30/07/97) (b) e numa sizígia do verão (12/01/98).

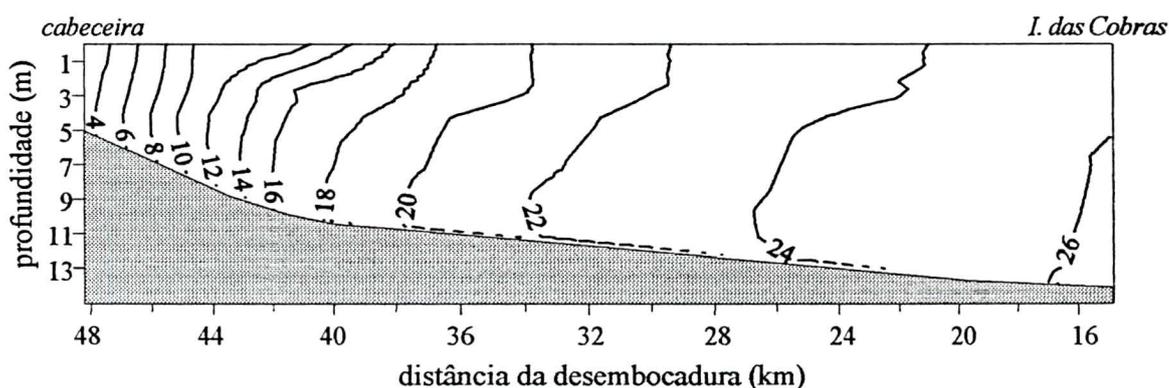
Na Figura 2.38 a, apresenta-se o momento de transição entre o final da vazante e a baixa-mar, numa quadratura de verão, quando o aporte de água doce encontrava-se próximo ao médio observado no verão ( $Q_{f3} = 222 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) e com alturas de maré de 1,25 e 1,51 m, respectivamente em Paranaguá e Antonina. Neste perfil, a estratificação vertical foi alta na região a jusante de Antonina (km 40), variando entre 6 a 13 ups (Figura 2.38 a). No único ciclo de quadratura de inverno, em que o momento de baixa-mar foi monitorado, a

estratificação foi alta mesmo sob condições de reduzido aporte ( $Q_{fio} < 40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , maré de 1,04 m em Paranaguá e de 1,50 m em Antonina), embora os valores absolutos de salinidade tenham sido bastante superiores. Nesta saída, a estratificação vertical teve tempo de se desenvolver plenamente em função de um longo período da baixa-mar (de 4 a 4,5 h) anterior a medição (Figura 2.38 b). Entretanto, em estofas de menor duração, a estratificação poderia não ser tão marcada. Nesta ocasião observaram-se altas salinidades na camada de fundo, até o limite superior do perfil de medição, indicando que a penetração da cunha estendeu-se ainda por alguns quilômetros a montante deste ponto ( $\text{km} > 48$ ), sob as águas de baixa salinidade da superfície. Estratificação vertical de menor magnitude (moderada), em relação às quadraturas, foi observada na baixa-mar de sizígia no verão, ao longo das baías de Antonina e Paranaguá (Figura 2.28 c).

**a) preamar – quadratura – verão**



**b) preamar – sizígia – verão**



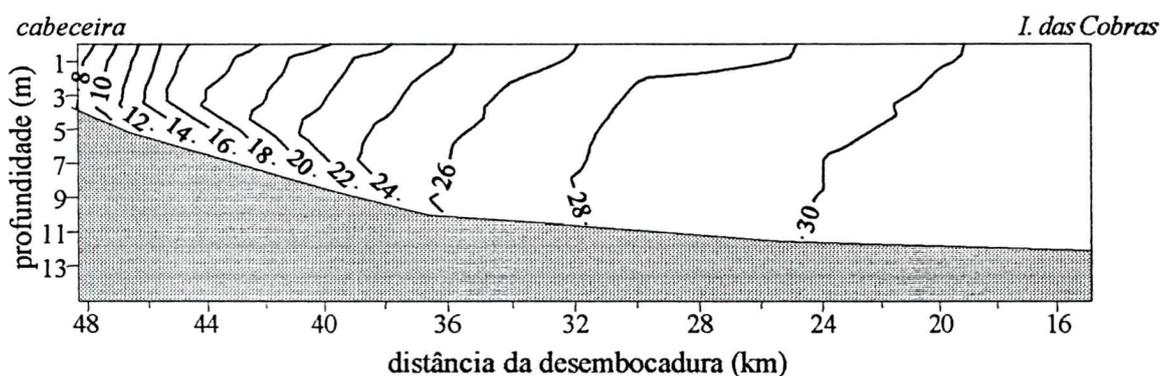
**Figura 2.39.** Distribuição longitudinal de salinidade desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante as preamars, numa quadratura do verão de 1998 (03/04/98) (a) e numa sizígia do verão (13/01/98) (b).

Nas preamars, a estratificação vertical ao longo da Baía de Paranaguá foi acentuada somente nas quadraturas de verão, sob alto aporte de água doce (Figura 2.39 a). Nas sizíguas e

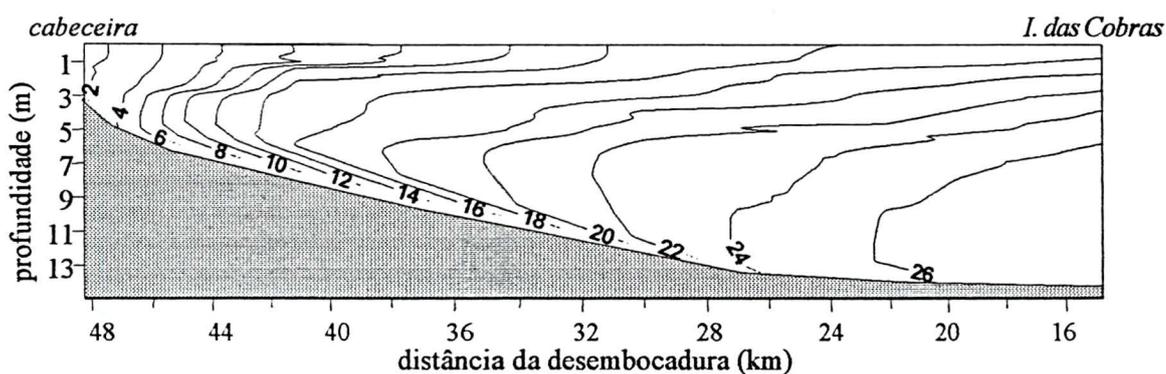
nas quadraturas de inverno, a estratificação vertical foi pequena ( $< 2$  ups) neste estágio de maré, sofrendo um incremento na Baía de Antonina (2 a 5 ups), mas decrescendo novamente a montante da cidade de Antonina. A maior estratificação na Baía de Antonina deve-se à advecção horizontal de águas mais salinas e pouco estratificadas, numa região sob maior influência do aporte continental.

Durante os estágios de enchente e vazante de quadratura, ocorreu uma fraca a moderada estratificação vertical de salinidade no inverno e, uma moderada a alta estratificação no verão, indicando a advecção horizontal de águas pouco misturadas neste último período, quando a intensidade de corrente não foi suficiente para quebrar a estratificação (Figura 2.40 a, b).

**a) vazante – quadratura – inverno**



**b) enchente – quadratura – verão**

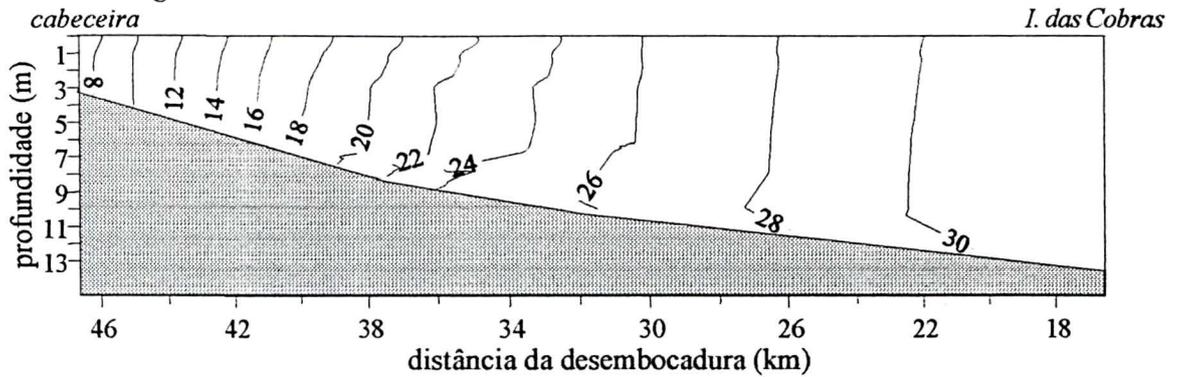


**Figura 2.40.** Distribuição longitudinal de salinidade desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante a vazante, numa quadratura do inverno de 1997 (28/07/97) (a) e na enchente numa quadratura do verão de 1998 (03/04/98) (b).

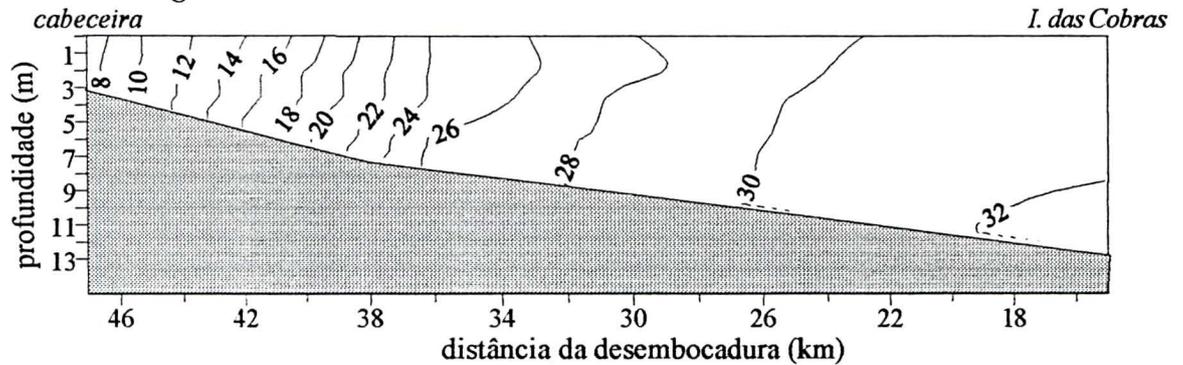
Nas sizígias, a estratificação vertical de salinidade foi bastante inferior à observada nas quadraturas, tanto no inverno quanto no verão, o que ocorreu em todos os estágios da maré,

particularmente nas enchentes e vazantes, quando as maiores velocidades de corrente intensificaram a mistura (Figura 2.41).

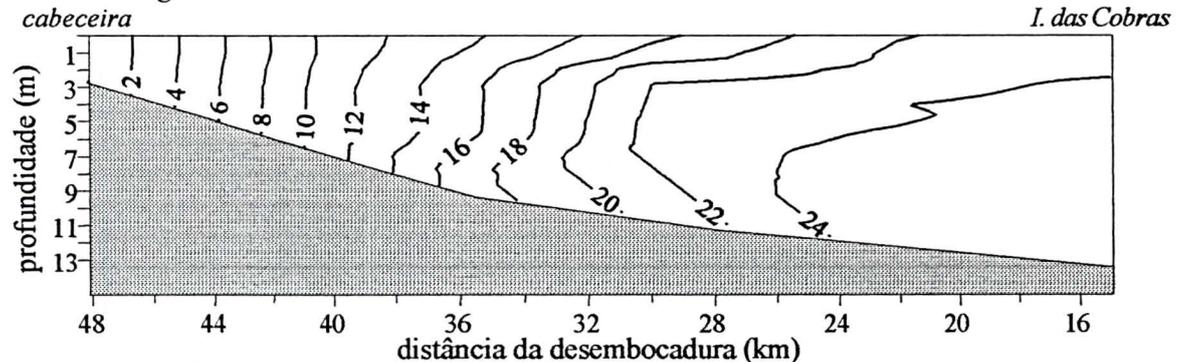
**a) vazante – sizígia – inverno**



**b) enchente – sizígia – inverno**



**c) vazante – sizígia – verão**

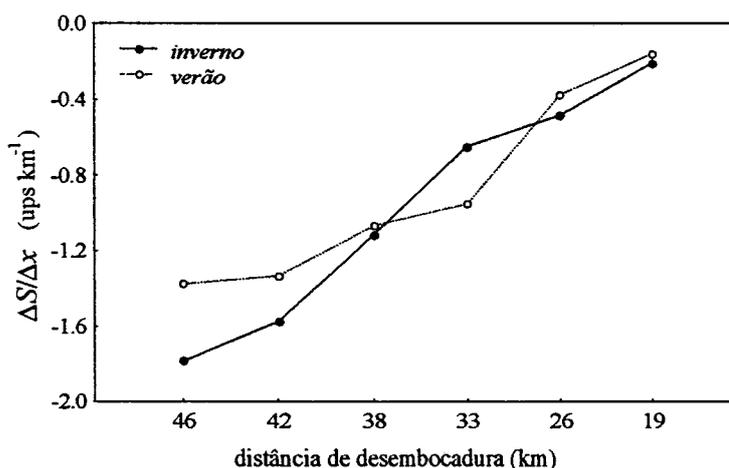


**Figura 2.41.** Distribuição longitudinal de salinidade desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante a vazante (a) e a enchente (b), numa sizígia do inverno de 1997 (18/09/97) e na vazante, numa sizígia do verão de 1998 (12/01/98) (c).

A menor estratificação vertical foi observada durante a vazante na sizígia de inverno, com reduzido aporte continental ( $Q_{f10} = 40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) e alta amplitude de maré (2,0 m em Paranaguá) (Figura 2.41 a). Neste mesmo ciclo, a estratificação permaneceu reduzida durante a enchente, observando-se o deslocamento de alguns quilômetros das isohalinas estuário

acima, e.g. a isohalina de 30 se deslocou cerca de 4 km em 4 h e a de 20, 1 km em 1 h. Este deslocamento representa velocidades da ordem de  $0,30 \text{ m s}^{-1}$ , compatíveis com as velocidades de enchente observadas no fundeio de Paranaguá neste ciclo (compare a Figura 2.41 a, b).

Apesar do aporte de água doce 4,8 vezes superior no verão ( $Q_{\beta} = 190 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), a estratificação na vazante de sizígia foi fraca a ligeiramente moderada, especialmente na região rasa na cabeceira do sistema, provavelmente em função das fortes correntes de maré associadas a elevada altura de maré (1,8 m em Paranaguá) (Figura 2.41 c). O gradiente longitudinal de sal foi próximo nos dois períodos, sendo superior na cabeceira durante o inverno (Figura 2.42).



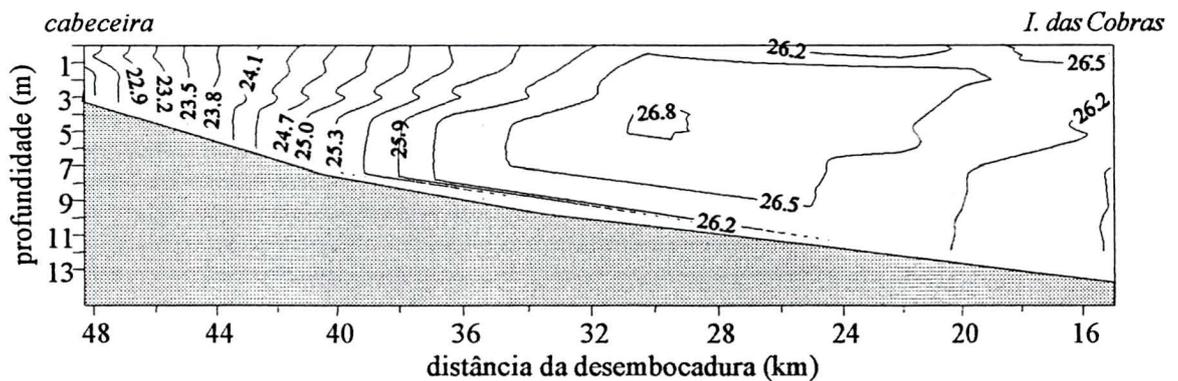
**Figura 2.42.** Gradiente longitudinal da salinidade média em  $z$  nas vazantes de sizígia do inverno (18/09/97) e do verão (12/01/98).

A variação da intensidade de estratificação e mistura vertical da Baía de Paranaguá apresentou-se extremamente dinâmica, sendo alterada em escala horária (ciclo de maré) e entre os ciclos de sizígia e quadratura, em função da variação na intensidade das correntes. Estas constituíram o principal condicionante da intensidade de mistura vertical. A magnitude total da estratificação vertical foi influenciada pelo volume de água doce aportado. Outros fatores como as variações espaciais na intensidade das correntes, na descarga de água doce e na interação do fluxo com a topografia, geram diferenciações espaciais na intensidade de mistura e estratificação, sendo os processos advectivos responsáveis por carrear a estrutura de salinidade resultante através do estuário (Dyer, 1988b).

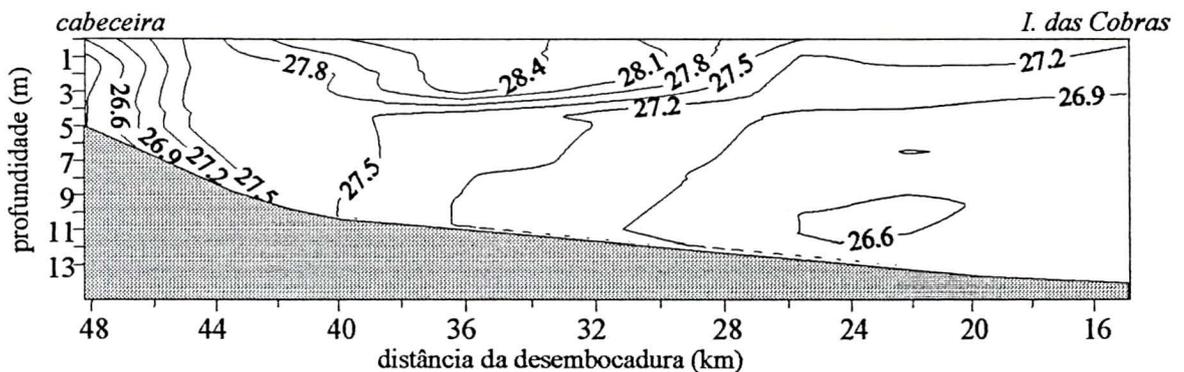
A máxima amplitude de variação espacial da temperatura da água estuarina situou-se entre  $0,8$  e  $2,1^{\circ}\text{C}$  no inverno e, entre  $2,4$  e  $5,4^{\circ}\text{C}$ , no verão. Os gradientes verticais e

longitudinais de temperatura sofreram influência de três principais fatores: (i) do aporte de águas continentais, mais frias que as águas do interior do estuário, tanto no inverno quanto no verão, (ii) das águas costeiras na porção do perfil longitudinal mais próxima à desembocadura (Ilha das Cobras), geralmente com temperatura inferior a da região intermediária do estuário ( $25 < \text{km} < 35$ ) e, (iii) das trocas de calor com a atmosfera e aquecimento pela radiação solar das águas de superfície na baía (Figuras 2.43–2.45).

a) *baixa-mar – sizígia – verão*



b) *preamar – sizígia – verão*



**Figura 2.43.** Distribuição longitudinal de temperatura da água desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante a baixa-mar numa sizígia do verão de 1998 (12/01/98) (a) e a premares numa sizígia de verão de 1998 (13/01/98) (b).

A advecção e/ou mistura destas águas gerou distintos padrões de distribuição longitudinal da temperatura da Baía de Paranaguá. Na Baía de Antonina, sob condições de alto aporte de água doce (verão), formou-se uma região com marcado gradiente horizontal de temperatura, partindo-se de águas mais frias na cabeceira do sistema ( $\text{km} > 43-45$ ), e elevando-se a temperatura no sentido estuário abaixo. A extensão desta região foi dependente do estágio da maré. Durante a vazante, esta região deslocou-se estuário abaixo, ocupando

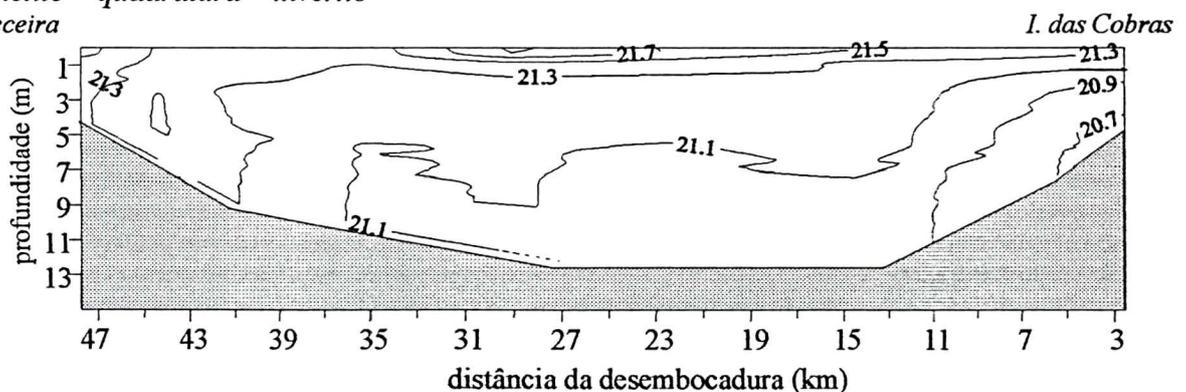
grande parte da Baía de Antonina (até a Ponta da Pita), enquanto na enchente se deslocou estuário acima ( $\text{km} > 43$ ) (Figura 2.43 a, b).

No inverno, esta redução da temperatura das águas da cabeceira e o gradiente horizontal associado foram visualizados somente nas baixa-mares de quadratura e na vazante de sizígia (maior advecção horizontal), mas com menor amplitude de variação neste período.

Em geral, na vazante e baixa-mar, o setor intermediário da Baía de Paranaguá (Ilha do Teixeira até Paranaguá) apresentou temperaturas mais homogêneas (na porção central), decrescendo tanto em direção a montante, em função da influência do aporte continental, como à jusante, pela maior influência das águas do setor externo da baía (Figura 2.43 a). Em alguns ciclos a temperatura permaneceu quase uniforme desde a região intermediária até o extremo leste do perfil (mais próximo da desembocadura).

Em geral, na maré enchente, a água mais homogênea que ocupava a região central foi advectada estuário acima, formando-se um gradiente longitudinal na Baía de Paranaguá, com diminuição da temperatura em direção a desembocadura, conforme exemplificado na Figura 2.44. Esta corresponde a uma quadratura de inverno, quando se realizou medições até próximo a desembocadura, encontrando-se as menores temperaturas ( $20,5\text{-}20,9^\circ\text{C}$ ) associadas as águas de alta salinidade (34 ups).

*enchente – quadratura – inverno*  
*cabeceira*

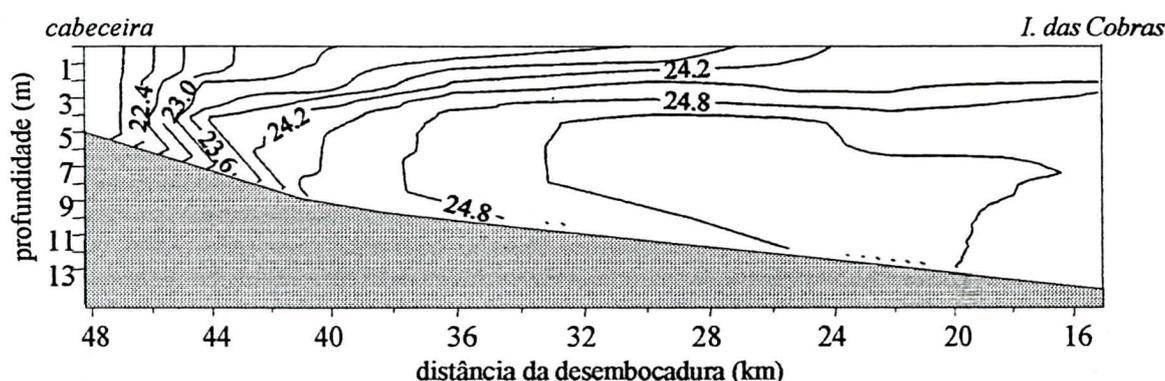


**Figura 2.44.** Distribuição longitudinal de salinidade desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante a enchente numa quadratura de inverno 1997 (30/07/97).

A estratificação vertical foi pequena nas sizíguas e um pouco mais pronunciada nas quadraturas. Na região intermediária da baía de Paranaguá, na maior parte das situações analisadas, as maiores temperaturas da água ocorreram na superfície (aquecimento superficial), decrescendo em direção ao fundo; mesmo quando a estratificação de salinidade não foi acentuada. Entretanto, este padrão foi invertido num ciclo de quadratura do verão,

quando ocorreu uma forte estratificação de salinidade durante os estágios de vazante e baixa-mar, conforme ilustrado na Figura 2.45. Neste perfil, as águas de baixa salinidade da superfície apresentaram temperaturas de 0,5 a 1°C inferior à das águas da camada abaixo e o padrão de estratificação de temperatura foi semelhante ao de sal (Figura 2.45).

*baixa-mar – quadratura – verão*

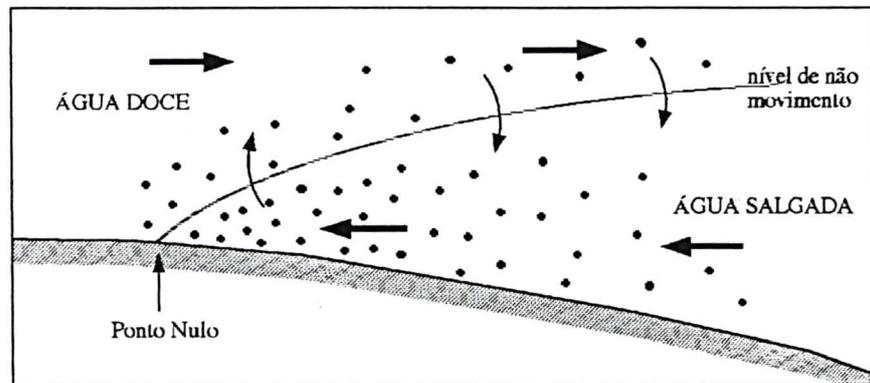


**Figura 2.45.** Distribuição longitudinal de salinidade desde a Ilha do Corisco (cabeceira) até a Ilha das Cobras durante a baixa-mar numa quadratura do verão de 1998 (02/04/98). Ver **Figura 2.38 a** com a distribuição de salinidade deste perfil.

### 2.5.3. Distribuição longitudinal de *MPS* e a zona de máxima turbidez estuarina (*ZMT*)

Hipóteses clássicas de formação da *ZMT* incluem: (i) reações biológicas com morte de organismos em contato com a água salobra; (ii) reações físico-químicas, onde forças eletrolíticas resultam na floculação das partículas e, (iii) trapeamento induzido pelo fluxo gerado por gradientes de densidade (Markofsky *et al.*, 1986). Este último mecanismo refere-se a circulação gravitacional líquida existente nos estuários parcialmente misturados, capaz de produzir um fluxo residual estuário abaixo na superfície e estuário acima na camada de fundo. Em direção à cabeceira este fluxo de fundo diminui sua intensidade até um ponto onde é nulo (ponto nulo), à montante do qual o fluxo residual é descendente ao longo de toda a coluna d'água. Este ponto geralmente ocorre próximo ao limite máximo de intrusão de sal, em salinidades da ordem de 1 a 5 ups (Open University Course Team, 1989; Dyer, 1986). Imediatamente abaixo do ponto nulo ocorre um fluxo de sedimentos para cima, os quais somados ao sedimento descarregado pelos rios e ao ressuspendido na cabeceira do estuário, são transportados estuário abaixo na camada de superfície. Parte do sedimento transportado

sofre sedimentação no interior do estuário, durante o seu percurso em direção ao mar, sendo novamente carregados estuário acima pelo fluxo residual da camada do fundo. Este processo forma uma zona de máxima concentração de *MPS* próximo ao ponto nulo (*ZMT*), mesmo que não ocorra deposição ou erosão dos sedimentos do fundo (Figura 2.46; Dyer, 1988a, 1995).



**Figura 2.46.** Representação esquemática da formação da zona de máxima turbidez estuarina pelo processo de circulação gravitacional (extraída de Dyer, 1995).

Entretanto, tem sido reportado que somente a circulação gravitacional residual não explica as altas concentrações de *MPS* observadas na *ZMT*, cuja formação e manutenção depende outros fatores como: 1) a disponibilidade de sedimento fino; 2) a estratificação de salinidade, que envolve os mecanismos de estabilidade e mistura vertical; 3) os processos de erosão e sedimentação do *MPS*; 4) o trapeamento gerado pela assimetria da maré, através de efeitos não lineares entre o transporte de sedimento, velocidade e área (bombeamento da maré); 5) o montante de água doce aportada e, 6) a aglomeração de partículas finas em flocos e agregados (floculação, coesão orgânica, peletização, etc.) (Gelfenbaum, 1983; Markofsky *et al.*, 1986; Riethmüller *et al.*, 1988; van Leussen, 1988; Althausen & Kjerfve, 1992; Uncles & Stephens, 1993; Wolanski, 1995; Dyer, 1995; Grabemann *et al.*, 1997). Desta forma, a *ZMT* é uma feição dinâmica, resultante da complexa interação de diversos processos, onde as concentrações de *MPS* variam espacial e temporalmente (Gelfenbaum, 1983; Dyer, 1988a; Grabemann *et al.*, 1997).

As concentrações de *MPS* ao longo do eixo longitudinal das baías de Antonina e Paranaguá apresentaram uma rápida variação em sua configuração e concentrações nos diferentes estágios dos ciclos de maré monitorados. A distribuição longitudinal do *MPS* pareceu se associar principalmente aos processos de ressuspensão e deposição, condicionados pelas correntes de maré. As maiores concentrações de *MPS* ocorreram próximo ao fundo nas

marés de enchente e vazante, atingindo valores entre 80 a 180 mg l<sup>-1</sup>, nos núcleos de ressuspensão. Durante as estofas, observou-se um marcado decréscimo nas concentrações. Esta magnitude das concentrações máximas observadas na Baía de Paranaguá, enquadra-se no intervalo reportado para estuários com pequena amplitude maré (micro a mesomarés), entre 40 e 200 mg l<sup>-1</sup> (Althausen & Kjerfve, 1992; Dyer, 1995).

Na região intermediária da Baía de Paranaguá (cidade de Paranaguá até a Ilha do Teixeira) e na Baía de Antonina, os sedimentos de fundo são predominantemente compostos por silte grosso a areia muito fina (Relatório APPA-CEM, 1997), que apresentam tamanhos de grão passíveis de entrar em suspensão imediatamente após serem colocados em movimento. Na região da Ilha das Cobras, a granulometria é mais grosseira (areia fina) (Relatório APPA-CEM), dificultando o transporte em suspensão. A existência de uma área fonte de sedimentos, com granulometria passível de ser transportada em suspensão, é fundamental para a geração da ZMT (Uncles & Stephens, 1993; Grabemann *et al.*, 1997).

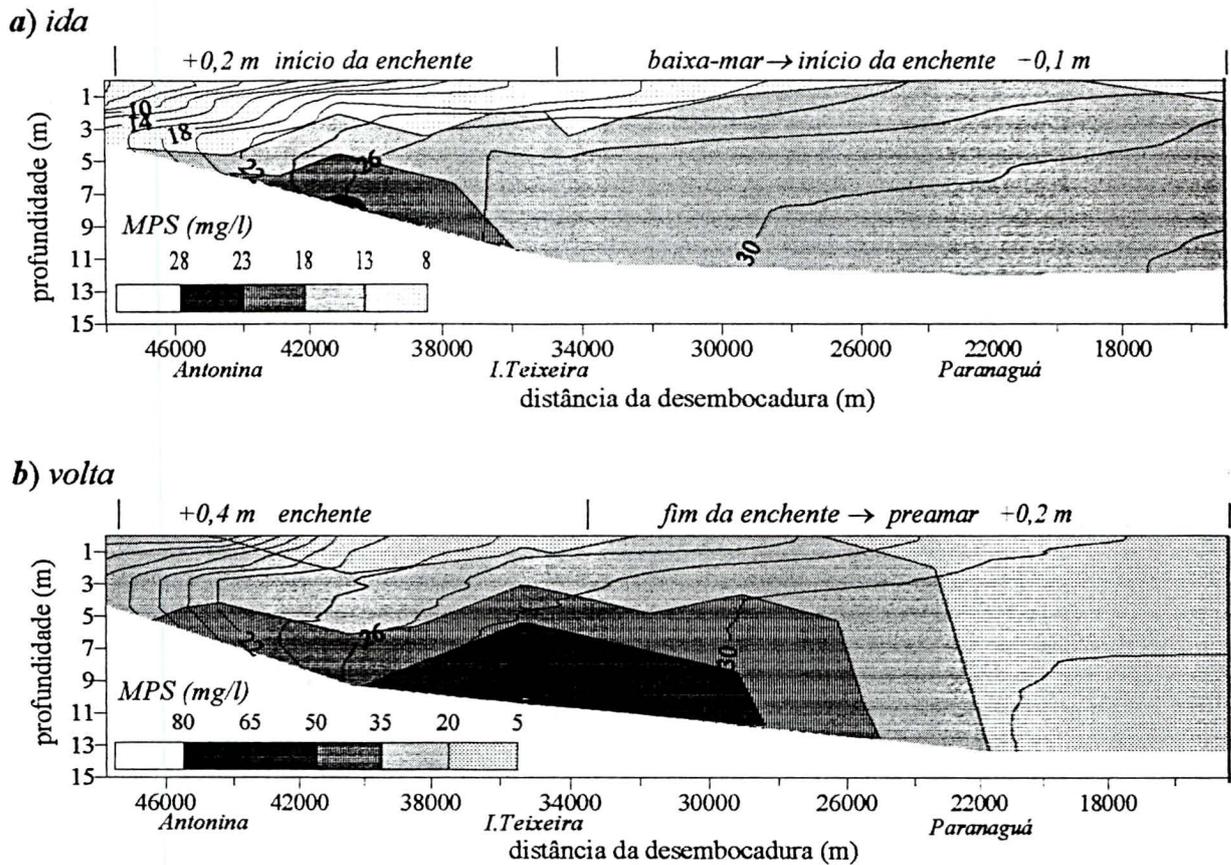
Para a identificação do estágio da maré durante as medições, o perfil longitudinal foi dividido em dois setores: (1) um entre a cidade de Paranaguá e a Ilha do Teixeira, onde se considerou a altura de maré medida no marégrafo de Paranaguá e, (2) outro a montante desta ilha, *i.e.* na Baía de Antonina, onde se adotaram os níveis observados no marégrafo de Antonina. Isto porque, como as medições ao longo do eixo *x* não foram simultâneas, durante o tempo de percurso de 1,5 a 2 h, as diferentes localidades amostradas encontravam-se sob condições distintas de altura e correntes de maré. Nos dias das medições, quantificaram-se defasagens entre 0,5 e 1 h entre a ocorrência das preamares (ou baixa-mares) em Paranaguá e em Antonina. A divisão dos setores de influência dos marégrafos baseou-se na distribuição das diferenças de fase e elevação da maré ao longo da baía; onde a Baía de Antonina e a porção intermediária da Baía de Paranaguá (entre Paranaguá e a Ilha do Teixeira) apresentaram menores variações internas destas características, mas marcada diferença entre si (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Na área intermediária da Baía de Paranaguá, a amplificação da maré é relativamente pequena (0,2 m), enquanto uma forte amplificação ocorre no setor interno a partir da Ilha do Teixeira (> 0,8 m) (Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Numa primeira aproximação, para percepção desta variação longitudinal da maré, na parte superior dos perfis apresentados identificou-se o momento de maré e a diferença de nível registrada no marégrafo de Paranaguá, no tempo que durou o percurso entre a Ilha do Teixeira

(km 35) e Paranaguá (km 22), e no marégrafo de Antonina, no período de deslocamento entre a Ilha do Corisco (km 47- 48) e a Ilha do Teixeira.

Nos trajetos efetuados durante a enchente, as maiores concentrações de *MPS* no fundo ocorreram entre os km 30 e 35 (em 4 perfis), especialmente na região da Ilha do Teixeira (km 35). Na vazante, as máximas concentrações foram observadas nas proximidades da Ilha do Teixeira (em 2 perfis) e na região em frente a cidade de Paranaguá (em 3 perfis). Nas proximidades da Ilha do Teixeira e principalmente nas proximidades da cidade de Paranaguá, em função do estreitamento do canal estuarino, ocorre uma intensificação do fluxo, conforme mostrado nos modelos numéricos (barotrópicos) desenvolvidos para a Baía de Paranaguá (Oliveira & Rosman, 1997; Camargo, 1998; Marone & Jamiyanaa, *no prelo*). Tal fato pode ser responsável pelas altas concentrações de *MPS* verificadas nestes locais. No acompanhamento horário (seção A) das concentrações de *MPS* e da velocidade de corrente, observou-se que acima de uma determinada intensidade de corrente (*i.e.*,  $\bar{u}_A > 0,3 \text{ m s}^{-1}$ ), as concentrações tendem a se elevar rapidamente com o aumento da velocidade, iniciando a deposição com a desaceleração do fluxo (ver Figura 2.28, item 2.4.5). Entretanto, em função da forte não linearidade observada na relação entre a velocidade e as concentrações de *MPS* (Wolanski, 1995), a análise dos processos de ressuspensão e deposição é complexa. Além disso, os mecanismos de ressuspensão e deposição de sedimentos podem variar em magnitude e comportamento ao longo do estuário, em função de variações longitudinais da intensidade e assimetria de correntes, tensão de cisalhamento, tipo de sedimento na área fonte, diferenças na estratificação e profundidade (Uncles & Stephens, 1993; Dyer, 1995).

Pelos perfis de *MPS* percebe-se que, durante os momentos de estofa, as concentrações sofreram rápida queda em relação às observadas nos estágios de enchente ou de vazante antecedentes. A magnitude desta redução pareceu depender da quantidade anteriormente ressuspensa e, especialmente, do tempo de duração da estofa. Num ciclo de quadratura, quando se registrou um período de baixa-mar de cerca de 4,5 h (antecedente à medição), as concentrações de *MPS* foram sensivelmente reduzidas (em geral  $< 20 \text{ mg l}^{-1}$ ) ao longo de toda a extensão do longitudinal do perfil. Apenas observou-se um pequeno núcleo no interior da Baía de Antonina (km 40), que se encontrava no estágio inicial da enchente (Figura 2.47 a). Neste perfil, as concentrações foram rapidamente incrementadas durante o estágio de enchente, observando-se no km 40 a duplicação das concentrações após 1,2 h e, no km 35, concentrações cinco vezes maiores após  $\approx 2$  h. A variação das concentrações na Baía de

Paranaguá foi menor, uma vez que, no período de deslocamento, esta região encontrava-se na transição entre o final da enchente e a preamares (Figura 2.47 b).



**Figura 2.47.** Distribuição longitudinal de MPS ( $\text{mg l}^{-1}$ , legenda na figura) e isohalinas durante a baixa-mar (a) e enchente (b) numa quadratura de inverno (30/07/97). Os trajetos de ida indicam um descolamento no sentido Paranaguá – Antonina e os de volta no sentido Antonina – Paranaguá. Na parte superior, indicou-se o estágio da maré e a variação na elevação durante o percurso nas cidades de Antonina e Paranaguá (ver texto).

Durante estofas prolongadas, sob reduzidas correntes no fundo, aumenta o tempo disponível para a floculação e assentamento, seguindo-se à deposição de uma suspensão com altas concentrações, próximo ao fundo (Uncles & Stephens, 1993; Wolanski, 1995). Allen *et al.* (1980) verificaram que após a estofa (1-2 h) a quantidade de sedimento em suspensão caiu para 16% do máximo observado, sendo esta porção remanescente um resíduo, que provavelmente iria desaparecer completamente num período prolongado de sedimentação.

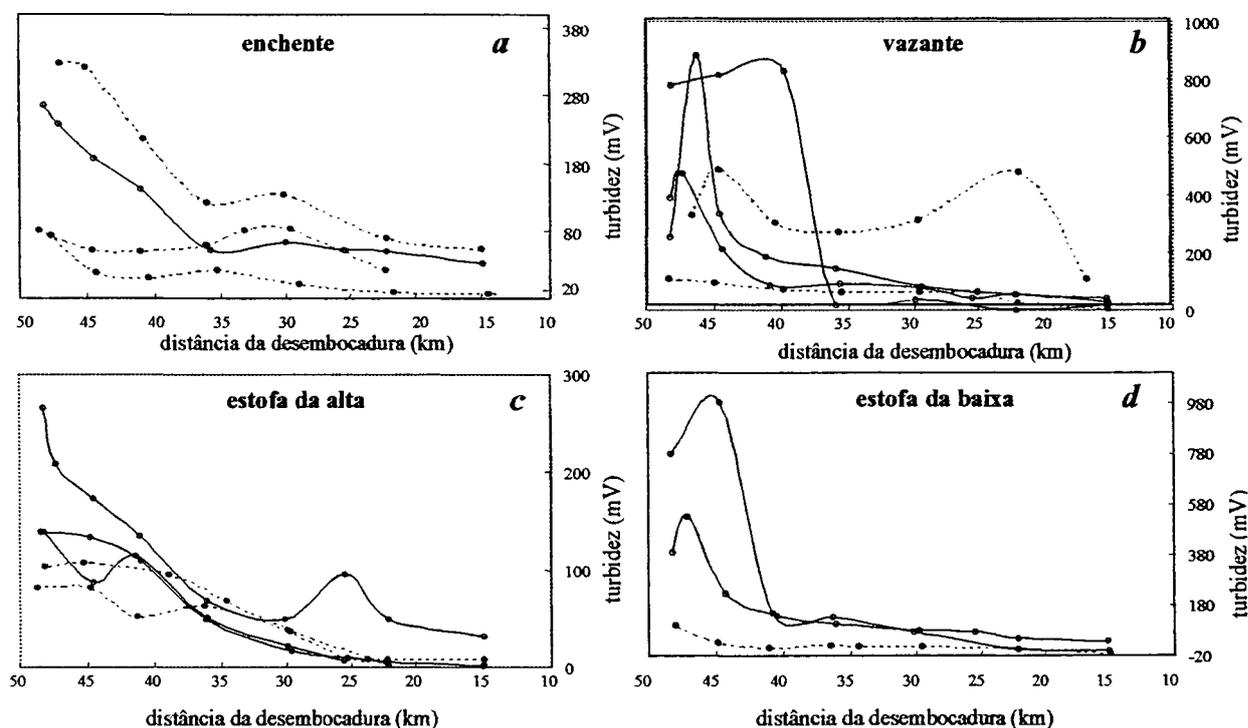
Em diversos estuários tem sido reportado que a formação da ZMT ocorre nas proximidades da cabeceira do sistema, na interface entre a água doce e a salgada, sob salinidades entre 0 e 5 a 15 ups, numa região com forte gradiente longitudinal de salinidade, aproximadamente coincidente com o limite da intrusão de sal, associada à circulação

gravitacional vertical (Odd, 1988; Althausen & Kjerfve, 1992; Nichols, 1993; Uncles & Stephens, 1993; Dyer, 1995; Grabemann *et al.*, 1997). Na Baía de Antonina, durante as vazantes e baixa-mares no verão (5 perfis), observou-se uma segunda região de altas concentrações de *MPS* ( $\approx 30$  a  $60 \text{ mg l}^{-1}$ ) na cabeceira do sistema, com salinidades entre 0 a 5 ups (km 44–47) e a jusante desta. Martins (1994) também encontrou altas concentrações de *MPS* superficial (50 a  $> 200 \text{ mg l}^{-1}$ ) na cabeceira da Baía de Antonina, sob salinidades entre 0 e 5 ups, nos meses de verão.

Na maioria dos perfis realizados observou-se um aumento da turbidez da superfície na Baía de Antonina, com os mais altos valores sendo atingidos na cabeceira do sistema (Figura 2.48). Este aumento em geral foi mais pronunciado no verão e particularmente nos estágios de vazante e baixa-mar (Figura 2.48 b, d). Por outro lado, a turbidez no setor mais externo (Ilha das Cobras) foi comparativamente reduzida, tanto na superfície quanto no fundo. Exceção ocorreu em uma vazante de sizígia quando se verificou uma alta turbidez no fundo nesta localidade. Ao elevado incremento na turbidez do setor interno da Baía de Antonina (cabeceira) não correspondeu um aumento em iguais proporções na concentração do *MPS* superficial. Isto porque as características gravimétricas das partículas (peso por unidade de volume) diferem de suas propriedades ópticas (capacidade de espalhamento) e o retroespalhamento medido pelo sensor de turbidez depende não só da concentração mas também do tamanho e características biogeoquímicas das partículas em suspensão (Gordon & Brown, 1972; Kiefer & SooHoo, 1982; Bricaud *et al.* 1983; Gibbs & Wolanski, 1992; Kirk, 1994). Alguns fatores que poderiam estar gerando as diferenças de turbidez entre o setor interno da Baía de Antonina, com elevada turbidez e reduzida transparência, e a região mais externa do perfil longitudinal (Ilha das Cobras), com baixa turbidez e alta transparência, são apresentados em Mantovanelli *et al.* (*subm.*).

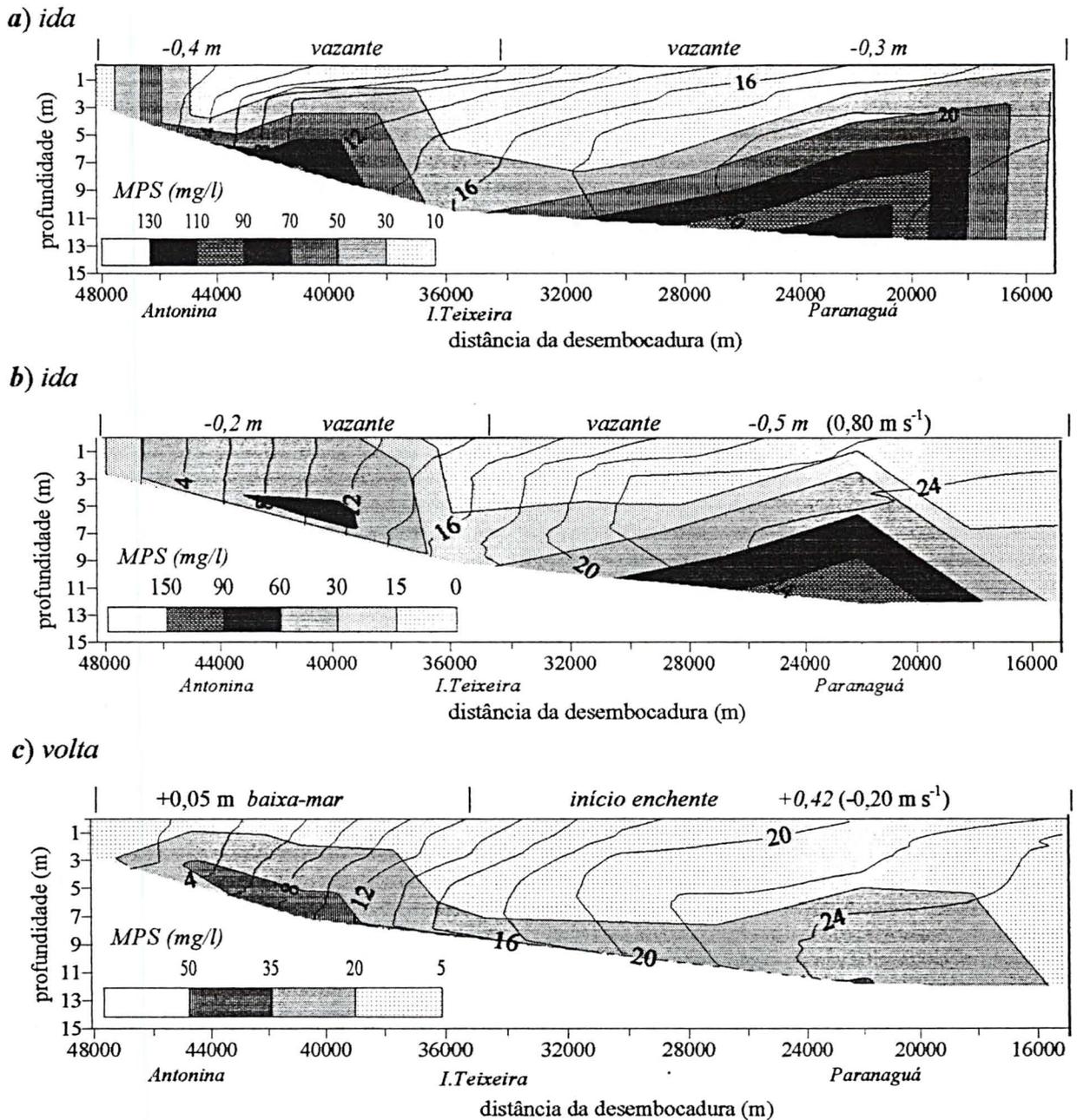
A montante desta interface entre a água doce e a salobra, as concentrações de *MPS* foram comparativamente menores que às observadas nos núcleos de ressuspensão a jusante desta e em outros pontos da baía (Figura 2.49 a, b; Figura 2.50 a, b). No inverno e nos estágios de enchente do verão, esta feição não foi conspícua, mas poderia estar ocorrendo nas áreas mais internas da cabeceira do sistema nos dois ramos que desembocam na Baía de Paranaguá. Este segundo máximo poderia estar relacionado a circulação gravitacional e ao trapeamento na região do ponto nulo. Não se dispõe de informação sobre a localização deste ponto na Baía de Paranaguá. Pela simulação através de um modelo numérico (modo

barotrópico) das correntes residuais de superfície (médias para a sizígia), apresentada em Camargo (1998), as velocidades residuais tornam-se nulas nas proximidades da Ponta do Félix ( $\approx$  km 40; Baía de Antonina). Entretanto, a influência do aporte de água doce não foi considerada no modelo. Este ponto (km 40) coincide com a posição a partir da qual se observou um de aumento da turbidez (Figura 2.48).



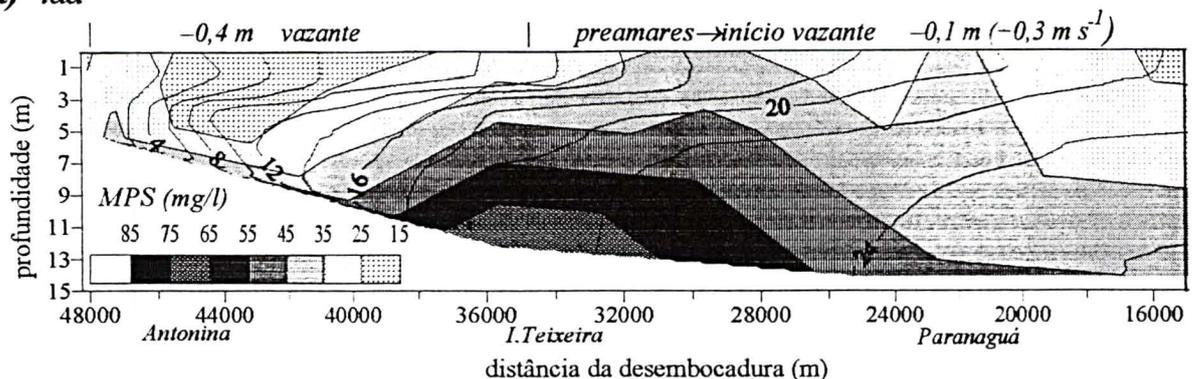
**Figura 2.48.** Variação longitudinal da turbidez da superfície (mV) nos estágios de enchente (a), vazante (b), preamaras (c) e baixa-mar (d). As linhas contínuas representam os perfis do verão e as tracejadas, do inverno. Note que os eixos não estão na mesma escala.

Odd (1988), utilizando um modelo de simulação para o estuário de Thames, descobriu que o ponto nulo não coincidiu com o limite de intrusão salina porque a rápida ascensão do fundo na região próxima a cabeceira promovia um aumento significativo no nível médio da maré, que compensava o aumento do gradiente de densidade, e mantinha o ponto nulo na mesma posição mesmo com a intensificação do aporte. Paralelamente, a ressuspensão também foi um mecanismo importante de elevação das concentrações de fundo na parte interna da Baía de Antonina, sendo observados núcleos com altas concentrações de MPS nesta região (km 40–45), particularmente nas vazantes (Figura 2.49 a, b). Intensidades máximas de corrente de vazante e de enchente de, respectivamente  $0,75$  e  $1,25 \text{ m s}^{-1}$ , foram medidas numa seção transversal a Baía de Antonina (Ponta do Félix) em um monitoramento durante um ciclo de maré (Guimarães, 1997).

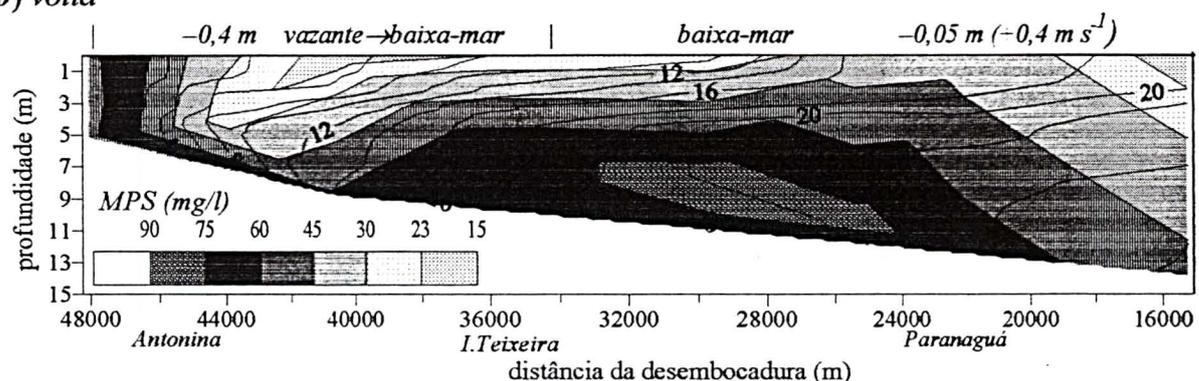


**Figura 2.49.** Distribuição longitudinal de MPS ( $\text{mg l}^{-1}$ , legenda na figura) na Baía de Paranaguá, com as isohalinas sobrepostas, durante a vazante numa quadratura de verão (a) (04/03/97), na vazante (b) e na baixa-mar (c) de uma sizígia realizada no verão (12/01/98). Os trajetos de ida indicam um descolamento no sentido Paranaguá – Antonina e os de volta no sentido Antonina – Paranaguá. Na parte superior, indicou-se o estágio da maré e a variação na elevação durante o percurso nas cidades de Antonina e Paranaguá e a velocidade de corrente na superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ), nesta última localidade (ver texto).

a) ida



b) volta



**Figura 2.50.** Distribuição longitudinal de  $MPS$  ( $\text{mg l}^{-1}$ , legenda na figura) na Baía de Paranaguá, com as isohalinas sobrepostas, durante a vazante numa quadratura de verão (a) (02/04/98) e a baixa-mar (b). Os trajetos de ida indicam um descolamento no sentido Paranaguá – Antonina e os de volta no sentido Antonina – Paranaguá. Na parte superior, indicou-se o estágio da maré e a variação na elevação durante o percurso nas cidades de Antonina e Paranaguá e a velocidade de corrente na superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ), nesta última localidade (ver texto).

Nas vazantes, as máximas concentrações de  $MPS$  ocorreram principalmente nas proximidades da cidade de Paranaguá (km 22), sendo observadas elevadas velocidades de corrente na superfície neste ponto ( $> 0,8 \text{ m s}^{-1}$ ; correntógrafo fundeado em frente ao Porto de Paranaguá), concomitante a medição do  $MPS$  (Figura 2.49 a). No perfil de sizígia do verão (Figura 2.49 b, c), as concentrações nas proximidades da cidade de Paranaguá decaíram marcadamente de  $>120$ , durante a vazante, para  $36 \text{ mg l}^{-1}$ , na baixa-mar e início da enchente, num período de 2 horas.

Numa quadratura de verão, a análise da evolução das concentrações na transição da vazante para a baixa-mar sugere uma advecção horizontal do  $MPS$ . O núcleo de elevada concentração sofreu um deslocamento estuário abaixo ( $> 5 \text{ km}$ ) semelhante ao da isohalina de 20 ups. Observou-se também um maior espalhamento longitudinal do  $MPS$ , com concentrações altas ao longo de uma grande extensão horizontal (Figura 2.50 a, b). Excursões

horizontais da *ZMT*, estuário acima na enchente e estuário abaixo na vazante, têm sido reportadas em diversos estuários, perfazendo distâncias da ordem de 2 a 20 km, em função da variação da maré (Gelfenbaum, 1983; Althausen & Kjerfve, 1992).

As concentrações na superfície foram, em geral, inferiores às observadas no fundo, similarmente ao encontrado por Machado *et al.* (*no prelo*) em medições mensais efetuadas durante um ano, ao longo do eixo longitudinal da Baía de Paranaguá. Exceção ocorreu numa sizígia de inverno quando se quantificou um alto valor de *MPS* na superfície nas proximidades da Ilha do Teixeira, o que pode estar associado a uma pluma (ver item 2.5.2). Entretanto, em alguns momentos, observou-se a elevação das concentrações de superfície nas proximidades dos núcleos de ressuspensão. Tal fato deve estar associado ao grau de turbulência na coluna d'água, observando-se uma maior dispersão vertical de *MPS* sob condições de alta turbulência, conforme observado no monitoramento temporal (item 2.4.5). Entretanto, como nas amostragens longitudinais só se dispõe de valores de superfície e fundo a distribuição vertical não foi acuradamente representada. Geralmente a *ZMT* é mais notável nas proximidades do fundo e se o estuário apresentar forte estratificação vertical de salinidade, as águas de superfície são pouco afetadas, somente sofrendo incremento de suas concentrações em condições de fraca estratificação (Gelfenbaum, 1983; Wolanski, 1995). Além disso, na maioria dos perfis os locais de maiores concentrações junto ao fundo coincidiram com a região de início da intensificação do gradiente longitudinal de salinidade, sugerindo uma influência da estratificação horizontal e da intensidade de dispersão associada. Althausen & Kjerfve (1992) colocam que a *ZMT* pode estar associada a parte mais variável da distribuição longitudinal de salinidade.

Embora a turbidez tenha sido elevada na interface entre água doce e a salgada, as concentrações de *MPS* não se sobressaíram em relação a outros sítios da Baía de Paranaguá, sujeitos a forte ressuspensão. O papel da circulação gravitacional no trapeamento de sedimentos na cabeceira do sistema necessita uma maior investigação. Já a importância dos processos de erosão e sedimentação, condicionados pelas correntes de maré, foi evidente. Entretanto, a falta de medições simultâneas de velocidade não permitiu analisar se as máximas concentrações se relacionaram à ressuspensão local ou à advecção horizontal, embora os dois processos pareçam atuar. Nos perfis de enchente e preamares analisados (9 perfis), os núcleos de maiores concentrações de *MPS* ocorreram entre os quilômetros 30 a 40, enquanto na vazante e baixa-mar (8 perfis) foram verificados entre os km 16 e 36, sugerindo

um deslocamento longitudinal da *ZMT* entre estes dois estágios de maré. Desta forma, a variação longitudinal das concentrações foi extremamente dinâmica, sofrendo rápida alteração durante os diferentes estágios da maré.

Em outros sistemas estuarinos, um papel particularmente importante na geração da *ZMT* tem sido atribuído à ressuspensão local dos sedimentos de fundo e sua advecção horizontal (Riethmüller *et al.*, 1988; Uncles & Stephens, 1993; Grabemann *et al.*, 1997). O movimento da *ZMT* durante o ciclo de maré é dependente do regime de salinidade e das correntes de maré, enquanto o comportamento de longo termo é controlado pela circulação gravitacional (Althausen & Kjerfve, 1992). Outro fator que influi nas concentrações, consiste na alteração do grau de dispersão (em  $y$  e  $z$ ), em função de variações na largura e profundidade do canal ao longo do estuário (Dyer, 1995).

Na *ZMT* o sedimento é continuamente transferido de um lugar para outro dentro do estuário com pequenas quantidades sendo adicionadas pelo rio e pelo mar, uma vez que esta zona contém concentrações de *MPS* muito superiores as quantidades aportadas pelos rios ou pelo mar, o que sugere um elevado tempo de residência dos sedimentos nesta zona superior a um ano. Desta forma, a *ZMT* apresenta uma importância crucial na circulação dos sedimentos finos no estuário e na determinação da taxa de transporte de sedimentos do rio para o mar (Dyer, 1995).

---

## Considerações Finais e Conclusões

---

A precipitação, evaporação e a vazão dos principais rios da bacia de drenagem das baías de Antonina e Paranaguá apresentam uma marcada variação sazonal, com maior amplitude de oscilação no período anual. A intensificação da precipitação ( $P$ ) entre os meses de inverno e verão ocorre numa taxa cerca de duas vezes superior à observada para a evaporação ( $E$ ), o que gera um maior excedente hídrico nos meses chuvosos. No inverno, os prolongados períodos de seca, que perfazem mais de 60% do tempo, geram altas razões  $E/P$  e períodos de deficiência hídrica. Nestes períodos, a maioria dos rios deve se encontrar em seu nível de base, sendo abastecidos pela água armazenada em períodos com excedente hídrico.

A intensidade, a frequência de ocorrência, os máximos diários e variabilidade espacial da precipitação foram maiores no verão, o que condicionou uma maior variabilidade temporal das vazões dos principais rios da região. Embora tenha sido verificada uma rápida resposta das vazões dos rios em função dos eventos pontuais de precipitação (maior correlação cruzada no dia 1), não houve uma relação linear entre estes dois parâmetros, indicando a necessidade de consideração da precipitação integrada na bacia de drenagem e a complexidade dos processos controladores da descarga dos rios (balanço hidrológico). A taxa de aumento relativo das vazões dos rios entre os períodos seco e chuvoso e a intensidade e duração de um pico de cheia (forma do hidrograma) pareceu depender da capacidade de armazenamento de água em suas bacias de drenagem, condicionada pelas características físicas e usos verificados nestas bacias (*e.g.*, tipo de solo, tamanho, quantidade e tipo de cobertura vegetal, manipulação do fluxo).

No verão, a descarga de água doce para as baías de Antonina e Paranaguá (a montante da cidade de Paranaguá) foi cerca de 4 vezes superior a do inverno, com aportes médios nestes períodos de, respectivamente, 182 e 41  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ . A carga de *MPS* descarregada pelos rios também foi bastante incrementada no verão, representando, em média, 355  $\text{ton dia}^{-1}$ ; enquanto

no inverno foi de 88 ton dia<sup>-1</sup>. O rio Cachoeira representou o maior aporte de água e carga de *MPS*, tanto no inverno quanto no verão. A maior parcela da carga *MPS* nos períodos de inverno (70–80%) e de verão (50–60%) foi introduzida no sistema estuarino em curtos períodos de tempo (5–11%), registrando-se picos de concentração. O potencial de erosividade pela chuva foi 8 vezes superior no verão, o que deve constituir o principal responsável pela intensificação das taxas de erosão e aporte de *MPS* neste período.

Na bacia de drenagem analisada, a alta declividade, a grande suscetibilidade dos solos à erosão e o alto potencial erosivo pela precipitação sugere que a presença do ecossistema de floresta (Mata Atlântica) deve exercer um papel fundamental no controle da erosão dos solos e na contenção do aporte de *MPS* pelos rios. A carga em suspensão aportada pelos rios pareceu exercer maior influência na cabeceira do sistema, evidenciada pelo aumento das concentrações médias de *MPS* e da turbidez na superfície e pela redução da transparência na região, particularmente no verão.

A variação sazonal do aporte de água doce apresentou grande influência na salinidade das baías de Antonina e Paranaguá e da camada limite costeira. A cabeceira do sistema (Baía de Antonina, km 35 a 50) exibiu um forte gradiente horizontal de salinidade. No inverno, o limite entre a zona de mistura e a zona de maré do rio encontrou-se a montante da Ilha do Corisco (km > 49), enquanto no verão, este foi advectado estuário abaixo em função do maior aporte de água doce (km 46 a 49). A salinidade média ao longo do eixo longitudinal das baías de Antonina e Paranaguá (até a Ilhas das Cobras) sofreu uma redução de 7 a 11 ups no verão com relação à média de inverno. Apesar disto, o gradiente horizontal da salinidade (média em *z*) foi próximo nos dois períodos. Entretanto, a magnitude média da estratificação vertical de salinidade foi bastante incrementada no verão.

Nas baías de Antonina e Paranaguá, os processos de estratificação e mistura vertical apresentaram-se extremamente dinâmicos, sendo alterados em escala horária (ciclo de maré) e entre os ciclos de sizígia e quadratura, em função das variações na intensidade das correntes de maré, que constituíram o principal condicionante do grau de mistura vertical. Associado à maré, o volume de água doce aportado determinou a magnitude total da estratificação vertical. Durante um ciclo de maré, verificou-se a advecção horizontal das massas d'água do sistema, com movimentos estuário acima e abaixo, respectivamente nas enchentes e vazantes.

Os gradientes longitudinais e verticais de temperatura sofreram influência da temperatura das águas continentais e marinhas e dos processos de interação entre a água e o

ar. Ao longo das baías de Antonina e Paranaguá, a estratificação vertical média de temperatura média foi reduzida, sendo inferior a 0,5 e 0,9°C, respectivamente no inverno e no verão.

A Baía de Paranaguá, numa seção transversal em frente da cidade de Paranaguá, foi classificada como um estuário parcialmente misturado, tipo 2, do diagrama Estratificação–Circulação de Hansen & Rattray, com estratificação vertical de salinidade apreciável durante o verão tanto nas sizígias e quanto nas quadraturas, tornando-se fracamente estratificada somente em condições de baixo aporte e elevada intensidade das correntes de maré, verificadas nas sizígia de inverno. Nesta seção transversal, o sistema apresentou-se verticalmente e lateralmente não homogêneo com relação a distribuição de suas propriedades, estabelecendo-se uma alta correlação linear positiva entre a estratificação de salinidade lateral e a vertical.

Com base em regressões entre a salinidade (média no tempo e na seção *A*) e o aporte de água doce, inferiu-se que tempo necessário para a renovação do volume de água doce do sistema (tempo de descarga ou de fluxo) situou-se entre 3 (verão) e 10 (inverno) dias, sendo incrementado com a redução do aporte.

A propagação da maré se deu na forma de uma onda mista, as máximas velocidades de enchente e vazante (médias em *z* e na seção *A*) antecederam as respectivas preamares e baixa–mares em 1,8 a 2,8 h (sizígias) e 0,8 a 2,1 h (quadraturas). As defasagens as salinidades e elevações da maré extremos foram reduzidas (0,3 a 1,3 h).

O aumento da estratificação vertical de salinidade concomitante à redução da velocidade média das correntes intensificou a circulação gravitacional vertical, reduzindo a fração de sal transportada por difusão. Em condições extremas de alta estratificação do sistema, verificadas particularmente nas quadraturas, o transporte de sal estuário acima ocorreu quase exclusivamente por advecção (circulação gravitacional). Por outro lado, em situações onde predominaram os processos difusivos, a circulação residual (Lagrangeana) em duas camadas deixou de existir ou foi pouco desenvolvida e o fluxo resultante foi predominantemente orientado estuário acima ou abaixo.

Nos ciclos sizígia analisados, observou-se uma assimetria de vazante, com correntes médias estuário abaixo mais intensas e maior duração do período de enchente com relação à vazante, 1,6 a 3,6 h superior. Nas quadraturas, as velocidades médias e a duração dos dois estágios da maré foram mais equitativos. Em função do reduzido número de ciclos

monitorados, análises por períodos de tempo prolongados são necessárias para estabelecer se estes resultados observados para a assimetria de maré refletem uma tendência do estuário ou situações particulares.

O efeito combinado das assimetrias nas velocidades médias de correntes e na duração dos dois estágios da maré explicou a magnitude e o sentido da circulação residual e do transporte de água resultante. Para condições onde a onda de maré se apresentou aproximadamente simétrica entre os estágios de enchente e vazante, a circulação residual ( $u_a$ ) praticamente igualou-se à circulação induzida pela descarga de água doce ( $u_f$ ) e o transporte resultante de volume ( $\langle T_v \rangle$ ), ao aporte de água doce na cabeceira do sistema ( $Q_f$ ). Este panorama ocorreu particularmente nos ciclos sujeitos a uma baixa dispersão, geralmente observado nas quadraturas. Nos ciclos de sizígia, as fortes intensidades de correntes geraram uma maior assimetria da maré e mistura por difusão. Desta forma, nos ciclos onde a assimetria da maré induziu correntes residuais, estas foram bastante distintas da componente induzida pela descarga de água doce, entretanto, nos ciclos com circulação gravitacional bem desenvolvida a aproximação teórica  $u_f \approx u_a$  foi válida.

O transporte de volume variou entre  $-2080$  e  $+2900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  nos 8 ciclos de maré analisados. Esta alta variabilidade temporal reforça a necessidade de monitoramentos por longos períodos para o estabelecimento das características de importação ou exportação das propriedades do sistema.

A batimetria complexa da seção transversal exerceu um efeito significativo na circulação. Observou-se que a circulação residual em duas camadas foi melhor desenvolvida nos canais profundos. As regiões rasas constituíram canais preferenciais de vazante, apresentando perfis estacionários de velocidade predominantemente orientados estuário abaixo e as menores salinidades (médias no tempo). Esta variabilidade espacial pode ter interferido nos resultados da classificação pelo diagrama de Hansen & Rattray que admite homogeneidade lateral e que as marés não são responsáveis por gerar a circulação residual.

A distribuição do *MPS* ao longo do eixo longitudinal da Baía de Paranaguá apresentou uma rápida variação em sua configuração e concentrações nos diferentes estágios dos ciclos de maré monitorados, sendo a formação *ZMT* uma feição extremamente dinâmica. A variação espacial e temporal das concentrações de *MPS* relacionou-se intrinsecamente aos processos de erosão, ressuspensão e deposição, basicamente controlados pela intensidade das correntes de marés e características das partículas em suspensão. Houve uma marcada variação das

concentrações de *MPS* entre os ciclos de quadratura e sizígia, com médias estacionárias cerca de duas vezes superiores nestes últimos. Entretanto, as concentrações junto ao fundo nas sizíguas foram até 10 vezes superiores às medidas nas quadraturas. As maiores concentrações de *MPS* ocorreram próximo ao fundo nos estágios marés de enchente e vazante, atingindo valores entre 80 a >250 mg l<sup>-1</sup> nos núcleos de ressuspensão.

Embora a turbidez tenha sido elevada na interface entre água doce e a salgada, as concentrações de *MPS* não se sobressaíram em relação a outros locais da Baía de Paranaguá, sujeitos a forte ressuspensão. Desta forma, o papel da circulação residual, associada à gravitacional vertical, no trapeamento de sedimentos na cabeceira do sistema necessita uma maior investigação, mas a importância dos processos de erosão e sedimentação foi evidente. A advecção horizontal também exerceu influência nas concentrações de *MPS*, provavelmente ocorrendo concomitantemente à ressuspensão. Em estofas prolongadas (> 4 h), as concentrações de *MPS* tornaram-se extremamente reduzidas ao longo de toda a coluna d'água, evidenciando a importância destes períodos, sob condições fluxo reduzido, na sedimentação e deposição de sedimentos.

O perfil vertical de correntes influenciou as concentrações de *MPS*, mostrando a importância da intensidade do gradiente de velocidade próximo ao fundo, no condicionamento das concentrações de *MPS*. O grau de turbulência ao longo da coluna d'água, determinado pelo número de Richardson, controlou a distribuição vertical de *MPS*. Nos ciclos de sizígia, sob condições de alta turbulência ( $Ri_L \ll 1$ ), a ressuspensão foi forte e as concentrações de *MPS* de toda a coluna d'água incrementadas.

Nas quadraturas, houve um predomínio da advecção sobre a ressuspensão. Nos ciclos de sizígia, a ressuspensão foi conspícua, iniciando-se a partir de velocidades médias (na seção A) superiores à cerca de 0,3 m s<sup>-1</sup>, observando-se um rápido incremento das concentrações com o aumento da velocidade das correntes, que decresceram novamente com o início da desaceleração do fluxo. Ocorreram relações não lineares entre as concentrações de *MPS* e a intensidade das correntes, evidenciadas pelas defasagens de oscilação destes parâmetros. As concentrações máximas atingidas (média na seção A) e a histerese foram maiores nas vazantes de sizígia.

---

## Referências Bibliográficas

---

- Abraham, G. 1988. Turbulence and mixing in stratified tidal flows. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.), Springer-Verlag, p: 149-180.
- Abraham, G.; Jong, P. & van Kruiningen, F.E. 1986. Large-scale mixing processes in a partly mixed estuary. *In: Physics of shallow estuaries and bays*. J. van de Kreeke (ed.), Springer-Verlag, New York, p: 6-21.
- Allen, G.P.; Salomon, J.C.; Bassoullet, P.; Du Penhoat, Y. & Grandpré, C. 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, 26, p: 69-90.
- Alonso *et al.*, 1992. Guia para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología. Monografías de la Secretaria del Estado para las políticas del agua y del medio ambiente. Ministério de Obras Públicas y Transportes (MOPT), 809 p.
- Althausen Jr., J.D. & Kjerfve, B. 1992. Distribution of suspended sediment in a partially mixed estuary, Charleston Harbor, South Carolina, U.S.A. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 35, p: 517-531.
- Andriguetto, Filho J.M. 1995. As interações entre a sociedade e a natureza nos meios rural e marítimo do litoral do Paraná: diagnóstico e modelos de interação. Curso de Pós Graduação em Meio Ambiente e Desenvolvimento da UFPR (inédito), Curitiba, PR.
- Angulo, R.J. 1992. Geologia da planície costeira do estado do Paraná. Tese de Doutorado em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 334p.
- Angulo, R.J. & Absher, T.M. 1992. Sedimentos paleoestuarinos da planície costeira do estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 40, p: 115-135.
- Angulo, R.J. 1995. Feições deposicionais associadas aos complexos estuarinos da costa paranaense. *In: Resumos do 5º Congresso da ABEQUA*, Curitiba, PR.
- Angulo, R. J. 1996. Natural dynamics and land-use on the Coast of Paraná, Brazil: background and prospective. *An. Acad. bras. Ci.*, 68, p: 383-388.

- Angulo, R.J. & Lessa, G.C. 1996. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *In: Resumos do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia e Sociedade*, Bahia, Brasil, (5), p: 285-288.
- Angulo, R.J. & Souza, M.C. 1998. Morfodinâmica costeira. *In: Caracterização do Nímad do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná. Diagnóstico*. R.E. de Lima & R.R.B. Negrelle (organizadores), Editora da UFPR, Curitiba, p: 175-184.
- Antunes, A.F.B. & Quintas, M.C.L. 1996. Constatação da variação da linha de costa entre 1986 a 1993 no litoral norte do Paraná através de interpretação de imagens Landsat TM5. *In: Resumos do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia e Sociedade*, Bahia, Brasil, (5), p: 241-244.
- Araujo, A.D. & Lessa, G.C. 1996. Nível médio do mar e estruturas praias: uma contribuição ao estudo paleogeográfico da planície costeira paranaense. *In: Resumos do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia e Sociedade*, Bahia, Brasil, (5), p: 237-241.
- Asselin, S. & Spaulding, M.L. 1993. Flushing times for the Providence River based on tracer experiments. *Estuaries*, 16(4), p:830-839.
- Baird, D.; Winter, P.E.D. & Wendt, G. 1987. The flux of particulate material through a well-mixed estuary. *Continental Shelf Research*, 7 (11/12), p: 1399-1403.
- Beltrame, A.V. 1994. Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas. Modelo e Aplicação. Florianópolis, Editora da UFSC, 112 p.
- Bigarella, J.J.; Alessi, A.H.; Becker, R.D. & Duarte, G.M. 1970. Natureza dos sedimentos de fundo das baías de Paranaguá e Antonina (1). *Rev. Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*, 15, Curitiba, PR, Brasil, p: 30-33.
- Bigarella, J.J.; Klein, R.M.; Lange, R.B.; Loyola e Silva, J.; Larach, J.O.I. & Rauen, M.J., 1978. A Serra do Mar e a porção oriental do estado do Paraná. Um problema de segurança ambiental e nacional. Secretaria de Estado do Planejamento-ADEA (Associação de Defesa e Educação Ambiental), J.J. Bigarella; R.D. Becker; D.J. Matos & A. Werner (Eds.) Curitiba, PR, 248 p.
- Blankensteyn, A.; Queiroz, R.L.; Mangrich, A.S.; Silva, L. & Schmidlin, D. 1995. Estado atual de conservação dos manguezais da Baía de Paranaguá, com ênfase na área de proteção ambiental de Guaraqueçaba (APA). Relatório de consultoria ambiental. Projeto co-gestão de manejo ambiental e desenvolvimento comunitário na APA de Guaraqueçaba (Convênio 12/94 SPVS/IBAMA/PNMA), Curitiba, PR, 60 p.
- Bloomfield, P. 1976. Fourier analyses of time series: an introduction. John Wiley & Sons, New York, 246 p.
- Boon, III & Byrne, R.J. 1981. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems. *Mar. Geol.*, 40, p: 27-48.

- Bowden, K.F. 1977. Turbulent processes in estuaries. *In: Estuaries, Geophysics and Environment*, National Academy of Sciences, Washington, Cap.5, p: 46-56.
- Box, G.E. & Jenkins, G.M. 1976. Time series analysis, forecasting and control. Holden-Day, San Francisco, 482 p.
- Brandini, F.P. & Thamm, C.A. 1994. Variações diárias e sazonais do fitoplâncton e parâmetros ambientais na Baía de Paranaguá. *Nerítica*, 8, p: 55-72.
- Brandini, F.P. 1985. Seasonal succession of the phytoplankton in the Bay of Panaguá (Paraná State - Brazil). *Rev. Brasil. Biol.*, p: 687-694.
- Brandini, F.P.; Thamm, C. A. & Ventura, I. 1988. Ecological studies in the Bay of Paranagua. III Seasonal and spatial variations of nutrients and chlorophyll a. *Nerítica*, 3, p: 1-30.
- Bricaud, A., Morel, A., & Prieur, L. 1983. Optical efficiency factors of some phytoplankters. *Limnol Oceanogr*, v.28(5), p: 816-832.
- Calder, I.R. 1992. Hydrologic effects of land use change. *In: Handbook of hydrology*. D.R. Maidment (Ed.), McGraw-Hill, Inc., Cap. 13, p: 13.1-13.50.
- Camargo, R. & Harari, J. 1994. Modelagem numérica de ressacas na plataforma sudeste do Brasil a partir de cartas sinóticas de pressão atmosférica na superfície. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 42, p: 19-34.
- Camargo, R. 1991. Modelagem das ondas de maré astronômica e meteorológica na plataforma sudeste brasileira. Tese de Mestrado do Instituto Oceanográfico de São Paulo. 90 p.
- Camargo, R. 1998. Estudo numérico das circulações atmosférica e oceânica na região da Baía de Paranaguá. Tese de Doutorado do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, 181 p.
- Castro, B.M. & Miranda, L.B. 1998. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4° N and 34° S. Coastal segment (4,W). *In: The Sea*. A. R. Robinson & K. H. Brink, (Eds.), John Wiley & Sons, Inc. (11), p: 209-251.
- CEHPAR-PROJETO HG77 1995. Regionalização de vazões em pequenas bacias hidrográficas do estado do PR. Relatório I. Anexo I - Dados das bacias hidrográficas. Centro de Hidráulica e Hidrologia Prof. Parigot de Souza, Curitiba, PR, 369p.
- Critchfield, H.J. 1983. Energy and temperature. *In: General Climatology*, H. J. Critchfield (ed.), Prentice-Hall, Inc., Cap. 2, p: 14-41.
- Curcio, G.R.; Rachwal, M.F.G.; Wisniewski, C. & Tiepolo, G. 1998. Desmatamento de margens de rios: a situação do Rio Cachoeira. *In: Caracterização do Nímad do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no Litoral do Paraná. Diagnóstico*. R.E. de Lima & R.R.B. Negrelle (organizadores), Editora da UFPR, Curitiba, p: 77-81.
- Day, Jr., J.W.; Hall, C.A.S.; Kemp, W.M. & Yañez-Arancibias, A. 1989. Estuarine Ecology. John Wiley & Sons, inc., New York, 558 p.

- Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20(2/3), p: 117-131.
- Dyer, K. R. 1973. Estuaries: a physical introduction. John Wiley & Sons, Sydney, 140 p.
- Dyer, K. 1977. Lateral circulation effects in estuaries. *In: Estuaries, Geophysics and Environment*, National Academy of Sciences, Washington, Cap. 2, p: 22-29.
- Dyer, K. R., 1979. Estuarine hydrography and sedimentation. Cambridge University Press., Cambridge, 230 p.
- Dyer, K. R. 1982. Localized mixing of low salinity patches in a partially mixed estuary (Southampton Water, England). *In: Estuarine Comparisons*, Academic Press, Inc, p: 21-36.
- Dyer, K. R. 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. John Wiley & Sons, Toronto, 342 p.
- Dyer, K. R. 1988a. Fine sediment particle transport in estuaries. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.), Springer-Verlag, p: 532-544.
- Dyer, K. R. 1988b. Tidally generated estuarine mixing processes. *In: Hydrodynamics of estuaries. Estuarine Physics*. B. Kjerfve (ed.), CRC Press, vol. I., Cap. 4, p: 41-57.
- Dyer, K. R. 1995. Sediment transport processes in estuaries. *In: Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in sedimentology*. G. M. E. Perillo (ed.), Elsevier Science B.V., p: 423-449.
- Friedrichs, C. T., Lynch, D. R., & Aubrey, D. G. 1992. Velocity asymmetries in frictionally-dominated tidal embayments: longitudinal and lateral variability. *In: Dynamics and exchanges in estuaries and the coastal zone*. D. Prandle (ed.), American Geophysical Union, Washington, p: 277-312.
- Fry, V. A. & Aubrey, D. G. 1990. Tidal velocity asymmetries and bedload transport in shallow embayments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30, p: 453-473.
- Gelfenbaum, G. 1983. Suspended sediment response to semidiurnal and fortnightly tidal variations in a mesotidal estuary: Columbia river, U.S.A. *Marine Geology*, 52, p: 39-57.
- Geyer, W. R. 1995. Tide-induced mixing in the Amazon frontal zone. *Journal of Geophysical Research*, 100, p: 2341-2353.
- Gibbs, R. J., & Wolanski, E. 1992. The effect of flocs on optical backscattering measurements of suspended material concentration. *Marine Geology*, 107, p: 289-291.
- Gordon, H. R., & Brown, O. B. 1972. A theoretical model of light scattering by Sargasso Sea particulates. *Limnol Oceanogr*, 17(6), p: 826-832.

- Grabemann, I., Uncles, R.J., Krause, G., & Stephens, J.A. 1997. Behaviour of turbidity maxima in the Tamar (U.K) and Weser (F.R.G.) estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 45, p: 235-246.
- Guimarães, M. R. F. 1997. Relatório final do Programa RHAE, 100 p.
- Hansen, D. V. & Rattray, M., Jr. 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. *Journal of Marine Research*, 23, p: 104-122.
- Hansen, D. V. & Rattray, M. , Jr. 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, XI, p: 319-326.
- Hume, T. M. & Bell, R. G. 1993. Methods for determining tidal flows & material fluxes in estuarine cross-sections. Water Quality Centre Publication (22), New Zealand.
- IPARDES, 1989. Zoneamento do litoral paranaense (Convênio SEPL/IPARDES). Curitiba, PR, 175p.
- IpqM. 1969. Estudo das correntes na Baía de Paranaguá. *Arq. da Admin. do Porto de Paranaguá (PR, Brasil)*.
- Jay D.A. & Smith, J.D. 1988. Residual circulation in and classification of shallow stratified estuaries. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.), Springer-Verlag, p: 21-41.
- Jonge, V.N. & van Beusekon, J.E.E. 1995. Wind and tide induced resuspension of sediment and microphytobenthos from tidal flats in the EMS estuary. *Limnol. Oceanogr.*, vol. 40, p: 766-778.
- Kennish, M. J. 1986. Ecology of estuaries. Physical and Chemical aspects, vol. I, 254 p.
- Kiefer, D. A., & SooHoo, J. B. 1982. Spectral absorption by marine particles of coastal waters of Baja California. *Limnol Oceanogr*, 27(3), p: 492-499.
- Kirk, J. T. 1994. Scattering of light within the aquatic medium. *In: Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press., p: 85-111.
- Kjerfve, B. 1978. Bathymetry as an indicator of net circulation in well mixed estuaries: *Limnol Oceanogr*, 23(4), p: 816-821.
- Kjerfve, B. & Greer, J. E. 1978. Hydrography of the Santee river during moderate discharge conditions. *Estuaries*, 1, p: 111-119.
- Kjerfve, B. 1979. Measurement and analysis of water current, temperature, salinity and density: *In: Estuarine hydrography and sedimentation*. K. R Dyer (ed.), Cambridge University Press, Cambridge, vol. 1, (7), p: 186-227.
- Kjerfve, B. & Proehl, J. A. 1979. Velocity variability in a cross-section of a well-mixed estuary. *J Mar Res*, 37, p: 409-418.

- Kjerfve, B. & McKellar, Jr., H.N. 1980. Time series measurements of estuarine material fluxes. *In: Estuarine Perspectives*. V. S. Kennedy (ed.), Academic Press, New York, p: 341-357.
- Kjerfve, B., Stevenson, L. H., Proehl, J. A., Chrzanowski, T. H., & Kitchens, W. M. 1981. Estimation of material fluxes in an estuarine cross section. A critical analysis of spatial measurement density and errors. *Limnol Oceanogr*, 26, p: 325-335.
- Kjerfve, B., Proehl, J. A., Schwing, F. B., Seim, H. E., & Marozas, M. 1982. Temporal and spatial considerations in measuring estuarine water fluxes. *In: Estuarine comparisons*. Academic Press, Inc., New York, p: 37-51.
- Kjerfve, B. & Wolaver, T. G. 1988. Sampling optimization for studies of tidal transport in estuaries. *American Fisheries Society Symposium*, 3, p: 26-33.
- Kjerfve, B. 1989. Estuarine geomorphology and physical oceanography. *In: Estuarine Ecology*. J. W Day Jr. & C. A. S Hall, John Wiley & Sons, p. 47-78.
- Kjerfve, B. and Magill, K.E. 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, 88, p: 187-199.
- Kjerfve, B. 1990. Manual investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. (UNESCO/UNDP), Columbia, 79 p.
- Knoppers, B. A.; Brandini, F. P.; & Thamm, C. A. 1987. Ecological studies in the bay of Paranaguá. II. Some physical and chemical characteristics. *Nerítica*, 2, p: 1-36.
- Knoppers, B.A. & Opitz, S.S. 1984. An annual cycle of particulate organic matter in mangrove waters, Laranjeiras Bay, Southern Brazil. *Arq. Biol. Tecnol.*, 27, p: 79-93.
- Knox, G. A. 1986. The estuarine environment. I. Introduction. *In: Estuarine ecosystems: a systems approach*. G. A Knox (ed.), Academic Press, New Zealand, p: 15-36.
- Lana, P.C.; Marone, E.; Lopes, R.M. & Machado, E.C. (no prelo). A structural and functional profile of the subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay (Brazil) *In: Coastal marine ecosystems of Latin America*. U. Seeliger, B. Kjerfve & L. D. Lacerda (eds.), Springer-Verlag.
- Lane, L.J.; Hernandez, M. & Nichols, M. 1997. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environmental Modelling & Software*, vol. 12 (4), p: 355-369.
- Lanna, A.E. 1993. Regularização de vazões em reservatórios. *In: Hidrologia (Ciência e Aplicação)*, C.E.M. Tucci (Org.), Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, p: 703-726.
- Larcombe, P. and Ridd, P.V. 1996. Dry season hydrodynamics and sediment transport in a mangrove creek. *In: Coastal and estuarine studies. Mixing in estuaries and coastal seas*, C. Pattiaratchi (ed.), American Geophysical Union, p: 388-404.

- Lessa, G. C. 1994. A morphodynamic approach to the hydrodynamics and evolution of two small macrotidal estuaries, Central Queensland Coast-Australia. PhD. Thesis. Department of Geography of University of Sydney. 246 p.
- Lessa, G.C. & Angulo, R.J. 1996. A 3-D evolutionary model of the evolution Paranaguá coastal plain. *In: Resumos do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia e Sociedade*, Brasil, (5), p: 251-255.
- Lessa, G.C., Meyers, S.R., & Marone, E. 1998. Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay Estuary, southern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), p: 1060-1076.
- Lessa, G. C.; Angulo, R.J.; Giannini, P.C. & Araújo, A.D. (no prelo). Stratigraphy and holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil, *Marine Geology*.
- Licht, O. A. B.; Piekarz, G. F.; Caldasso da Silva, J. C. & Lopes Jr., I. 1997. Levantamento geoquímico multielementar de baixa densidade no estado do Paraná (Hidrogeoquímica-resultados preliminares). A Terra em revista. Revista técnica e informativa da CPRM (3), p: 34-46.
- Lima, R.E.; Negrelle, R.R.B.; Andriguetto Filho, J.M.; Bittencourt, A.V.; Lana, P.C.; Canali, N.E.; Angulo, R. J. 1998. *In: Caracterização do Nímad do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no Litoral do Paraná. Diagnóstico*. R.E. de Lima & R.R.B. Negrelle (organizadores), Editora da UFPR, Curitiba, 258 p.
- Lincoln, J. M. & Fitzgerald, D. M. 1988. Tidal distortions and flood dominance at five small tidal inlets in southern Maine. *Marine Geology*, 82, p: 133-148.
- Lindsay, P., Balls, P. W., & West, J. R. 1996. Influence of tidal range and river discharge on suspended particulate matter fluxes in the Forth estuary (Scotland). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42, p: 63-82.
- Lopes, R.M. 1997. Distribuição espacial, variação temporal e atividade alimentar do zooplâncton no Complexo Estuarino de Paranaguá. Tese de Doutorado do Departamento de Zoologia da Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 140 p.
- Machado, E. C., Daniel, C. B., Brandini, N., & Queiroz, R. L. V. 1998 (no prelo). Temporal and spatial dynamics of nutrients and particulate matter in Paranaguá Bay, PR, Brazil. *Nerítica*
- Maidment, D. R. 1992. Handbook of hydrology. D.R. Maidment (Ed.), McGraw-Hill, Inc., 29 capítulos.
- Mann, K. H. & Lazier, J. R. N. 1996. Dynamics of marine ecosystems. Blackwell Science, Inc., London, 393 p.
- Mantovanelli, A.; Noernberg, M.A.; Marone, E. & Silva, E.T. (subm.). Avaliação da resposta do sensor de turbidez em diferentes concentrações de lama e areia e comparação com as medições no ambiente. *Boletim Paranaense de Geociências*.

- Markofsky, M., Lang, G., & Schubert, R. 1986. Suspended sediment transport in rivers and estuaries. *In: Physics of shallow estuaries and bays*. J. van de Kreeke (ed.), Springer-Verlag, New York, 16, p: 210-227.
- Marone E.; Guimarães, M.R.F.; Camargo, R.; Prata, Jr., V.P. & Klingenfuss, M.S. 1995. Caracterização física das condições oceanográficas, meteorológicas e costeiras das zonas estuarinas da Baía de Paranaguá. *In: Resumos do VI Congresso Latino Americano de Ciências do Mar*, Mar del Plata, Argentina, p: 129.
- Marone, E. & Camargo, R. 1994. Marés meteorológicas no litoral do estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. *Nerítica*, 8, p: 73-85.
- Marone, E. & Jamiyanaa, D. (*no prelo*). Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the Estuarine Complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. *Nerítica*.
- Martin, F. 1992. Etude de l'écosystème mangrove de la baie de Paranagua (Parana, Brésil): analyse des impacts et propositions de gestion rationnelle. These de Doctorat de Université Paris VII, UFR de Biologie, 289 p.
- Martins, M.R. 1994. Estudos da massa d'água superficial das baías de Paranaguá e Antonina PR, utilizando sensoriamento remoto e geoprocessamento. Tese de Mestrado da Universidade Estadual Paulista, 156 p.
- McDowell, D.M. & O'Connor, B.A. 1977. Hydraulic behaviour of estuaries. The MacMillan Press Ltd, London, 292 p.
- Mehta, A.J. 1988. Laboratory studies on cohesive sediment transport deposition and erosion. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.). Springer-Verlag. p:427-445.
- Miranda, L. B. 1990. Sistemas estuarinos de planície costeira: estrutura dinâmica, processos de mistura e aplicações. *In: Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira, Estrutura, Função e Manejo 2*. ACIESP, Águas de Lindóia, São Paulo, vol. 71 (2), p: 1-46.
- Miranda, L. B. 1996. Cinemática e dinâmica de estuários. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOF827), São Paulo, vol. 1, 360 p.
- Miranda, L. B., Mesquita, A. R., and França, C. A. S. 1995. Estudo da circulação e dos processos de mistura no extremo sul do mar de Cananéia: condições de dezembro de 1991. *Bolm Inst. oceanogr.*, São Paulo, 43, p: 153-164.
- Mosley, M. P. & McKerchar, A. I. 1992. Streamflow. *In: Handbook of hydrology*, Maidment, D. R.(ed.), McGraw-Hill Inc, Cap. 8, p: 8.1-8.39.
- Nagashima, E. S., Okawa, C. M. P., & Oliveira, S. D. 1996. Projeto Floresta Atlântica. Relatório referente ao monitoramento de estações fluviométricas e sedimentológicas da Bacia Litorânea. Apresentação dos dados coletados, SUDERHSA - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Curitiba, PR.

- New, A.L. & Dyer, K.R. 1988. Internal waves and mixing in stratified estuarine flows. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.), Springer-Verlag. p: 241-254.
- Nichols, M.M. 1986. Effects of fine sediment resuspension in estuaries. *In: Lectures notes on coastal and estuarine studies. Estuarine Cohesive sediment dynamics*. A.J. Mehta (ed.), Springer-Verlag, vol. 14, p: 5-42.
- Nichols, M.M. 1988. Consequences of dredging. *In: Hydrodynamics of estuaries. Estuarine Physics*. B. Kjerfve (ed.) Volume II. CRC Press, Cap. 17. p: 89-99.
- Nichols, M.M. 1993. Response of coastal plain estuaries to episodic events in the Chesapeake Bay region. *In: Nearshore and estuarine cohesive sediment transport*. A.J. Mehta (ed.), American Geophysical Union, p: 1-20.
- Odd, N.V.M. 1988. Mathematical modelling of mud transport in estuaries. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.). Springer-Verlag. p: 503-531.
- Oka-Fiori, C. & Canali, N.E. 1998. Mapeamento geomorfológico. *In: Caracterização do Nímad do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no Litoral do Paraná. Diagnóstico*. R.E. de Lima & R.R.B. Negrelle (organizadores), Editora da UFPR, Curitiba, p: 41-48.
- Okawa, C. M. P., Manassés, E. J., & Nagahisma, E. S. 1997. Projeto Floresta Atlântica. Relatório referente a cálculos de descarga sólida total baseados em dados sedimentológicos, SUDERHSA - Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Curitiba, PR.
- Oliveira, F.C.T. & Rosman, P.C.C. 1997. Modelagem das correntes de maré no Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá (PR). *In: Anais do Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Vitória, vol. 4, p: 471.
- Ong, J. E., Gong, W. K., Wong, C. H., & Din Hj., Z. 1991. Characterization of a Malaysian mangrove estuary. *Estuaries*, 14, p: 38-48.
- Open University Course Team, 1989. Waves, tides and Shallow-water processes. The Open University. Oceanography Course Team, vol. 4, 187 p.
- Park, J. K. & James, A. 1990. Mass flux estimation and mass transport mechanism in estuaries. *Limnol Oceanogr*, 35, p: 1301-1313.
- Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C., Scapini, M. C., & Orfila, J. 1989. Hydrography and circulation of the Chubut River Estuary (Argentina). *Estuaries*, 12, p: 186-194.
- Pilgrim, D.H. & Cordery, I. 1992. Flood Runoff. *In: Handbook of hydrology*. D.R. Maidment (Ed.), McGraw-Hill, Inc., Cap. 9, p: 9.1-9.42.

- Pillay, S., Gardner, L. R., & Kjerfve, B. 1992. The effect of cross-sectional velocity and concentration variations on suspended sediment transport rates in tidal creeks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 35, p: 331-345.
- Pino Q, M., Perillo, G. M. E., & Santamarina, P. 1994. Residual fluxes in a cross-section of the Valdivia river estuary, Chile. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38, p. 491-505.
- Prata Jr., V.P. 1997. Aspectos climáticos (temperatura e precipitação) do litoral do estado do Paraná: breve introdução. Monografia do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Paraná, 48p.
- Pritchard, D. W. 1967. What is a estuary: physical viewpoint. *In: Estuaries*, G. H. Lauff (ed.), American Association for the Advancement of Science, Washington, vol. 83.
- Rattray, M. ,Jr. & Dworski, J. G. 1980. Comparison of methods for analysis of the transverse and vertical circulation contributions to the longitudinal advective salt flux in estuaries. *Estuarine and Coastal Marine Science*, II, p: 515-536.
- Rebello, J. & Brandini, F. P. 1990. Variação temporal de parâmetros hidrográficos e material particulado em suspensão em dois pontos fixos da Baía de Paranaguá (Junho/87-Fevereiro/88), *Nerítica*, 5, p: 95-111.
- Relatório APPA-CEM, 1997. Soares, C.R.; Marone, E. (Coordenadores); Bernini, M.S.; Camargo, M.G.; Carrilho, J.C.; Kingenfuss, M.S.; Kruger, M.M.; Lamour, M.R.; Lautert, L.F.C.; Mantovanelli, A.; Noernberg, M.A.; Odreski, L.L.R.; Oliveira, G.; Pilati, F.B.; Prata Jr., V.P (Colaboradores). Relatório Consolidado-Convênio APPA-CEM, vol. I e II, 380 p.
- Riethmüller, R.; Fanger, H.U., Grabemann, I.; Krasemann, H.L.; Ohm, K.; Böning, J.; Neumann, L.J.R.; Lang, G.; Markofsky, M. & Schubert, R. 1988. Hydrographic measurements in the turbidity zone of the Weser Estuary. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.). Springer-Verlag, p: 21-41.
- Salas, J.D. 1992. Analysis and modeling of hydrologic time series. *In: Handbook of hydrology*. D. R. Maidment (Ed.), McGraw-Hill, Inc., Cap. 19, p: 19.1-19.72.
- Salomon, 1988. Oceanography characteristics of the Seine Estuary. *In: Hydrodynamics of estuaries*. Estuarine Physics. B. Kjerfve (ed.), CRC Press, vol. II., Cap. 16, p: 79-88.
- Santos, I. & Gomes, J. 1998. Caracterização do índice de erosividade da porção oriental do estado do Paraná. *In: Anais do VI Simpósio Nacional de Controle de Erosão*, Associação Brasileira de Geologia e Engenharia, Presidente Prudente, Anais em CD, Trabalho 29, 10 p.
- Santos, I. 1997. Proposta de mapeamento da fragilidade ambiental na bacia hidrográfica do rio Palmital, região metropolitana de Curitiba. Monografia do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 67 p.
- Scott, C. F. 1993. Canonical parameters for estuary classification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, p: 529-540.

- Shen, H.W. & Julien, P. 1992. Erosion and sediment transport. Handbook of hydrology. D.R. Maidment (ed.), McGraw-Hill, Inc., Cap. 12, p: 12.1–12.61.
- Shuttleworth, W.J. 1992. Evaporation. *In: Handbook of hydrology*. D.R. Maidment (ed.), McGraw-Hill, Inc., Cap. 4, p: 4.1–4.53.
- Silva, E. T. 1995. Modelo ecológico de fundos vegetados dominados por *Ruppia maritima* L. (Potamogetonaceae) do estuário da Lagoa dos Patos (RS). Tese de Mestrado em Oceanografia Biológica da Universidade do Rio Grande (FURG), 210 p.
- Silveira, A.L.L. 1993. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. *In: Hidrologia (Ciência e Aplicação)*, C.E.M. Tucci (Org.), Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, Cap. 2, p: 35-52.
- Smith, C.M. 1987. Sediment, phosphorus, and nitrogen in channelised surface run-off from a New Zealand pastoral catchment. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 21, p: 627-639.
- Soares C.R., Angulo R.J. & Lessa, G.C. 1997. VI Congresso da Associação Brasileira de estudos do quaternário (ABEQUA) e reunião sobre o quaternário da América do Sul. Publicação especial número 2 Roteiro da excursão ao litoral do estado do Paraná: morfodinâmica de ambientes atuais, evolução da planície durante o quaternário e problemas de erosão costeira. Curitiba, Brasil, 125 p.
- Soares, C.R. & Barcelos, J.H. 1995. Considerações sobre os sedimentos de fundo das baías de Laranjeiras e de Guaraqueçaba, Complexo estuarino da Baía de Paranaguá (Paraná, Brasil), *Boletim Paranaense de Geociências*, 43, p: 41-60.
- Soares, C.R. 1995. Porto de Antonina – Complexo Estuarino de Paranaguá: Laudo Técnico sobre as obras de aterro e dragagem necessárias para a viabilização do projeto. Laudo Técnico solicitado pela FLUTRANS – Terminais Marítimos S/A, 15 p, inédito.
- Soares, J.V. 1999. Introdução à hidrologia de florestas. Recursos hídricos e química da água. Apostila do Curso de Pós-graduação *Latu Senso* em mudanças globais e desenvolvimento sustentável. INPE. São José dos Campos, SP, 83 p.
- StatSoft, Inc. 1996. STATISTICA for Windows Computer program manual. StatSoft, Inc., 2300 East 14th Street, Tulsa, OK 74104, phone: (918) 749-1119, fax: (918) 749-2217, email: info@statsoftinc.com, WEB: <http://www.statsoftinc.com>.
- Stigebrandt, A. 1988. Dynamic control by topography in estuaries. Hydrodynamics of estuaries. Estuarine Physics. B. Kjerfve (ed.) Volume I. CRC Press. Cap. 17. p: 17-26.
- Strickland, J.D.H. & Parsons, T.R. 1972. A practical handbook of seawater analysis. *Fish. Res. Board. Can. Bull.*, p: 167-310.
- SUDERHSA, 1998. Atlas de Recursos Hídricos do Estado do Paraná. Publicação da Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

- Thomann, R.V. & Mueller, J.A. 1987. Principles of surface water quality modeling and control. Harper & Row Publishers Inc., New York, 90 p.
- Tucci, C.E.M. 1993a. Escoamento superficial. *In: Hidrologia (Ciência e Aplicação)*, C.E.M. Tucci (Org.), Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, Cap. 11, p: 391-442.
- Tucci, C.E.M. 1993b. Hidrologia (Ciência e Aplicação), C.E.M. Tucci (Org.), Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, p: 1-943.
- Tucci, C.E.M. & Beltrame, L.F.S. 1993. Evaporação e evapotranspiração. *In: Hidrologia (Ciência e Aplicação)*, C.E.M. Tucci (Org.), Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, p: 253-288.
- Uncles, R. J., Elliott, C. A., & Weston, S. A. 1985a. Observed fluxes of water, salt and suspended sediment in a partly mixed estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 20, p: 147-167.
- Uncles, R. J Elliott, C. A., & Weston, S. A. 1985b. Dispersion of salt and suspended sediment in a partly mixed estuary. *Estuaries*, 8 (3), p: 256-269.
- Uncles, R. J., Elliott, R. C. A., Weston, S. A., Pilgrim, D. A., Ackroyd, D. R., McMillan, D. J., & Lynn, N. M. 1986. Synoptic observations of salinity, suspended sediment and vertical current structure in a partly mixed estuary. *In: Physics of shallow estuaries and bays*. J. van de Kreeke (ed.), Springer-Verlag, Berlin, p: 58-70.
- Uncles, R. J., Ong, J. E., & Gong, W. K. 1990. Observations and analysis of a stratification-destratification event in a tropical estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 31, p: 651-665.
- Uncles, R. J. & Stephens, J. A. 1990. The structure of vertical current profiles in a macrotidal, partly-mixed estuary. *Estuaries*, 13, p: 349-361.
- Uncles, R. J. & Stephens, J. A. 1993. Nature of the turbidity maximum in the Tamar estuary, U.K. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, p: 413-431.
- Uncles, R. J., Barton, M. L., & Stephens, J. A. 1996. Seasonal variability of mobile mud deposits in the Tamar estuary. *In: Coastal and estuarine studies. Mixing in estuaries and coastal seas*, C. Pattiaratchi (ed.), American geophysical Union, Washington, p: 374-387.
- van de Kreeke, J. & Robaczewska, K. 1989. Effect of wind on the vertical circulation and stratification in the Volkerak estuary. *Netherlands Journal of Sea Research*, 23, p: 239-253.
- van de Kreeke, J. 1988. Dispersion in shallow estuaries. *In: Hydrodynamics of estuaries. Estuarine Physics*. B. Kjerfve (ed.), vol. I., CRC Press, Cap. 3, p: 27-39.
- van Leussen, W. 1988. Aggregation of particles, setting velocity of mud flocs a review *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.), Springer-Verlag. p: 347-403.

- van Leussen, W. Dronkers, J. **1988**. Physical processes in estuaries: an introduction. *In: Physical processes in estuaries*. J. Dronkers & W. van Leussen (eds.), Springer-Verlag. p: 1:18.
- Ward, L. G. **1981**. Suspended-material transport in marsh tidal channels, Kiawah Island, South Carolina. *Marine Geology*, 40, p: 139-154.
- Wolanski, E., Mazda, Y., & Ridd, P. V. **1992**. Mangrove hydrodynamics. *In: Tropical mangrove ecosystems*. A. I. Robertson & D. M Alongi (eds.), American geophysical Union, p: 43-62.
- Wolanski, E. **1995**. Transport of sediment in mangrove swamps. *Hydrobiologia*, 295, p: 31-42.

---

## Apêndices

---

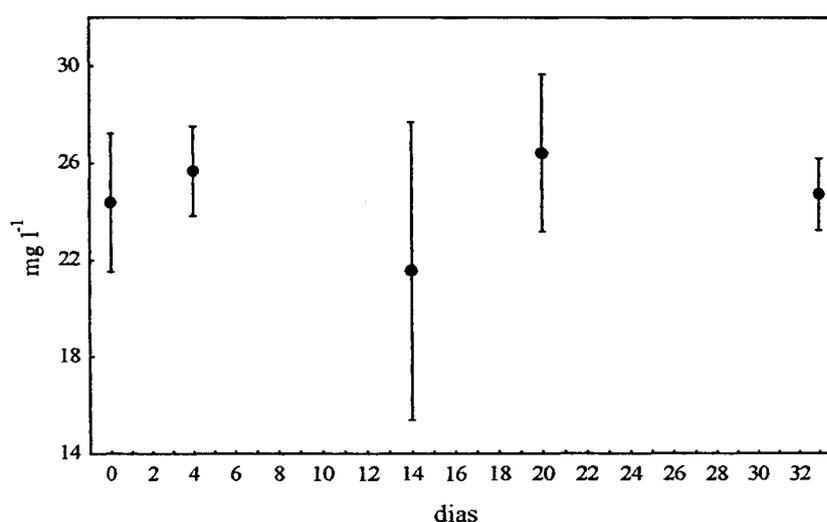
**Apêndice 1:** Resultados do experimento realizado para a análise da variação das concentrações de *MPS* das águas fluvial e estuarina, em função do tempo de armazenamento sob refrigeração

Para testar possíveis variações na concentração do *MPS* em função do tempo de armazenamento das amostras, realizaram-se dois experimentos: (i) com 15 amostras de água do rio Cachoeira, coletadas no mesmo dia e filtradas, com 3 réplicas verdadeiras, no dia 0 (dia da coleta), 4, 14, 20 e 33 dias depois do dia da coleta e; (ii) com 18 amostras de água do estuário de Paranaguá, coletadas conjuntamente em frente ao Porto de Paranaguá, e filtradas, com 3 réplicas verdadeiras, no dia 0 (dia da amostragem), 1, 3, 12, 20 e 31 dias após o dia da amostragem. Durante o período dos experimentos as amostras foram mantidas sob refrigeração ( $\approx 5^{\circ}\text{C}$ ).

A concentração média de *MPS* do rio Cachoeira não apresentou diferença significativa entre as diferentes datas de quantificação ( $p = 0,699$ ; teste de Kruskal-Wallis, não paramétrico) (Tabela 1; Figura 1). A variação percentual da concentração em relação a concentração medida no dia zero, não ultrapassou limites de  $\pm 11\%$ . Como a variação do *MPS* entre as diferentes datas não foi acentuada, a variabilidade entre as amostras (desvio) parece explicar melhor o erro em relação a média esperada (dia zero) do que a variabilidade no tempo. Desta forma, considerou-se que a estocagem das amostras de água dos rios, por períodos de, no máximo, duas semanas, não representou um fator crítico para a quantificação do *MPS* durante os meses de medição no inverno de 1997 e verão 1998.

**Tabela 1.** Resultado do experimento 1. Variação da concentração de *MPS* ( $\text{mg l}^{-1}$ ) do Rio Cachoeira, em função do tempo de armazenamento. Onde: dia, equivale ao número de dias transcorridos a partir do dia da coleta (dia 0); média, ao valor médio de 3 réplicas;  $s$  e  $s^2$ , respectivamente ao desvio padrão e a variância entre as 3 réplicas; mínimo e máximo, respectivamente ao menor e maior valor quantificado; intervalo, à diferença entre o máximo e o mínimo valor e; variação, ao acréscimo (+) ou decréscimo (-) observado na média do dia  $n$  em relação à média do dia 0.

dia	média ( $\text{mg l}^{-1}$ )	$s$ ( $\text{mg l}^{-1}$ )	$s^2$ ( $\text{mg}^2 \text{l}^{-2}$ )	máximo ( $\text{mg l}^{-1}$ )	mínimo ( $\text{mg l}^{-1}$ )	intervalo ( $\text{mg l}^{-1}$ )	variação (%)
0	24,18	2,87	8,26	26,81	21,11	5,70	-
4	25,57	1,70	2,89	27,07	23,72	3,35	-5,74
14	21,56	6,16	37,94	28,57	17,05	11,53	10,84
20	26,46	3,28	10,76	28,87	22,73	6,14	-9,45
33	24,87	1,25	1,57	26,19	23,69	2,50	-2,88



**Figura 1.** Variação da concentração média de *MPS* ( $\pm s$ ,  $\text{mg l}^{-1}$ ) do rio Cachoeira nas diferentes datas de quantificação (0, 4, 14, 20, 33).

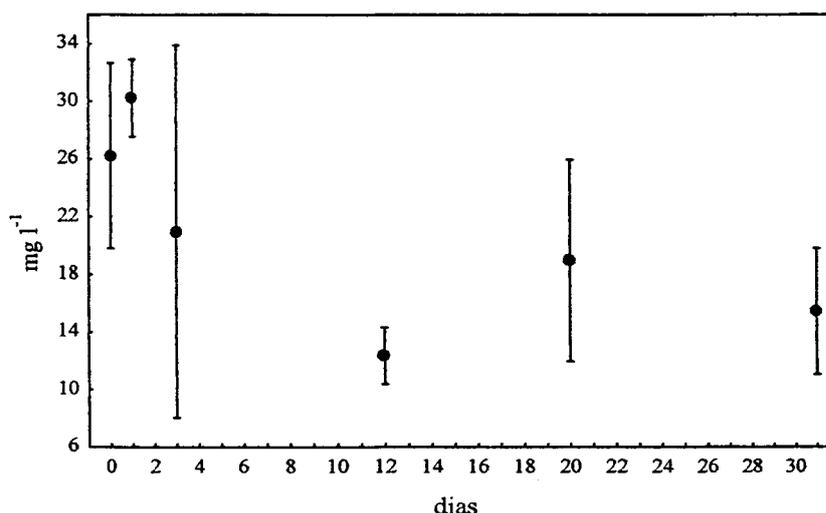
No experimento 2, onde se utilizou a água estuarina, verificou-se que a variância entre as réplicas apresentou-se bastante alta (Tabela 2). Um fator que provavelmente contribuiu para esta alta variância foi a elevada capacidade de absorção de água (hidrofilia) dos pequenos cristais de sais remanescentes no *MPS*, o que promove oscilações no peso dos filtros durante a pesagem.

Embora a análise estatística tenha falhado em rejeitar a hipótese nula de igualdade das médias ( $p = 0,0834$ ; teste de Kruskal-Wallis, não paramétrico), verifica-se uma tendência à diminuição da concentração de *MPS* da água estuarina ao longo dos diferentes dias de quantificação (Figura 2).

**Tabela 2.** Resultado do experimento 2. Variação da concentração de MPS ( $\text{mg l}^{-1}$ ) da água estuarina, em função do tempo de armazenamento. Onde: dia, equívale ao número de dias transcorridos a partir do dia da coleta (dia 0); média, ao valor médio de 3 réplicas;  $s$  e  $s^2$ , respectivamente ao desvio padrão e a variância entre as 3 réplicas; mínimo e máximo, respectivamente ao menor e maior valor quantificado; intervalo, à diferença entre o máximo e o mínimo valor e; erro, ao acréscimo (+) ou decréscimo (-) observado na média do dia  $n$  em relação à média do dia 0.

dia	média ( $\text{mg l}^{-1}$ )	$s$ ( $\text{mg l}^{-1}$ )	$s^2$ ( $\text{mg}^2 \text{l}^{-2}$ )	mínimo ( $\text{mg l}^{-1}$ )	máximo ( $\text{mg l}^{-1}$ )	intervalo ( $\text{mg l}^{-1}$ )	erro (%)
0	26,24	6,43	41,28	18,89	30,79	11,90	-
1	30,24	2,69	7,24	27,36	32,69	5,33	15,24
3	20,97	12,95	167,60	12,35	35,85	23,51	-20,11
12	12,35	1,97	3,87	11,00	14,60	3,60	-52,96
20	18,96	6,99	48,82	11,44	25,25	13,81	-27,77
31	15,43	4,39	19,27	11,47	20,15	8,68	-41,22

Esta discrepância deve-se provavelmente às diferenças entre a água doce do rio e a água estuarina coletada (com salinidade superior a 20), em termos de composição biogeoquímica, especialmente de sua fração orgânica que pode variar ao longo do tempo. Na Baía de Paranaguá, a fração orgânica perfaz cerca de 30% do peso do MPS (Knoppers & Opitz, 1984; Martins, 1994; Machado *et al.*, no prelo).



**Figura 2.** Variação da concentração média de MPS ( $\pm s$ ,  $\text{mg l}^{-1}$ ) na água do Estuário de Paranaguá nas diferentes datas de quantificação (0, 4, 14, 20, 33).

Como as amostras de água estuarina foram analisadas no mesmo dia ou no dia subsequente ao da coleta, as variações que possam ter ocorrido são menores ou equivalentes àquelas inerentes ao método de quantificação. Entretanto, os resultados indicam que um período de armazenamento superior a 3 dias torna-se crítico.

## Apêndice 2: Cálculo do índice de assimetria da maré ( $IA$ )

A assimetria na duração ( $A_D$ , adimensional) e nas velocidades médias ( $A_V$ , adimensional) entre as duas fases da maré foram calculadas com base nos parâmetros propostos por Lincoln & Fitzgerald (1988), somente os sinais foram invertidos. Esta inversão foi feita para que o sinal do índice de assimetria ( $IA_{DV}$ ), coincidissem com o sentido adotado para as correntes residuais. Assim, valores positivos de  $IA_{DV}$  indicam que o fluxo estuário abaixo foi favorecido (predomínio de vazante) e, os negativos, o predomínio do fluxo de enchente.

Os parâmetros  $A_D$  e  $A_{VM}$  são descritos por:

$$A_D = (t_V - t_E) / (t_V + t_E)$$

$$A_V = (\bar{u}_{AV} - |\bar{u}_{AE}|) / (\bar{u}_{AV} + |\bar{u}_{AE}|),$$

onde  $t_V$  e  $t_E$  representam, respectivamente, a duração, em h, dos períodos de vazante e enchente e,  $\bar{u}_{AV}$  e  $\bar{u}_{AE}$ , indicam as velocidades longitudinais médias na vazante ( $\text{m s}^{-1}$ ) e na enchente. O índice de assimetria ( $IA_{DV}$ ) utilizado correspondeu a soma dos dois parâmetros descritos acima.

Os resultados para os oito ciclos de maré monitorados são apresentados na Tabela 1.

**Tabela 1.** Relação dos ciclos de maré semidiurna monitorados constando: a duração total do ciclo (h), as razões entre o tempo de vazante e de enchente ( $t_V/t_E$ )\*\*, entre o nível mínimo e máximo ( $\Delta\eta_V/\Delta\eta_E$ )\*, entre as velocidades médias de vazante e de enchente ( $\bar{u}_{AV}/\bar{u}_{AE}$ ) e entre as velocidades máximas de vazante e enchente ( $\bar{u}_{vmx}/\bar{u}_{emx}$ ), os parâmetros das assimetrias de duração ( $A_D$ ) e velocidade ( $A_V$ ) e o índice de assimetria ( $IA_{DV}$ ). Onde  $\mu$ : q indica quadratura e s sizígia.

data	duração (h)	$\mu$	$t_V/t_E$	$\Delta\eta_V/\Delta\eta_E$	$\bar{u}_{AV}/\bar{u}_{AE}$	$\bar{u}_{vmx}/\bar{u}_{emx}$	$A_D$	$A_V$	$IA_{DV}$
11/08/97	12,96	q	0,93	1,05	0,93	1,22	-0,04	-0,04	-0,074
27/08/97	13,08	q	1,13	1,21	0,88	0,73	0,06	-0,06	-0,005
04/02/98	11,55	q	1,17	1,55	1,53	2,13	0,08	0,21	0,290
19/02/98	13,20	q	0,94	1,06	1,07	1,01	-0,03	0,04	0,004
22/07/97	11,52	s	0,52	0,98	1,34	1,25	-0,31	0,15	-0,167
19/08/97	11,27	s	0,64	1,12	1,16	1,21	-0,22	0,08	-0,145
27/02/98	10,89	s	0,72	0,95	1,16	1,37	-0,16	0,07	-0,086
27/03/98	12,71	s	0,78	0,95	1,48	1,27	-0,12	0,19	0,068

\* Foi calculada a diferença média no ciclo entre os níveis mínimos e o nível médio no ciclo e entre os níveis máximos e o médio no ciclo. \*\*Tempo de enchente e vazante computado com base nas velocidades de corrente médias em z.

**Tabela 2.** Valores médios na seção *A* e máximos da componente longitudinal de velocidade ( $\bar{u}_{AV}$ ) nos estágios de vazante e enchente, nos ciclos de quadratura.

Quadratura	enchente	vazante	enchente	vazante
data	$\bar{u}$	$\bar{u}$	$\bar{u}$ máximo	$\bar{u}$ máximo
11/08/97	-0,27	0,26	-0,45	0,55
27/08/97	-0,26	0,23	-0,59	0,43
04/02/98	-0,20	0,31	-0,31	0,66
19/02/98	-0,21	0,23	-0,41	0,42
média	<b>-0,24</b>	<b>0,26</b>	<b>-0,44</b>	<b>0,51</b>
desvio	<b>0,04</b>	<b>0,04</b>	<b>0,12</b>	<b>0,11</b>
máximo	<b>-0,20</b>	<b>0,31</b>	<b>-0,31</b>	<b>0,66</b>
mínimo	<b>-0,27</b>	<b>0,23</b>	<b>-0,59</b>	<b>0,42</b>

**Tabela 3.** Valores médios na seção *A* e máximos da componente longitudinal de velocidade ( $\bar{u}_{AE}$ ) nos estágios de vazante e enchente, nos ciclos de sizígia.

Sizígia	enchente	vazante	enchente	vazante
data	$\bar{u}$	$\bar{u}$	$\bar{u}$ máximo	$\bar{u}$ máximo
22/07/97	-0,40	0,53	-0,66	0,82
19/08/97	-0,43	0,50	-0,65	0,79
27/02/98	-0,48	0,56	-0,69	0,94
27/03/98	-0,29	0,43	-0,61	0,78
média	<b>-0,40</b>	<b>0,51</b>	<b>-0,65</b>	<b>0,83</b>
desvio	<b>0,08</b>	<b>0,06</b>	<b>0,03</b>	<b>0,07</b>
máximo	<b>-0,29</b>	<b>0,56</b>	<b>-0,61</b>	<b>0,94</b>
mínimo	<b>-0,48</b>	<b>0,43</b>	<b>-0,69</b>	<b>0,78</b>