

**Marcos Eduardo Cordeiro Bernardes**

Circulação Estacionária e Estratificação de Sal em Canais Estuarinos  
Parcialmente Misturados: Simulação com Modelos Analíticos

**Dissertação de Mestrado apresentada ao  
Instituto Oceanográfico da Universidade de São  
Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do  
título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia  
Física.**

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

São Paulo

2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Circulação Estacionária e Estratificação de Sal em Canais Estuarinos Parcialmente  
Misturados: Simulação com Modelos Analíticos

Marcos Eduardo Cordeiro Bernardes

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como  
parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Ciências, Área Oceanografia  
Física

APROVADA EM \_\_\_ / \_\_\_ / \_\_\_\_\_ POR:

Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda

Prof. Dr. Emérito no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho

Prof. Titular no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Júnior

Prof. Dr. na Fundação Universidade Federal do Rio Grande

## **Amar o mar...**

O que leva um homem a amar o mar?

Penso que os seres designados para cuidar do mar são extremamente românticos, artísticos, sensíveis, meditativos..., resultantes de uma força e magia da vida que nasce do inesperado.

Poucos são os homens que canalizam esta mensagem, enviados por aqueles que são chamados nossos anjos, mestres, guias....

Fostes o escolhido com a missão de amar o mar, e amando o mar, amas com ele o princípio da vida, o que dá sentido a ela e as pessoas que te rodeiam.

E o que me faz pensar assim?

A cumplicidade de pensamento. Quem ama algo tão grandioso é capaz de transcendê-lo.

Contemplo o pôr do sol, a dança dos ventos, o movimento das marés e seus habitantes...

Amo amar o MAR.....COS.

**Tua esposa Lina**

## **Amaraomar (Doce amar!)**

É um prazer sentimental  
Sentir o teu olhar  
É uma alegria no ar  
E outras quantas no ar  
Um momento sublime  
Ao te ver, tu e o amar  
Pois quando vos encontro  
Me sinto completo.

Marcos Bernardes

“Há homens que lutam um dia e são bons  
Há homens que lutam um ano e são melhores  
Há aqueles que lutam muitos anos e são muito bons  
Mas há os que lutam a vida toda.  
Estes são os imprescindíveis.”

**Bertold Brecht**

**Uma homenagem à Luiz Bruner de Miranda, por quem a  
oceanografia brasileira deve muito reconhecimento.**

**AGRADECIMENTOS**

À CAPES, pela oferta da bolsa de estudos durante 24 meses.

Ao Instituto Oceanográfico da USP, pela logística e pelo carinho com o qual a casa me recebeu.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda, pela atenção e carinho dispensados ao longo desses anos de convivência.

Àqueles que, com observações bastante pertinentes, participaram da correção da primeira versão da dissertação: Luiz Bruner de Miranda, Belmiro Mendes de Castro Filho, Osmar Olinto Möller Júnior, Ricardo Camargo, Laudo Bernardes e Fabrício Gandini Caldeira.

A todos que esquecerei de citar. Vocês são tão importantes que fiz questão de colocá-los no início...

Ao Laboratório de Micropaleontologia, pela oportunidade de crescer cientificamente e pelo convívio maravilhoso. Dona Beatriz e Pati, muitíssimo obrigado pelo carinho e respeito. Vocês são uma grande família!

Ao Laboratório de Dinâmica Oceânica, na figura do Prof. Ilson Carlos da Silveira, pelo importante apoio computacional oferecido.

À tripulação dos barcos da USP, que sempre foi bastante solícita e atenciosa nos momentos em que estivemos juntos, especialmente: Manuel, Orlando, Oziel e Chen.

À minha família, que sempre me apoiou desde o início na carreira oceanográfica, seja com amor, seja com “incentivos fiscais”. Painho, Mainha, Negão, Mena e Ninha, vocês são arretados.

À minha esposa, Caína, pela força e companheirismo dedicados diariamente. Eu te amo!

Aos irmãos e irmãs do Cassino, que desde que saí de lá para encarar a vida em Sampa, deram-me muita força de vontade. Paulão, Beronha, Cabelo, Fá, Eggs, Rique, Pedrinho, Venancinho, Pepê, Ceci, Dani, Sil, Hel, Caxias, Pati, Malu, Manu, Tati, Xuxu, Joãozinho, Vagner, Hel e Sertão, tenho muita gratidão por vocês.

Aos malas com quem morei e moro. Dé, PH, PP e Régis, grandes companheiros do dia a dia.

Aos camaradas de IO, com os quais andamos curtindo a vida em Sampa, quebrando tudo! Lobisomem, Gouveia, Augusto, Litos, Caveira, Lúcio, Rezende, Bob, Hemerson, Michel, Chen, Simone, Gui, Renato, Felipe, Xande, Edson, Maurício, Lelê, Paulin, Sandro, Bernd, Ana, Cris, Déa, Renata, Masa, Renato, Clemente, Marília, Gleicy, Cris, Cacá, Cinthia, Andressa, Gian, David, Dênis, Stanley.

Às professoras Hilda, Yara, Beth, Ceci, que lições de vida todos nós deveríamos ter com vocês todos os dias!

Ao povo da cantina do IO, obrigado pelo sorriso sincero.

À Jorge e Seu Amaro, grandes figuras. Vocês são importantíssimos para o Instituto!

Aos funcionários do IO! Seria injusto tentar nominá-los, mas de toda maneira foi uma grande prazer tê-los conhecido. Pessoal da oficina, da secretaria, da biblioteca, da limpeza, etc., valeu mesmo!

## ÍNDICE

LISTA DE SÍMBOLOS .....	i
LISTA DE FIGURAS .....	iv
LISTA DE TABELAS .....	ix
RESUMO .....	xix
ABSTRACT .....	xx
1. INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E ÁREAS DE ESTUDO .....	1
1.1. Introdução .....	1
1.2. Objetivos .....	6
1.3. Áreas de Estudo: O Sul do Complexo Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape .....	7
1.4. Áreas de Estudo: O Canal de Bertioga .....	16
2. MATERIAL E MÉTODOS - DADOS EXPERIMENTAIS E TRATAMENTO NUMÉRICO .....	23
2.1. Cananéia .....	30
2.2. Bertioga .....	31
3. MATERIAL E MÉTODOS - FORMULAÇÃO DOS MODELOS .....	33
3.1. Modelo Unidimensional: Officer (1976;1977) e Miranda (1998) .....	35
3.2. Modelo Bidimensional: Fisher <i>et al.</i> (1972) e Miranda (1998) .....	39
3.3. Modelo Bidimensional: Prandle (1985) .....	47
3.4. Modelo Bidimensional: Hansen & Rattray (1965) .....	54

4. RESULTADOS – SIMULAÇÃO TEÓRICA E AFERIÇÃO DOS MODELOS	
.....	60
4.1. Cananéia	60
4.1.1. Estação Base: Antes do Rompimento do Valo Grande	60
4.1.2. Estação Base: Após o Rompimento do Valo Grande	69
4.1.3. Estação Barra	89
4.1.4. Estação Baía do Trapandé	108
4.2. Bertioga	126
4.2.1. Estação Barra	126
4.2.2. Estação Itapanhaú	134
4.2.3. Estação Marina	138
4.2.4. Estação Mangue	144
4.2.5. Estação Base Aérea	151
5. RESULTADOS GERAIS E CONCLUSÕES	
.....	157
5.1. Considerações sobre o Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia	157
5.2. Considerações sobre o Canal de Bertioga	174
5.3. Aspectos Hidrodinâmicos	189
5.4. Modelos Analíticos	190
5.5. Conclusões	191
5.6. Sugestões para Trabalhos Futuros	193
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
.....	194



## LISTA DE SÍMBOLOS

a	amplitude da maré <sup>1</sup>
$A_H$	coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta
$A_Z$ (ou E)	coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta
B	largura média do canal estuarino
C	celeridade da onda
D	profundidade adimensional da interface entre as camadas
g	aceleração da gravidade
h (ou H)	profundidade média da coluna de água ao longo do ciclo de maré
j	camadas da profundidade adimensional
k	coeficiente de arrasto de fundo
K <sub>1</sub>	componente diurno de maré
$K_H$	coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de sal
$K_Z$	coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de sal
$K_{H0}$	coeficiente longitudinal de difusão turbulenta
M <sub>2</sub>	componente semidiurno de maré
n	instantes de amostragem
O <sub>1</sub>	componente diurno de maré
$O_x$	eixo longitudinal (abscissa), orientado para norte
$O_{xz}$	referencial cartesiano ortogonal
$O_y$	eixo transversal (ordenada), orientado para leste
$O_z$	eixo vertical, orientado em sentido contrário à $\vec{g}$
Q	fluxo resultante
$Q_f$	descarga fluvial
$Q_d$	aporte pluvial sobre o canal estuarino
$Q_f$	aporte total de água doce no sistema estuarino
Ra	número de Rayleigh estuarino
S	salinidade média na coluna de água ao longo do ciclo de maré

S2	componente semidiurno de maré
t	instante de tempo
$u$	componente longitudinal médio, ao longo de um ciclo de maré, do vetor velocidade de corrente
$u_B$	velocidade gerada na camada inferior pelo gradiente longitudinal de densidade com mistura vertical incompleta
$u_f$	velocidade gerada pela descarga fluvial
$u_M$	velocidade gerada pelo gradiente longitudinal de densidade com mistura vertical completa
$u_T$	velocidade gerada na camada superior pelo gradiente longitudinal de densidade com mistura vertical incompleta
$u_w$	velocidade gerada pelo vento
$\bar{u}(t)$	velocidade média espacial em função do tempo
$\langle u(Z_j) \rangle$	velocidade média temporal em função do espaço
$\langle \bar{u} \rangle$	velocidade média espaço-temporal
$U_0$ (ou $\hat{U}$ )	amplitude da velocidade barotrópica ou de corrente de maré
v	componente do vetor velocidade de corrente orientada no sentido sul-norte: valores positivos para norte
$\vec{V}$	vetor velocidade de corrente
x,y,z	coordenadas do plano cartesiano tridimensional
w	componente vertical do vetor velocidade de corrente
z	profundidade dimensional
Z (ou d)	profundidade adimensional
ZC	Zona costeira
ZM	Zona de mistura
ZR	Zona de maré do rio
$\frac{\partial}{\partial t}$	variação temporal de uma propriedade genérica

---

<sup>1</sup> Todas as grandezas das unidades da Lista de Símbolos encontram-se no Sistema Internacional (SI).

$\frac{\partial}{\partial z}$	variação espacial de uma propriedade genérica ao longo eixo $Oz$
$\frac{\partial S}{\partial x}$	variação longitudinal da salinidade
$\frac{\partial \rho}{\partial x}$	variação longitudinal da densidade
$\tau_{wx}$	tensão de cisalhamento do vento na superfície
$\tau_{bx}$	tensão de cisalhamento no fundo
$\Phi$	função de corrente
$\Psi$	função de corrente
$\rho$	densidade da água
$\rho_0$	densidade de referência da água doce ( $S=0$ )
$\bar{\beta}$	coeficiente médio de contração salina
$\varepsilon$	coeficiente linearizado de arrasto de fundo
$\gamma$	parâmetro adimensional
$\delta S$	diferença entre a salinidade média no fundo e na superfície
$\Delta \rho$	diferença entre densidade de fundo e superfície
$\eta$ (ou $\zeta$ )	elevação da superfície livre
$v$	parâmetro adimensional, representa o balanço entre a fração de sal advectada estuário abaixo pela descarga de água doce e o sal transportado estuário acima através da difusão turbulenta gerada pela maré
$\sigma_t$	anomalia da densidade à pressão atmosférica
$T$	intervalo de tempo de um ou mais ciclos completos de maré

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização das áreas de estudo descritas no presente trabalho. ....	5
Figura 1.2 - Extremo sul do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e adjacências. Destaque para os locais de coleta descritos neste trabalho. ....	7
Figura 1.3 - Canal de Bertioga e adjacências. Destaque para os locais de coleta descritos neste trabalho. ....	16
Figura 2.1 - Representação esquemática do desenvolvimento do presente trabalho. ....	23
Figura 2.2: Seqüência esquemática de medidas em função do tempo. ....	27
Figura 2.3: Perfil de velocidade longitudinal. ....	28
Figura 2.4: Representação do ajuste das soluções teóricas. ....	30
Figura 4.1 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base antes do rompimento do Valo Grande (22/02/94). ....	61
Figura 4.2 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base antes do rompimento do Valo Grande (05/12/91). ....	65
Figura 4.3 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base antes do rompimento do Valo Grande (17/08/93). ....	68

Figura 4.4 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (16/02/98). .....	70
Figura 4.5 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (01/06/98). .....	73
Figura 4.6 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (25/08/98). .....	75
Figura 4.7 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (27/10/98). .....	78
Figura 4.8 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (11/02/98). .....	80
Figura 4.9 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (27/05/98). .....	83
Figura 4.10 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (21/08/98). .....	85

Figura 4.11 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base após o rompimento do Valo Grande (01/11/98). .....87

Figura 4.12 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Barra (17/02/98). .....90

Figura 4.13 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Barra (02/06/98). .....92

Figura 4.14 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Barra (26/08/98). .....95

Figura 4.15 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Barra (28/10/98). .....97

Figura 4.16 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Barra (12/02/98). .....99

Figura 4.17 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Barra (28/05/98). .....101

Figura 4.18 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Barra (22/08/98). .....104

Figura 4.19 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Barra (02/11/98). .....106

Figura 4.20 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (18/02/98). .....	108
Figura 4.21 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (03/06/98). .....	111
Figura 4.22 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (27/08/98). .....	113
Figura 4.23 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (29/10/98). .....	115
Figura 4.24 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (13/02/98). .....	118
Figura 4.25 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (29/05/98). .....	120
Figura 4.26 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (23/08/98). .....	122

Figura 4.27 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Baía do Trapandé (03/11/98). .....	124
Figura 4.28 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Barra de Bertioga (06/08/99). .....	127
Figura 4.29 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Barra de Bertioga (31/01/00). .....	131
Figura 4.30 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Barra de Bertioga (26/04/99). .....	133
Figura 4.31 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Itapanhaú (16/07/91). .....	135
Figura 4.32 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Itapanhaú (24/07/91). .....	137
Figura 4.33 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Marina (07/08/99). .....	139
Figura 4.34 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Marina (30/01/00). .....	141
Figura 4.35 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Marina (27/04/99). .....	143



Figura 4.36 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Mangue (29/01/00).....	145
Figura 4.37 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Mangue (29/04/99).....	147
Figura 4.38 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Mangue (08/08/99). ....	149
Figura 4.39 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e dos componentes longitudinal e vertical da velocidade às condições experimentais na estação Base Aérea (28/01/00). ....	151
Figura 4.40 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base Aérea (30/04/99). ....	153
Figura 4.41 - Ajustes dos perfis teóricos de salinidade e do componente longitudinal da velocidade às condições experimentais na estação Base Aérea (09/08/99). ....	155
Figura 5.1 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Base antes do rompimento do Valo Grande. ....	158
Figura 5.2 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Base após o rompimento do Valo Grande. ....	161
Figura 5.3 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Barra. ....	164

Figura 5.4 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Baía do Trapandé. ....	165
Figura 5.5 - Perfis médios experimentais de salinidade e de velocidade longitudinal para a região de Cananéia. ....	166
Figura 5.6 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados em Cananéia. ....	168
Figura 5.7 - Correlações médias entre as soluções teóricas e os perfis experimentais de salinidade e de velocidade longitudinal para Cananéia. ....	170
Figura 5.8 - Médias e desvios padrão dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta estimados para as estações de Cananéia. ....	172
Figura 5.9 - Médias e desvios padrão dos coeficientes cinemáticos de difusão turbulenta estimados para as estações de Cananéia. ....	173
Figura 5.10 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Barra de Bertioga. ....	175
Figura 5.11 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Itapanhaú. ....	176
Figura 5.12 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Marina. ....	177
Figura 5.13 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Mangue. ....	179

Figura 5.14 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados na estação Base Aérea. ....	181
Figura 5.15 - Perfis médios experimentais de salinidade e de velocidade longitudinal para a região de Bertioga. ....	182
Figura 5.16 - Diagrama estratificação-circulação para os experimentos realizados em Bertioga. ....	185
Figura 5.17 - Correlações médias entre as soluções teóricas e os perfis experimentais de salinidade e de velocidade longitudinal para Bertioga. ....	186
Figura 5.18 - Médias e desvios padrão dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta estimados para as estações de Bertioga. ....	187
Figura 5.19 - Médias e desvios padrão dos coeficientes cinemáticos de difusão turbulenta estimados para as estações de Bertioga. ....	188

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Dimensões aproximadas de alguns dos principais corpos de água do sistema estuarino-lagunar de Cananéia. ....	8
Tabela 1.2 - Vazões totais ( $Q_f$ ) das bacias de drenagem do rio Ribeira de Iguape e da bacia de drenagem local, composta pelos rios Taquari, Mandira, das Minas e Itapitangui. ....	10
Tabela 1.3 - Velocidades máximas de enchente e de vazante observadas durante o período mínimo de um ciclo de maré na região (13 horas). ....	14
Tabela 1.4 - Vazão média na cabeceira do Rio Itapanhaú entre os anos de 1965 e 1974. ...	18
Tabela 1.5 - Estimativas das taxas de renovação das águas no Canal de Bertioiga. ....	22
Tabela 2.1 - Fonte de dados da região de Cananéia utilizados no presente trabalho. ....	31
Tabela 2.2 - Fontes de dados da região do Canal de Bertioiga utilizados no presente trabalho. ....	32
Tabela 4.1 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (22/02/94). ....	60
Tabela 4.2 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (22/02/94). ....	63
Tabela 4.3 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $A_z$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $K_z$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (22/02/94). ....	64
Tabela 4.4 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (05/12/91). ....	64
Tabela 4.5 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (05/12/91). ....	65

Tabela 4.6 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (05/12/91). .....	66
Tabela 4.7 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (17/08/93). .....	67
Tabela 4.8 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (17/08/93). .....	68
Tabela 4.9 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (17/08/93). .....	68
Tabela 4.10 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (16/02/98). .....	69
Tabela 4.11 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (16/02/98). .....	71
Tabela 4.12 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (16/02/98). .....	72
Tabela 4.13 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (01/06/98). .....	72
Tabela 4.14 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (01/06/98). .....	74
Tabela 4.15 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (01/06/98). .....	74
Tabela 4.16 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (25/08/98). .....	75
Tabela 4.17 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (25/08/98). .....	76
Tabela 4.18 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (25/08/98). .....	76
Tabela 4.19 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (27/10/98). .....	77

Tabela 4.20 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (27/10/98). .....	79
Tabela 4.21 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (27/10/98). .....	79
Tabela 4.22 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (11/02/98). .....	80
Tabela 4.23 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (11/02/98). .....	81
Tabela 4.24 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (11/02/98). .....	81
Tabela 4.25 Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (27/05/98). .....	82
Tabela 4.26 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (27/05/98). .....	84
Tabela 4.27 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (27/05/98). .....	84
Tabela 4.28 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (21/08/98). .....	85
Tabela 4.29 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (21/08/98). .....	86
Tabela 4.30 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (21/08/98). .....	86
Tabela 4.31 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (01/11/98). .....	87
Tabela 4.32 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (01/11/98). .....	88

Tabela 4.33 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (01/11/98). .....	88
Tabela 4.34 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (17/02/98). .....	89
Tabela 4.35 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (17/02/98). .....	91
Tabela 4.36 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (17/02/98). .....	91
Tabela 4.37 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (02/06/98). .....	92
Tabela 4.38 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (02/06/98). .....	93
Tabela 4.39 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (02/06/98). .....	94
Tabela 4.40 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (26/08/98). .....	94
Tabela 4.41 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (26/08/98). .....	96
Tabela 4.42 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (26/08/98). .....	96
Tabela 4.43 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (28/10/98). .....	96
Tabela 4.44 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (28/10/98). .....	98
Tabela 4.45 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (28/10/98). .....	98

Tabela 4.46 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (12/02/98). .....	98
Tabela 4.47 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (12/02/98). .....	100
Tabela 4.48 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (12/02/98). .....	100
Tabela 4.49 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (28/05/98). .....	101
Tabela 4.50 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (28/05/98). .....	103
Tabela 4.51 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (28/05/98). .....	103
Tabela 4.52 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (22/08/98). .....	104
Tabela 4.53 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (22/08/98). .....	105
Tabela 4.54 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (22/08/98). .....	105
Tabela 4.55 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (02/11/98). .....	105
Tabela 4.56 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (02/11/98). .....	107
Tabela 4.57 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (02/11/98). .....	107
Tabela 4.58 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (18/02/98). .....	108



Tabela 4.59 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (18/02/98). .....	110
Tabela 4.60 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (18/02/98). .....	110
Tabela 4.61 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (03/06/98). .....	110
Tabela 4.62 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (03/06/98). .....	112
Tabela 4.63 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (03/06/98). .....	112
Tabela 4.64 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (27/08/98). .....	113
Tabela 4.65 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (27/08/98). .....	114
Tabela 4.66 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (27/08/98). .....	114
Tabela 4.67 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (29/10/98). .....	115
Tabela 4.68 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (29/10/98). .....	116
Tabela 4.69 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (29/10/98). .....	116
Tabela 4.70 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (13/02/98). .....	117
Tabela 4.71 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (13/02/98). .....	118

Tabela 4.72 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (13/02/98). .....	119
Tabela 4.73 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (29/05/98). .....	119
Tabela 4.74 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (29/05/98). .....	121
Tabela 4.75 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (29/05/98). .....	121
Tabela 4.76 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (23/08/98). .....	122
Tabela 4.77 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (23/08/98). .....	123
Tabela 4.78 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (23/08/98). .....	123
Tabela 4.79 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (03/11/98). .....	123
Tabela 4.80 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (03/11/98). .....	125
Tabela 4.81 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (03/11/98). .....	125
Tabela 4.82 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (06/08/99). .....	126
Tabela 4.83 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (06/08/99). .....	129
Tabela 4.84 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (06/08/99). .....	129

Tabela 4.85 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (31/01/00). .....	129
Tabela 4.86 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (31/01/00). .....	130
Tabela 4.87 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (31/01/00). .....	131
Tabela 4.88 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (26/04/99). .....	132
Tabela 4.89 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (26/04/99). .....	132
Tabela 4.90 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (26/04/99). .....	133
Tabela 4.91 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (16/07/91). .....	134
Tabela 4.92 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (16/07/91). .....	136
Tabela 4.93 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (16/07/91). .....	136
Tabela 4.94 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (24/07/91). .....	136
Tabela 4.95 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (24/07/91). .....	138
Tabela 4.96 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (24/07/91). .....	138
Tabela 4.97 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (07/08/99). .....	138

Tabela 4.98 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (07/08/99). .....	140
Tabela 4.99 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (07/08/99). .....	140
Tabela 4.100 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (30/01/00). .....	140
Tabela 4.101 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (30/01/00). .....	142
Tabela 4.102 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (30/01/00). .....	142
Tabela 4.103 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (27/04/99). .....	142
Tabela 4.104 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (27/04/99). .....	144
Tabela 4.105 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (27/04/99). .....	144
Tabela 4.106 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (29/01/00). .....	144
Tabela 4.107 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (29/01/00). .....	146
Tabela 4.108 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta ( $Az$ ), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta ( $Kz$ ), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (29/01/00). .....	146
Tabela 4.109 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (29/04/99). .....	147
Tabela 4.110 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (29/04/99). .....	148

Tabela 4.111 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta (Az), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta (Kz), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (29/04/99). .....	148
Tabela 4.112 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (08/08/99). .....	149
Tabela 4.113 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (08/08/99). .....	150
Tabela 4.114 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta (Az), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta (Kz), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (08/08/99). .....	150
Tabela 4.115 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (28/01/00). .....	151
Tabela 4.116 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (28/01/00). .....	152
Tabela 4.117 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta (Az), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta (Kz), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (28/01/00). .....	152
Tabela 4.118 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (30/04/99). .....	153
Tabela 4.119 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (30/04/99). .....	154
Tabela 4.120 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta (Az), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta (Kz), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (30/04/99). .....	154
Tabela 4.121 - Valores médios das variáveis utilizadas nos modelos (09/08/99). .....	154
Tabela 4.122 - Correlações entre os resultados experimentais e teóricos com nível de significância de 0,95 (09/08/99). .....	156
Tabela 4.123 - Valores teóricos dos coeficientes cinemáticos de viscosidade turbulenta (Az), $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e de difusão turbulenta (Kz), $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (09/08/99). .....	156

## RESUMO

O presente estudo descreve a circulação estacionária e a estratificação de sal no sistema estuarino de Cananéia e no Canal de Bertioga. Os modelos de Hansen & Rattray (1965), Fisher *et al.* (1972), Prandle (1985) e Miranda (1998) foram escolhidos para a simulação dos perfis verticais do componente longitudinal da velocidade e da salinidade. Os dados experimentais utilizados na calibração desses modelos foram amostrados ao longo de 41 estações fixas de pelo menos 13 horas ou um ciclo de maré semidiurna. Os modelos reproduziram com boa fidelidade condições experimentais bem misturadas e parcialmente misturadas. O gradiente longitudinal de densidade e a descarga de água doce foram as principais forçantes da circulação estacionária e estratificação de sal, em detrimento de uma influência secundária da tensão de cisalhamento do vento. De acordo com a classificação proposta por Hansen & Rattray (1966), o sistema estuarino de Cananéia apresentou condições bem misturadas (Tipo 1a) e parcialmente misturadas antes e depois do rompimento da barragem do Valo Grande, respectivamente. No Canal de Bertioga foram observadas condições parcialmente misturadas (Tipo 2b) nas imediações do Rio Itapanhaú e bem misturadas (Tipo 1b) no restante do canal. Os coeficientes teóricos de viscosidade turbulenta foram similares aos calculados experimentalmente por Mesquita *et al.* (1992).

Palavras-chave: Cananéia, Bertioga, Velocidade, Salinidade, Parâmetros estratificação-circulação, Viscosidade turbulenta, Difusão turbulenta

## ABSTRACT

The present study describes the stationary circulation and salinity stratification at Cananéia estuarine system and Bertioga Channel. The models of Hansen & Rattray (1965), Fisher *et al.* (1972), Prandle (1985) and Miranda (1998) were selected for the simulation of vertical profiles of the longitudinal component of velocity and salinity. The experimental data set used for the calibration of these models were sampled in 41 anchored stations, for at least 13 hours or a semidiurnal tidal cycle. For well mixed and partially mixed conditions, theoretical results and experimental data were in close agreement. The longitudinal density gradient and the river flow were the most important forcing for the stationary circulation and salt stratification. The wind stress had a secondary importance. According to the classification of Hansen & Rattray (1966), Cananéia estuarine system presented well mixed conditions (Type 1a) and partially mixed conditions (Type 2b), before and after the destruction of the Valo Grande dam, respectively. The Bertioga Channel presented partially mixed conditions (Type 2b) next to the Itapanhaú River and well mixed conditions (Type 1b) in other along-channel positions. The theoretical turbulent viscosity coefficients were similar to those calculated by Mesquita *et al.* (1992).

Descriptors: Cananéia, Bertioga, Velocity, Salinity, Stratification-circulation parameters, Eddy viscosity and diffusion.

## 1.1 - INTRODUÇÃO

Os estuários estão distribuídos ao redor dos oceanos e são componentes importantes das regiões costeiras. Juntamente com deltas de rios, planícies de maré e baías, os estuários compõem de 80 a 90 % das regiões costeiras atlântica e do golfo norte-americanas (Emery, 1967).

Antes de mais nada, faz-se necessário definir esses ambientes que, de acordo com o enfoque escolhido, são descritos de diversas maneiras. O conceito a ser adotado neste trabalho segue a definição clássica de Cameron & Pritchard (1963) e Pritchard (1967):

“Um estuário é um corpo de água costeiro semi-fechado, com uma ligação livre com o oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental”.

Kjerfve (1987) conceitua um estuário como:

“Um ambiente costeiro com conexão restrita com o oceano adjacente a qual permanece aberta pelo menos intermitentemente. Esse ambiente pode ser subdividido em três zonas distintas:

- Zona de Maré de Rio (ZR): parte fluvial com salinidade praticamente igual a zero, mas ainda sujeita à influência da maré;
- Zona de Mistura (ZM): região onde ocorre a mistura de água doce da drenagem continental com a água do mar;
- Zona Costeira (ZC): região costeira adjacente que se estende até a *frente* da pluma estuarina que delimita a *Camada Limite Costeira*”.

Durante este trabalho, o termo *Estuário* estará sendo utilizado como sinônimo de *Zona de Mistura* (ZM). Já com enfoque geomorfológico, Kjerfve & Magill (1989) conceituam esses ambientes como:

“Estuário é uma porção terrestre de um vale de rio inundado ou de uma planície costeira, cuja parte inferior foi alagada pela elevação do nível médio do mar no Holoceno, contendo água do mar mensuravelmente diluída pela água doce proveniente de drenagem continental, afetada por marés e normalmente com profundidades inferiores a 20 m”.



A grande variabilidade morfológica e hidrodinâmica dos estuários motivou vários autores a classificar estes ambientes, como Stommel (1951), Pritchard (1952; 1955; 1989), Ippen & Harleman (1961), Cameron & Pritchard (1963), Davies (1964), Hansen & Rattray (1966), Officer (1977), Fairbridge (1980), Nichols & Biggs (1985), Prandle (1985), Dalrymple *et al.* (1992) e Dyer (1997). Dentre tantas classificações, algumas foram escolhidas para servir de referência para o desenvolvimento deste trabalho.

Pritchard (1952) agrupou os estuários de acordo com suas características geológicas e geomorfológicas: fiorde; vale de rio inundado ou de planície costeira; construído por barras e outros. Como a maior parte dos sistemas estuarinos estudados é do tipo de planície costeira, faz-se necessário descrever suas diferenças quanto às características da circulação, estratificação de densidade e processos de mistura (Dyer, 1997). Pritchard (1955) e Cameron & Pritchard (1963) classificaram os estuários, de acordo com sua estratificação e distribuição de salinidade, em quatro grupos: cunha salina ou altamente estratificados; fiordes; parcialmente misturados e os bem misturados ou homogêneos. Este último grupo ainda se subdivide em lateralmente homogêneos e lateralmente estratificados.

Além das classificações qualitativas, descrições quantitativas também foram estabelecidas. Uma das mais utilizadas até os dias de hoje é a classificação do diagrama estratificação – circulação, de Hansen & Rattray (1966), que define quatro categorias básicas:

- Tipo 1: caracteriza regimes onde o fluxo resultante se dá em direção à boca do estuário em todas as profundidades e o transporte de sal estuário acima é dado por difusão turbulenta. Subdivide-se em: Tipo 1a, fracamente estratificado (coincide com o estuário bem misturado lateralmente homogêneo) e Tipo 1b, onde a estratificação de salinidade é moderada, mas próximo ao fundo não se observa fluxo resultante estuário acima;

- Tipo 2: representa estuários parcialmente misturados, ou seja, regimes onde ocorre inversão do fluxo resultante na coluna de água. O transporte de sal estuário acima é igualmente ocasionado por difusão turbulenta e por advecção. A subdivisão - em Tipo 2a e 2b - também ocorre, com este último (2b) tendendo a apresentar uma estratificação vertical mais evidente do que o primeiro (2a);

- Tipo 3: o transporte de sal estuário acima é principalmente advectivo. No Tipo 3b, a camada inferior é tão profunda que a circulação desse estuário não se estende até o fundo, como nos fiordes, enquanto no Tipo 3a a estratificação de sal é menos pronunciada;

- Tipo 4: típico de regimes altamente estratificados, como os estuários de cunha salina. Esta última classe foi incluída no diagrama com base em resultados semi-empíricos.

As escalas espacial e temporal dos fenômenos físicos observados nos corpos de água estuarino variam num amplo espectro. No espaço, ocorrem desde processos microscópicos – frações de milímetro, associados à dissipação de energia e à mistura por difusão molecular – até aqueles com dimensões de dezenas a centenas de quilômetros decorrentes, por exemplo, da penetração da maré no estuário e à saída da pluma estuarina para a zona costeira. As escalas temporais, por sua vez, vão desde processos que ocorrem em frações de segundos, como a deformação da superfície livre pelas ondas capilares, passam pelos movimentos da ordem de dias – a circulação baroclínica é um exemplo, incluem ainda as variações sazonais e interanuais, como o El Niño, e chegam, enfim, aos mecanismos de escala decadal a secular, como os processos de natureza geofísica e geológica (Miranda *et al.*, no prelo.).

Uma das maneiras de entender essa complexa interação de processos que ocorre simultaneamente em um mesmo ambiente é adequar uma escala espaço-temporal ao tipo de abordagem que se queira realizar. Por exemplo, neste trabalho estudam-se dois ambientes estuarinos de planície costeira e suas variações temporais em escala de horas, correspondentes aos ciclos de maré.

A determinação da importância relativa dos processos físicos que controlam a circulação média e os processos de mistura nos estuários de Cananéia e de Bertioga é um dos objetivos deste trabalho. Uma ferramenta bastante útil para resolver tal problema é a simulação teórica das forçantes observadas nestes ambientes, feita através de modelos analíticos uni e bidimensionais. Estes modelos são capazes de reproduzir teoricamente a distribuição de velocidade e salinidade no estuário – sob a ação das forças de gradiente de pressão, da descarga de água doce e do vento - por meio de simplificações do conjunto de equações diferenciais que descrevem a quantidade de movimento, a conservação de sal e de massa. Estas simplificações são feitas de acordo com as características do ambiente, como suas

dimensões, localização geográfica, circulação, estratificação e regime de ventos e marés aos quais o ambiente está submetido.

Uma característica bastante peculiar dos estuários é sua vulnerabilidade. Ambientes como manguezais e marismas estão localizados em estuários que, por sua vez, sustentam cadeias tróficas de grande importância para a vida marinha. Clark (1977) constatou que em torno de 60 a 70 % das espécies costeiras importantes de peixes da costa atlântica dos Estados Unidos e do Golfo do México dependem de alguma maneira dos estuários dessas regiões.

Além dos processos naturais que influenciam a hidrodinâmica de um estuário, não se pode deixar de levar em consideração a influência antrópica (Dronkers, 1986). Os estuários servem como ambientes bastante favoráveis à presença humana e ao crescimento de centros urbanos, como se observa nos dias de hoje. São, por exemplo, locais apropriados para construção de portos; têm alta fertilidade e disponibilidade de alimento; são vias de acesso importantes para o interior do continente; estão próximos a rios (facilidade na captação de água doce); sofrem renovação de suas águas periodicamente sob a influência da maré e têm aproveitamento turístico e recreativo, que cada vez cresce mais no mundo.

Para ilustrar a grande variabilidade desses ambientes, foram selecionados dois sistemas estuarinos do litoral paulista, de características bastante distintas com relação à ocupação humana que se dá em seus entornos: o sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, com sua biodiversidade relativamente preservada e o Canal de Bertioga, situado nas proximidades do complexo industrial e portuário da Baixada Santista (Figura 1.1).

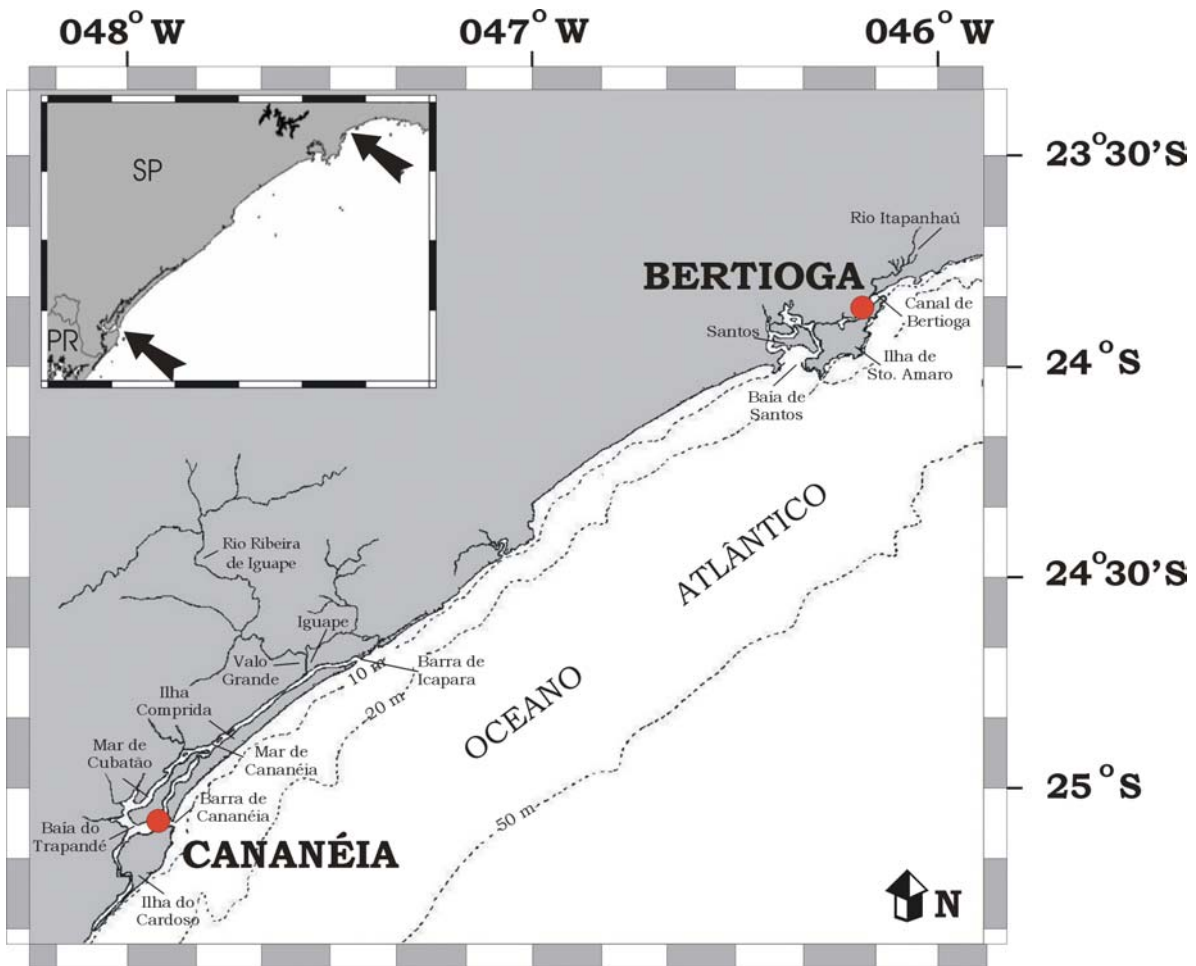


Figura 2.1 - Localização das áreas de estudo descritas no presente trabalho.

## 1.2 - OBJETIVOS

A hipótese científica que orienta o presente trabalho é:

“As circulações estacionárias do extremo sul do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e do Canal de Bertioiga são condicionadas basicamente pelas seguintes forças físicas: gradiente longitudinal de densidade, descarga de água doce e tensão de cisalhamento do vento.”

A fim de verificar esta hipótese, o objetivo geral deste trabalho é descrever a circulação estacionária da porção sul do sistema estuarino-lagunar de Cananéia e do Canal de Bertioiga, a partir da utilização de dados experimentais e de modelos analíticos. Dentre os objetivos específicos, podem ser ressaltados:

- Simular e aferir quali-quantitativamente os perfis verticais estacionários do componente longitudinal de velocidade ( $u$ ) e de salinidade ( $S$ ), a partir dos dados experimentais;
- Determinar a importância de cada uma das forças que influenciam a circulação estuarina estacionária: a descarga de água doce, o gradiente longitudinal de densidade e o vento;
- Avaliar a variabilidade espaço-temporal a que estão sujeitos esses dois sistemas estuarinos, já que o conjunto de dados utilizado nesta análise contempla amostras em diferentes locais, fases lunares e épocas do ano;
- Estimar valores médios para os coeficientes de viscosidade turbulenta e de difusão turbulenta de sal;
- Comparar os resultados dos diferentes modelos escolhidos.

### 1.3 - O SUL DO COMPLEXO ESTUARINO-LAGUNAR DE CANANÉIA-IGUAPE

O sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape está localizado no extremo sul do Estado de São Paulo, entre as coordenadas 24° 35' S; 047° 30' W e 25° 10' S; 048° 05' W. A Figura 1.2 mostra apenas a região a ser estudada no presente trabalho.

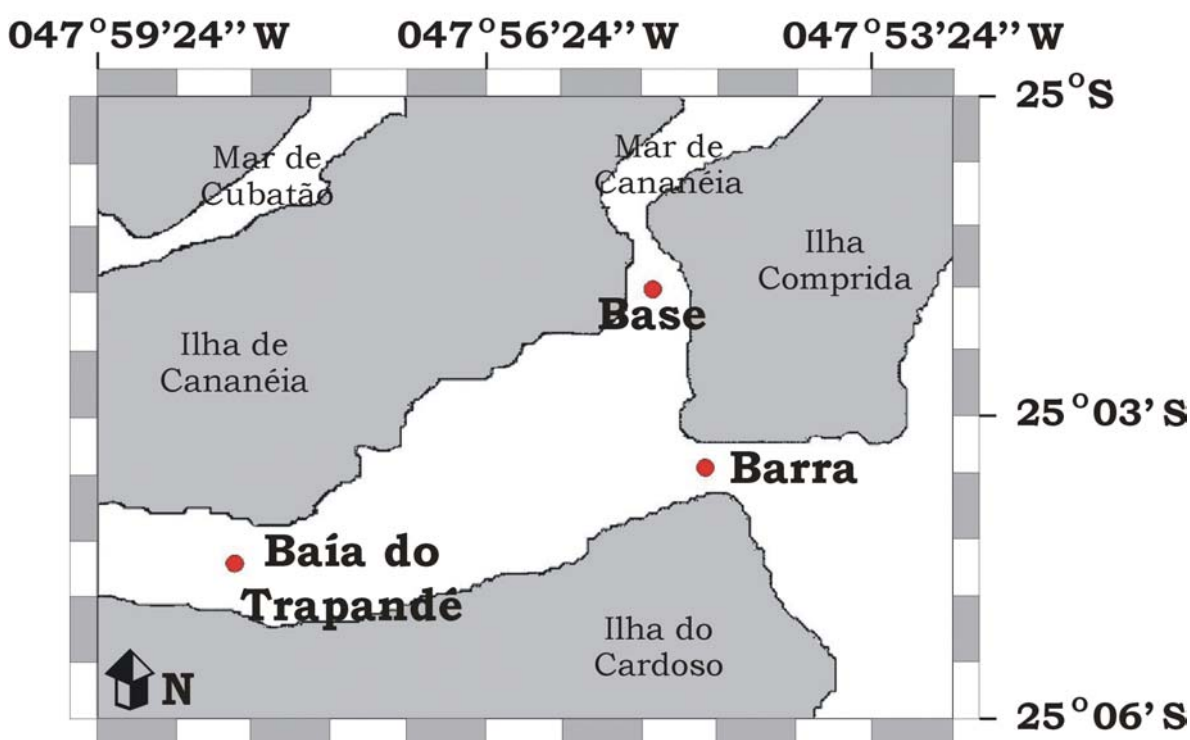


Figura 1.2 - Extremo sul do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e adjacências. Destaque para os locais de coleta a serem descritos neste trabalho. Modificado de Bérghamo (2000).

Em trabalho pioneiro, Besnard (1950) descreveu características a respeito da geografia e da gênese geológica da região, que foi classificada como “região lagunar”. O mesmo autor ainda utilizou o termo “Mar de Cananéia” para designar a porção do Mar Pequeno que banha a Ilha de Cananéia. Suguio & Martin (1978) também descreveram a formação geológica da região. Assim como na Baixada Santista, a planície costeira de Cananéia sofreu uma série de variações relativas do nível do mar, por meio de processos

regressivos e transgressivos. Segundo esses autores, tal formação teria se dado em cinco estágios principais, dentre os quais se destaca a Transgressão Cananéia, ocorrida há 120 mil anos. Atualmente, a região é formada por sedimentos marinhos pleistocênicos e holocênicos, além de material fluvio-lagunar e de origem cristalina pré-cambriana (Suguio & Martin, 1978).

O regime pluviométrico da região estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape está geralmente associado às estações do ano, com invernos secos e verões chuvosos, entre 70 mm mês<sup>-1</sup> e 325 mm mês<sup>-1</sup>, respectivamente (Wainer *et al.*, 1996). Em Cananéia, a umidade relativa do ar varia entre 87 % e 89 %; a temperatura do ar oscila entre 17,5 °C e 26 °C e os ventos são fracos, ficando entre 3 m s<sup>-1</sup> e 3,5 m s<sup>-1</sup> (Wainer *et al.*, 1996). De acordo com Occhipinti (1963), ventos de leste predominam no verão, enquanto no inverno observa-se a maior ocorrência de ventos do quadrante oeste.

Esse ambiente apresenta 75 km de extensão e é composto por um complexo sistema de corpos de água que circundam quatro ilhas: de Iguape, Comprida, de Cananéia – onde se situa a cidade de mesmo nome – e Ilha do Cardoso. Os corpos de água mais importantes são: Rio Ribeira do Iguape, Mar Pequeno, Mar de Cananéia, Mar de Itapitanguí, Mar de Cubatão e Baía do Trapandé (Figura 1.2 e Tabela 1.1). A área superficial total desses canais que compõem o sistema é de aproximadamente 115 km<sup>2</sup> (Miyao *et al.*, 1986). A região comunica-se com o oceano principalmente através da Barra de Cananéia e por meio da Barra de Icapara, próximo à cidade de Iguape (Figura 1.1). Com menor importância, há canais como o de Ararapira, ao sul do complexo, e o de Iguape, ao norte.

**Tabela 1.1 - Dimensões aproximadas de alguns dos principais corpos de água do sistema estuarino-lagunar de Cananéia. Fonte: Cartas Batimétricas No.1702 e 1703 - DHN.**

	<i>Largura (km)</i>	<i>Comprimento (km)</i>	<i>Profundidade (m)</i>
<i>Mar Pequeno</i>	1,5	50	6
<i>Mar de Cananéia</i>	1,5	25	6
<i>Mar de Cubatão</i>	1,5	25	5
<i>Baía do Trapandé</i>	4	7	5
<i>Mar de Itapitanguí</i>	3	8	4

A granulometria dos sedimentos de fundo no sistema estuarino-lagunar em questão foi caracterizada pelo predomínio de material arenoso cuja deposição está associada às variações pretéritas do nível do mar ali ocorridas, com aproximadamente 86 % do sedimento total (Tessler, 1982). Ainda segundo esse autor, a Baía do Trapandé – em direção à Ilha de Cananéia - e a foz do rio Ribeira de Iguape foram considerados locais de exceção, onde houve uma maior concentração de sedimentos mais finos, como as frações silte e argila. A fim de determinar a taxa de sedimentação na Ponta do Arrozal, no sul da Ilha de Cananéia, Saito *et al.* (1998) obtiveram razões que variaram entre 5,33 mm ano<sup>-1</sup> e 5,45 mm ano<sup>-1</sup>. Ao analisar a velocidade próximo ao fundo, Tessler (1982) afirmou que as condições de transporte de fundo refletiram um sistema de baixa energia, com alta resistência ao escoamento e transporte sedimentar muito limitado. Furtado *et al.* (1993) mostraram que, de maneira geral, ocorreu um aumento na quantidade de material em suspensão proporcionalmente a uma intensificação das velocidades de corrente, na região do Mar de Cananéia. As velocidades observadas foram capazes de manter em suspensão, e eventualmente de erodir, material sedimentar muito fino: de pelitos a areia fina.

Atualmente, o aporte fluvial no sistema estuarino-lagunar em questão se dá principalmente através do rio Ribeira de Iguape, cuja área de drenagem é de aproximadamente 23.350 km<sup>2</sup>, além da contribuição secundária de rios como o Taquari, Mandira, das Minas e Itapitangui que, juntos, drenam uma área em torno de 1339 km<sup>2</sup> (Mishima *et al.*, 1985). Essa bacia secundária será denominada neste trabalho de bacia de drenagem local.

Por volta do ano de 1841 foi construído um canal, denominado Valo Grande, ligando o Rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno. A vazão do Rio Ribeira passou a se dar quase que totalmente pelo Valo Grande, com apenas uma pequena parcela de água desembocando pelo antigo leito do Rio Ribeira de Iguape (GEOBRÁS, 1966).

Entretanto, em 1978, quando cerca de 70 % da vazão desse rio se dava através do Valo Grande (Teles & Suguio, 1997), foi construída uma barragem para restabelecer o antigo curso do rio. Nesta época, a área de drenagem continental ficou restrita à área de 1339 km<sup>2</sup> (Mishima *et al.*, 1985). Essa situação perdurou até janeiro de 1995, quando chuvas intensas destruíram a obra e o Ribeira de Iguape voltou a desaguar também no Mar Pequeno. Ao avaliar possíveis impactos geomorfológicos na região de Iguape devido ao



rompimento da barragem do Valo Grande, Teles & Suguio (1997) sugeriram que a abertura do canal parece não ter alterado significativamente a energia e a viscosidade do meio subaquático nas proximidades de Iguape.

Durante os quase 17 anos em que a barragem do Valo Grande permaneceu fechada, o aporte de água doce no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape ficou restrito à bacia de drenagem local. Segundo GEOBRÁS (1966), a vazão total média dessa bacia era da ordem de  $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . DAEE (1987) estimou uma descarga de aproximadamente  $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Mais recentemente, Bonetti Filho & Miranda (1997) obtiveram, por meio de diferentes métodos indiretos, vazões médias de  $43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e de  $91 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Também através de cálculos indiretos, Bérghamo (2000) estimou a vazão média total para a Bacia do Ribeira de Iguape e para a bacia de drenagem local, cujos resultados estão expostos na Tabela 1.2.

**Tabela 1.2 - Vazões totais ( $Q_T$ ) das bacias de drenagem do rio Ribeira de Iguape e da bacia de drenagem local, composta pelos rios Taquari, Mandira, das Minas e Itapitangui. Fonte: Bérghamo (2000).**

<i>Mês</i>	<i>Vazão Média Total da Bacia do Ribeira de Iguape (<math>\text{m}^3 \text{ s}^{-1}</math>)</i>	<i>Vazão Média Total da Bacia de Drenagem Local (<math>\text{m}^3 \text{ s}^{-1}</math>)</i>	<i>Vazão Média Total Resultante (<math>\text{m}^3 \text{ s}^{-1}</math>)</i>
<i>Jan</i>	<b>1615,4</b>	<b>100,7</b>	<b>1716,1</b>
<i>Fev</i>	<b>1499,2</b>	<b>94,4</b>	<b>1593,6</b>
<i>Mar</i>	<b>1751</b>	<b>110,1</b>	<b>1861,1</b>
<i>Abr</i>	<b>926,8</b>	<b>57,6</b>	<b>984,4</b>
<i>Mai</i>	<b>500,6</b>	<b>30,7</b>	<b>531,3</b>
<i>Jun</i>	<b>332,1</b>	<b>19,8</b>	<b>351,9</b>
<i>Jul</i>	<b>201,5</b>	<b>11</b>	<b>212,5</b>
<i>Ago</i>	<b>98,7</b>	<b>3,4</b>	<b>102,1</b>
<i>Set</i>	<b>437,6</b>	<b>25,8</b>	<b>463,4</b>
<i>Out</i>	<b>521,8</b>	<b>30,6</b>	<b>552,4</b>
<i>Nov</i>	<b>562</b>	<b>32,3</b>	<b>594,3</b>
<i>Dez</i>	<b>836</b>	<b>50,4</b>	<b>886,4</b>

A região de Cananéia e Iguape tem uma importância social, econômica e ecológica bastante relevante. Além disto, é um dos trechos mais estudados do litoral brasileiro e é classificado atualmente como Área de Preservação Ambiental (APA).

Apesar de uma série de estudos disponíveis, sua complexidade e tamanho dificultam a compreensão dos principais processos, especialmente os interanuais como o fechamento da barragem do Valo Grande (Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990). Mourão (1967) foi um dos primeiros pesquisadores a descrever os aspectos sócio-econômicos de Iguape-Cananéia e a defender o fechamento do Valo Grande como modo de alavancar o desenvolvimento econômico do setor pesqueiro na região, além de outros benefícios.

Na época, Tundisi (1969) avaliou que a região lagunar de Cananéia apresentava altos índices de produção de matéria orgânica pelo fitoplâncton. A região abriga cerca de 85 espécies de peixes (Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990), além de servir como berçário para vários organismos aquáticos de grande importância econômica, como os camarões e as ostras. Os manguezais constituem o principal ecossistema das terras úmidas desse ambiente estuarino-lagunar (Schaeffer-Novelli *et al.*, 1990).

A maior parte dos estudos de oceanografia física no complexo-estuarino-lagunar de Cananéia foi realizada nas imediações da Barra de Cananéia e no Mar de Cananéia, que foi caracterizado por Miyao (1977), Miyao *et al.* (1986) e Miyao & Harari (1989) como um canal raso fracamente estratificado forçado por marés semidiurnas. Lorenzetti (1976) estimou em aproximadamente 1 hora a defasagem entre a chegada da onda de maré a Cananéia e sua passagem pela Ilha do Bom Abrigo. Em 1983, Mesquita & Harari determinaram as constantes harmônicas dos componentes de maré de Cananéia e estimaram amplitudes médias: 1,2 m na sizígia e 0,25 m na quadratura. Já Miyao & Harari (1989) definiram valores extremos de amplitude para sizígia, 0,83 m, e para quadratura, 0,13 m. As marés astronômicas podem ter seus efeitos alterados devido a forçantes meteorológicas, como o vento de S-SE que é capaz de “empilhar” água na costa, o que pode afetar a circulação de sistemas estuarinos.

A ação de ondas superficiais de gravidade no interior do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape é reduzida. Isto porque não há campo de ação (*fetch*) suficiente para geração de ondas no interior do sistema, além das ondas geradas remotamente adentrarem

por pequenas extensões na Barra de Cananéia (Bonetti Filho, 1995). Estas ondas foram predominantemente de quadrante sudeste (GEOBRÁS, 1966). Segundo Miranda (1990), a influência local dos ventos na circulação média da região de estudo pode ser desconsiderada.

De acordo com a classificação proposta por Cameron & Pritchard (1963) e Officer (1977), o Mar de Cananéia pôde ser considerado como do tipo parcialmente misturado (Bonetti Filho, 1995 e Miranda *et al.*, 1995). Ainda segundo esses autores, a região era do Tipo 2a, pela classificação de Hansen & Rattray (1966) e, devido à pequena razão entre a amplitude da maré e a profundidade média, foi caracterizado pela dominância de maré de vazante. Miranda & Castro (1997) verificaram a alteração da classificação do Mar de Cananéia, antes e após o rompimento do Valo Grande, passando do Tipo 2a para o Tipo 2b; ambos parcialmente misturados, mas com aumento da estratificação vertical no último caso. Ao analisar a circulação e os processos de mistura do Mar de Cananéia sob condições de sizígia antes do rompimento da barragem do Valo Grande, a partir de estação fixa, Miranda *et al.* (1995) e Bonetti Filho (1995) observaram que aproximadamente todo o fluxo de sal estuário acima foi ocasionado por difusão turbulenta, enquanto a advecção assumiria um papel desprezível nesse fluxo.

Os primeiros estudos sobre a propagação da onda de maré no complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape foram de O’Leary, em 1920 (Miniussi, 1959). Nesse estudo, teria sido identificado o que é conhecido como o mais importante “tombo das águas” desta região, localizado no Mar Pequeno, onde ocorre o encontro das ondas de maré provenientes da Barra de Icapara e da Barra de Cananéia. Tessler (1982) corroborou a presença do tombo através da análise de sedimentos de fundo, que se mostraram muito finos e mal selecionados. Miyao & Andrade (1984) observaram um tombo no Mar Pequeno, pouco mais ao norte do que o esperado, em medição feita entre 1983 e 1984. Também concluíram que “a ação da onda de maré que entra pela Barra de Cananéia, comparativamente à de Icapara, é muito maior e dominante”. Ao estudar com mais detalhes o comportamento da onda de maré na área, Miniussi (1959) observou também a presença de um segundo “tombo”: nas imediações do “Rio Guapara” – córrego Iriariaia-Açú, no Mar de Cubatão. Evidências sedimentológicas pareciam confirmar a presença desse segundo tombo (Kutner, 1962), mas Tessler (1982) descartou tal hipótese. Miniussi (1959) e Kato (1966) sugeriram

que um ramo mais intenso da onda de maré seguia em direção à Baía do Trapandé e Mar de Cubatão, enquanto um ramo secundário seguiria pelo Mar de Cananéia.

Segundo Miyao *et al.* (1986), as águas no verão tinham salinidades médias mais altas do que no inverno, em torno de 2 unidades; já a variação local da salinidade apresentou-se verticalmente homogênea em torno das correntes máximas de enchente e vazante, enquanto uma ligeira estratificação se fez presente durante os períodos de estofa. Esses autores também concluíram que as menores salinidades do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape foram encontradas nas imediações do “tombo das águas”, onde provavelmente ocorreram os maiores tempos de residência das águas devido ao encontro das ondas de maré, com sentidos opostos.

Antes do fechamento do Valo Grande em 1978, a salinidade variava entre 1 e 33, enquanto após o fechamento o que se observou foi uma menor variabilidade na salinidade, indo de 17 a 35; já a temperatura não sofreu alteração significativa (Mishima *et al.*, 1985). Miranda & Castro (1997) observaram, em estudo no Mar de Cananéia após o rompimento do Valo Grande, uma redução da salinidade média de 32,5 para 27,4. Ao tentar determinar o impacto do rompimento da barragem do Valo Grande na distribuição de salinidade da região através da aplicação de um modelo analítico e aferido com dados experimentais, Alfredini & Santos (1998) concluíram que as melhores simulações foram reproduzidas no “Mar Pequeno de Cananéia”, sob condições de sizígia e na maré alta.

Kato (1966) descreveu uma estratificação vertical relativamente grande na salinidade no Mar de Cananéia, entre 14 e 28, em detrimento de condições verticalmente homogêneas na Baía do Trapandé e no Mar de Cubatão, com variações de 19,8 a 22,4 e 21,5 a 28,6, respectivamente. Já com relação à distribuição longitudinal de salinidade, observou variações na superfície de 2,25 no Mar Pequeno a 23,6 na Barra de Cananéia. Entre os mesmos pontos, o gradiente salino no fundo oscilou entre 6,6 e 33,8. Miyao (1977) ressalta que foi observada uma ligeira variação lateral da salinidade na seção transversal do Mar de Cananéia, nas proximidades da base do IOUSP, sendo a porção próxima à Ilha de Cananéia mais salina do que nas imediações da Ilha Comprida. No verão de 1991, através da realização de estação fixa no Mar de Cananéia sob condições de sizígia, Miranda *et al.* (1995) descreveram condições hidrográficas bastante homogêneas: temperatura variando entre 27 ° C e 28 ° C e salinidade indo de 29 a 35. No caso da salinidade, os valores

mínimos foram observados de 2 horas a 3 horas após a baixamar; os máximos, de 1 hora a 2 horas depois da preamar. Esse comportamento indicou, ainda segundo os autores citados, a influência da advecção de águas de baixa salinidade do Mar Pequeno e de águas mais salinas da região costeira adjacente, respectivamente. Para Bonetti Filho (1995), o fechamento do Valo Grande pode ter sido o fator responsável pela diminuição na estratificação vertical halina nas imediações da Ponta do Arrozal, Mar de Cananéia.

As velocidades, onde o componente longitudinal é mais intenso do que o transversal, podem ser observadas na Tabela 1.3. As máximas velocidades observadas foram de  $0,1 \text{ m s}^{-1}$ , em superfície durante a vazante e de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ , a meia profundidade durante a enchente. Em ambos os casos, as velocidades máximas ocorreram de 1 hora a 1,5 horas antes dos respectivos picos na altura de maré, o que caracterizou uma propagação da onda de maré do tipo mista, entre a estacionária e a progressiva (Miranda *et al.*, 1995). Conforme ressaltado por Bonetti Filho (1995), tanto a Ponta do Arrozal quanto a Pedra da Paixão, em Iguape, representaram trechos com estreitamento do canal, o que fez com que os valores amostrados fossem representativos para condições máximas - e não médias - do eixo Mar de Cananéia e Mar Pequeno. Tessler (1982) observou que as correntes na Baía do Trapandé foram mais intensas nas imediações da Ilha do Cardoso, enquanto a porção central da baía e a margem em direção à Ilha de Cananéia apresentaram correntes de menor magnitude.

**Tabela 1.3 - Velocidades máximas de enchente e vazante observadas durante o período mínimo de um ciclo de maré na região (13 horas).**

<i>Autor</i>	<b>Local</b>	<i>Veloc. Máx. de Enchente (<math>m \text{ s}^{-1}</math>)</i>	<i>Veloc. Máx. de Vazante (<math>m \text{ s}^{-1}</math>)</i>
<i>GEOBRÁS (1966)</i>	<b>Barra de Icapara</b>	<b>1,1</b>	<b>1,5</b>
<i>GEOBRÁS (1966)</i>	<b>Pedra da Paixão</b>	<b>0,9</b>	<b>1,3</b>
<i>Miyao (1977)</i>	<b>Ponta do Arrozal</b>	<b>0,7</b>	<b>1,2</b>
<i>Miyao (1977)</i>	<b>Mar de Cubatão</b>	<b>0,6</b>	<b>0,7</b>
<i>Miyao (1977)</i>	<b>Pedrinhas</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>
<i>Miyao (1977)</i>	<b>Iguape</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>
<i>Miranda et al.(1995)</i>	<b>Mar de Cananéia</b>	<b>0,5</b>	<b>1</b>
<i>Bonetti Filho (1995)</i>	<b>Mar de Cananéia</b>	<b>0,69</b>	<b>0,75</b>
<i>Bonetti Filho (1995)</i>	<b>Mar de Cananéia</b>	<b>0,65</b>	<b>0,84</b>

Segundo Miranda *et al.* (1995), o perfil da velocidade média no Mar de Cananéia indicou um fluxo em direção ao oceano nas camadas mais superficiais e, nas mais profundas, o sentido contrário. Esse padrão caracterizou um estuário parcialmente misturado com circulação gravitacional marcada. De acordo com os autores acima citados, a profundidade onde se deu a reversão no sentido da corrente média foi a 2,5 m aproximadamente (em uma profundidade total de 5,8 m). O estudo de Bonetti Filho (1995) apontou uma profundidade de inversão na corrente por volta dos 3,7 m, num total de 6,5 m. Estudo de Miyao & Harari (1989) no Mar de Cananéia mostrou velocidades de vazante maiores do que as de enchente, enquanto as enchentes levaram mais tempo do que as vazantes. A partir de conclusão semelhante, Bonetti Filho (1995) classificou a região como um delta de maré vazante.

A partir da aplicação de modelo analítico bidimensional feita por Miranda (1990) e da análise do comportamento da velocidade longitudinal média ao longo de ciclos de maré, realizada por Miranda & Castro (1996), as principais forçantes identificadas, sob condições estacionárias, foram o gradiente longitudinal de salinidade e a descarga de água doce. Já em Miranda *et al.* (1995), observou-se que a circulação foi forçada principalmente pela maré, enquanto coube ao componente baroclínico da força de gradiente de pressão um efeito secundário. Com o modelo analítico ajustado, Miranda (1990) concluiu que os melhores resultados se deram sob condições de ausência de vento e baixa descarga de água doce,  $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Miranda & Castro (1996) observaram que a descarga de água doce, em direção ao oceano adjacente, e a deriva de Stokes, com sentido para o interior do estuário, foram os principais componentes no transporte de sal no Mar de Cananéia. Miyao (1977) estimou que aproximadamente  $7 \times 10^6 \text{ m}^3$  de água são advectados para fora do canal do Mar de Cananéia, por ciclo de maré. Também determinou que o tempo necessário para substituir metade da água de um segmento no Mar de Cananéia, com extensão semelhante à da incursão da maré, era em torno de 1 a 8 dias, sem considerar forçantes meteorológicas. Além disso, citou que a descarga de água doce proveniente dos rios foi mais eficiente na renovação das águas do que a influência da maré.

## 1.4 - O CANAL DE BERTIOGA

O Canal de Bertioga está localizado na região da Baixada Santista, São Paulo, entre as coordenadas  $23^{\circ} 51'30''$  S;  $046^{\circ} 08' W$  e  $23^{\circ} 55' S$ ;  $046^{\circ} 18'30'' W$ , e separa a Ilha de Santo Amaro do continente. O Canal de Bertioga apresenta duas extremidades livres: uma para o Oceano Atlântico, próximo à cidade e à praia de Bertioga; outra com o complexo estuarino de Santos. (Figura 1.3).



Figura 1.3 - Canal de Bertioga e adjacências. Destaque para os locais de coleta a serem descritos neste trabalho.

A região do Canal de Bertioga serviu como divisor entre as planícies costeiras de Santos e de Bertioga, cujas formações remontam há cerca de 120.000 anos atrás, durante o máximo da Transgressão Cananéia (Martin & Suguio, 1989). De acordo com Suguio & Martin (1978), o canal, por sua vez, originou-se há 6700 anos, na Transgressão Santos. Há cerca de 3700 anos, o canal teria adquirido sua geomorfologia atual. Segundo CETESB (1978), a base geológica da região em estudo se divide em embasamento cristalino e cobertura sedimentar cenozóica.

De acordo com DAEE (1998), o regime de chuvas na região de Bertioga foi caracterizado por apresentar as maiores precipitações no verão, em torno de 367 mm mês<sup>-1</sup>, enquanto os valores mais baixos foram observados durante o inverno, por volta de 92 mm mês<sup>-1</sup>. Os índices pluviométricos na região são relativamente altos devido ao efeito orográfico causado pela proximidade da Serra do Mar, associado à influência de frentes frias e de chuvas convectivas (Martin & Suguio, 1989).

A umidade relativa média do ar na Baixada Santista variou entre 84% e 88,5% ao longo do ano. A temperatura média do ar oscilou entre 20,7 °C e 22 °C. Ao contrário da temperatura, a pressão atmosférica apresentou máximos valores durante o inverno e mínimos no verão. O padrão de ventos foi caracterizado por calmas durante 51,8 % do tempo, onde o vento dominante foi de quadrante sul. No verão houve uma intensificação dos ventos de leste, enquanto no inverno foram observados ventos de sudoeste (CETESB, 1978)

A extensão do canal é de aproximadamente 25 km, com profundidades de até 15 m na região da Barra de Bertioga. A largura do canal varia entre 40 m e 1000 m. Entre a Barra de Bertioga e o Largo do Candinho são observadas as maiores larguras, enquanto que a oeste deste largo o canal sofre um estreitamento. Segundo Miranda *et al.* (1998), esse estreitamento reduz significativamente a troca de água e de sal entre o Canal de Bertioga e o complexo estuarino de Santos.

A composição sedimentar do fundo do Canal de Bertioga variou entre areia e argila. Enquanto nas proximidades do Largo do Candinho observou-se o predomínio de material siltico-argiloso, as duas extremidades do canal são caracterizadas por sedimentos mais arenosos (Eichler, com. pessoal). Em estudo realizado por FUNDESPA (1991), entre a barra de Bertioga e o Largo do Candinho, verificou-se um predomínio de 99,77 % de material arenoso nas imediações da barra, enquanto no Largo do Candinho prevaleceu material siltico-argiloso, com aproximadamente 96,75 % do material sedimentar total.

Essa distribuição granulométrica pode estar associada ao comportamento das ondas de maré que entram no Canal de Bertioga, tanto pela barra como pelo complexo estuarino de Santos, que é a outra extremidade do canal. O Largo do Candinho corresponde à região de tomo no canal, isto é, onde as ondas de maré, que entraram em sentidos contrários pelas extremidades do canal, têm suas velocidades reduzidas próximo a zero.



Isso faz com que as águas movimentem-se com velocidades inferiores às velocidades críticas de erosão, o que minimiza o efeito do transporte sedimentar de fundo e caracteriza o Canal de Bertioiga como um corredor de sedimentos transportados em suspensão. Por isso, o Largo do Candinho foi caracterizado como uma das poucas áreas do estuário santista em que se depositam predominantemente sedimentos argilosos e com alta porcentagem de matéria orgânica (Fúlfaro & Ponçano, 1976).

O aporte fluvial no Canal de Bertioiga é bem inferior ao observado para o Complexo Estuarino - Lagunar de Cananéia. Além de rios com descargas relativamente pequenas, como o Crumaú, Maratanua, Trindade, Cabuçu, Perequê, Tia Maria e Caiubura, pode-se destacar o Rio Itapanhaú. Sua área de drenagem é de aproximadamente 260 km<sup>2</sup> e esse rio é o principal responsável pelo aporte de água doce no Canal de Bertioiga. Sua desembocadura está a aproximadamente 2,5 km a oeste da barra. Em média, a descarga média máxima de água doce do Rio Itapanhaú foi de 10 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Miranda *et al.*, 1998). Segundo DAEE (1998), as vazões médias na cabeceira do Rio Itapanhaú, entre os anos de 1965 e 1974, foram maiores no período de verão, enquanto os menores valores foram observados nas épocas de inverno (Tabela 1.4).

**Tabela 1.4 - Vazão média na cabeceira do Rio Itapanhaú entre os anos de 1965 e 1974. Fonte: DAEE (1998).**

Mês	Vazão Média (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
Jan	5
Fev	4,1
Mar	3,7
Abr	3,9
Mai	2,9
Jun	1,8
Jul	1,4
Ago	1,7
Set	1,7
Out	3
Nov	3,7
Dez	3,8

O Canal de Bertioiga e adjacências também têm grande importância social, econômica e ambiental, assim como a região estuarino-lagunar de Cananéia – Iguape. Nas imediações do

canal encontra-se o maior porto do Brasil e o complexo industrial de Cubatão. Além disso, o próprio canal é utilizado para fins recreativos, turísticos e para a pesca. Cerca de 17 espécies de peixes foram encontradas na região (FUNDESPA, 1991) e são exploradas pelas pescas artesanal e esportiva. Aproximadamente 21 espécies de crustáceos e 16 de moluscos também habitavam os manguezais do Canal de Bertioga (Schaeffer-Novelli, 1986). Segundo Soares (1997), a pesca era a principal atividade econômica do município de Bertioga. Mais recentemente, o turismo vem se desenvolvendo como uma fonte de renda alternativa para a região.

Afora a importância ecológica de uma região estuarina como a do Canal de Bertioga, também foram encontrados nessa região os mangues com melhor desenvolvimento estrutural da Baixada Santista (Schaeffer-Novelli, 1986), com uma área aproximada de 23 km<sup>2</sup> (Herz, 1991). Em função da proximidade do Canal de Bertioga a complexos portuários e industriais, além da urbanização crescente nas proximidades, essa região esteve sujeita a freqüentes problemas ambientais, como derrames de óleo (Schaeffer-Novelli, 1984 e 1986; Ponte *et al.*, 1987; Lamparelli *et al.*, 1997) e desmatamentos de mangues (CETESB, 1988 e Herz, 1991).

Apesar de não haver qualquer comprovação científica a respeito, o trânsito de embarcações de passeio – geralmente com velocidades altas - ao longo do canal pode afetar a estabilidade e contribuir com a erosão das margens, principalmente nas imediações dos manguezais, zona de menor largura do Canal de Bertioga. As ondas geradas pelas embarcações parecem, inclusive, ser mais efetivas e intensas do que aquelas porventura causadas pelo vento.

Os primeiros estudos hidrodinâmicos realizados no canal foram realizados nas imediações da Base Aérea de Santos e divulgados em IPH (1977). O Canal de Bertioga é forçado por marés mistas predominantemente semidiurnas, de amplitude moderada, podendo variar entre 0,73 m e 1,5 m (Fúlfaro & Ponçano, 1976 e Miranda *et al.*, 1998). A penetração da onda de maré no interior do canal se dá através das duas extremidades, Barra de Bertioga e Base Aérea, e o “tombo das águas” ocorre no Largo do Candinho. De acordo com a classificação proposta por Defant (1960), Miranda *et al.* (1998.) obtiveram como número de forma 0,32 (K1+O1/M2+S2). Ainda segundo esses autores, as marés na região

foram caracterizadas por uma significativa desigualdade diurna e por uma considerável modulação, de acordo com a fase lunar.

O regime de ondas de gravidade na região costeira adjacente ao Canal de Bertioga é pouco conhecido. IPT (1994) sugere um padrão de circulação para esse setor da costa, e Martins (2000), através de observações visuais e de fotografias aéreas, propõe que o clima de ondas na Praia de Bertioga ocorra principalmente na orientação sul-sudeste. Ainda segundo esse autor, a presença de um promontório rochoso - a Ponta da Armação - em frente à desembocadura do Canal de Bertioga serve como anteparo à aproximação das ondas dos quadrantes sul e sudeste, além de ocasionar processos de difração nos trens de onda incidentes nessa porção da praia. A interação desses processos sugere a presença de correntes de deriva litorânea com direção sudoeste nas imediações da barra do Canal de Bertioga.

De acordo com classificação proposta por Hansen & Rattray (1966), Miranda *et al.* (1998) mostraram que, durante um experimento de inverno, a Barra de Bertioga foi classificada como parcialmente misturada, variando do Tipo 2b, sob condições de quadratura, para o Tipo 2a, em sizígia. Na primeira condição os processos advectivo e de difusão turbulenta contribuíram igualmente ( $v \sim 0,5$  ou 50%) para o transporte de sal estuário acima. Entretanto, na sizígia, o aumento do cisalhamento vertical da corrente intensificou a erosão do gradiente vertical de salinidade, diminuindo a estabilidade vertical da coluna de água; em consequência, 90% do transporte de sal passou a ser gerado por difusão turbulenta. Para esse experimento, a difusão turbulenta foi o principal mecanismo de mistura e a advecção devido à descarga de água doce assumiu importância secundária (Miranda *et al.*, 1998). Também observaram que, sob condições de quadratura, o Canal de Bertioga foi parcialmente misturado com estratificação significativa próximo à desembocadura do Rio Itapanhaú, além de uma tendência a se tornar mais misturado em direção ao Largo do Candinho. Já durante a sizígia, o canal passou a ser moderadamente estratificado e bem misturado próximo às suas porções mais interiores.

A temperatura no canal variou entre 18,4 °C e 20,3 °C. A salinidade oscilou entre 8, na superfície, e 33 no fundo. Ao comparar a salinidade com a altura da maré, Miranda *et al.* (1998) observaram que as variações de salinidade encontravam-se em fase com a altura de maré, indicando o efeito advectivo de águas de origem costeira no interior do canal. As

máximas intensidades do componente longitudinal que, em geral, eram de maior magnitude do que o transversal de velocidade foram de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  na enchente e de  $0,9 \text{ m s}^{-1}$  na vazante. As velocidades em sizígia foram mais intensas do que as de quadratura. Os extremos na velocidade ocorreram na forma de núcleos a aproximadamente 2,5 m abaixo da superfície (profundidade total de 5,6 m), e liderando os picos na altura de maré de 2 a 3 horas na enchente e de 3 a 4 horas na vazante. Já a reversão no sentido das correntes ocorreu de 1 a 2 horas antes da preamar e da baixamar. Além disso, os períodos de estofa não foram observados simultaneamente ao longo de toda a coluna de água. Essas características ocasionaram, segundo os autores acima citados, dissipação na energia da maré devido ao atrito com o fundo e conferiram à onda de maré observada no Canal de Bertioiga um caráter misto, entre uma onda progressiva e uma onda estacionária.

Tanto sob condições de quadratura como de sizígia, as velocidades médias ao longo do ciclo de maré nas camadas mais superficiais foram em direção à barra de Bertioiga, enquanto nas camadas mais inferiores observou-se um fluxo no sentido contrário. Vale ressaltar que esse comportamento foi observado em um ponto de coleta próximo à Barra de Bertioiga (Miranda *et al.*, 1998). A mudança de sentido nos valores médios de velocidade foi observada entre 2,5 m e 3 m de profundidade. Esse padrão de circulação recebe o nome de circulação gravitacional, e foi intensificado sob condições de quadratura graças a uma maior estratificação vertical da salinidade. Essas características confirmaram o comportamento parcialmente misturado do Canal de Bertioiga, resultado da mistura de águas oceânicas com águas de origem continental.

De acordo com as velocidades médias ao longo do ciclo de maré e na coluna de água, observou-se um fluxo médio em direção ao oceano, decorrente da descarga de água doce do Rio Itapanháú (Miranda *et al.*, 1998). Os principais componentes no transporte de sal para o experimento de quadratura foram o fluxo médio advectivo de sal em direção ao oceano e a contribuição dispersiva da circulação gravitacional. Já na sizígia os componentes mais importantes no transporte de sal foram o fluxo médio e a correlação da maré. A diminuição relativa na intensidade dos processos advectivos no transporte de sal, da quadratura para a sizígia, também foram observados através da análise do diagrama estratificação-circulação. Esse comportamento indicou uma boa correlação entre os resultados práticos e teóricos (Miranda *et al.*, 1998). Miranda e Castro (1991) estimaram o

volume de água doce, o tempo de descarga (Officer, 1976) e a taxa de renovação das águas no Canal de Bertioiga, sob condições de quadratura e sizígia (Tabela 1.5).

**Tabela 1.5 - Estimativas das taxas de renovação das águas no Canal de Bertioiga (Miranda & Castro, 1991).**

<i>Fase Lunar</i>	<i>Volume de Água Doce (<math>10^6 m^3</math>)</i>	<i>Tempo de Descarga (dias)</i>	<i>Tempo de Descarga (ciclos de maré)</i>	<i>Taxa de Renovação (% ciclos de maré<sup>-1</sup>)</i>
<i>Quadratura</i>	<b>8,5</b>	<b>2,1</b>	<b>4,1</b>	<b>24,4</b>
<i>Sizígia</i>	<b>6,5</b>	<b>4</b>	<b>7,7</b>	<b>12,9</b>

## 2 - DADOS EXPERIMENTAIS E TRATAMENTO NUMÉRICO

Como citado no Capítulo 1, um dos objetivos deste trabalho é aferir modelos analíticos estacionários, uni e bidimensionais, cujas incógnitas são o componente longitudinal da velocidade ( $u$ ) e a salinidade ( $S$ ) a partir de dados de campo. Para tanto, foram analisadas a região sul do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e o Canal de Bertioxa. As metodologias de coleta dos dados foram, em linhas gerais, semelhantes. O que diferiu foram os tipos de equipamento utilizados. O presente trabalho constou das seguintes etapas (Figura 2.1):



Figura 2.3 - Representação esquemática do desenvolvimento do presente trabalho.

A presença das correntes de maré e os processos de mistura introduzem periodicidades que podem ser eliminadas com o cálculo de valores médios ao longo de ciclos de maré. Para tanto, devem ser realizadas amostragens em intervalos de tempo regulares, em escalas que vão desde um ciclo de maré, no mínimo, até séries temporais de

meses a anos. Desta maneira, tenta-se obter o comportamento estacionário, médio, de um determinado ambiente.

Amostragens de duração equivalente a poucos ciclos de maré e que ocorram durante eventos meteorológicos anormais, ou que sejam forçadas por ventos, podem apresentar resultados pouco representativos das condições estacionárias do ambiente considerado (Miranda, 1998). Ainda segundo esse autor, as maiores variabilidades encontraram-se entre 2 e 20 dias, em resposta à influência das forçantes geradas pelos parâmetros meteorológicos, ventos e pressão. Em estudo sobre o estuário Potomac no ano de 1976, A. J. Elliot observou uma grande variabilidade das médias temporais de velocidade da corrente entre ciclos de maré, onde puderam ser observadas inclusive inversões na direção da corrente (Miranda, 1998). Weisberg (1976), ao estudar uma região estuarina forçada principalmente pelo vento, sugeriu que amostragens durante poucos ciclos de maré podiam comprometer a qualidade dos resultados. Para evitar este problema, propôs uma formulação matemática para determinar o tempo mínimo de amostragem aliado a valores das intensidades do vento e correntes, além do erro estimado. Dyer (1997) afirma que medidas coletadas ao longo de poucos ciclos de maré podem ser pouco representativas das condições médias de um estuário e que o mesmo pode raramente atingir condições estacionárias. Entretanto, o vento local parece não ser a forçante predominante nas duas regiões de estudo. Para Cananéia, Miranda (1990) mostra que a influência do vento local na circulação estacionária da região é desprezível.

A amostragem do comportamento médio também pode ser feita ao longo de vários ciclos de maré, através do fundeio de equipamentos com sensores para a medida das propriedades de interesse, em um determinado ponto e que pode se prolongar por períodos de horas a meses. Evidentemente quanto maior a quantidade de dados, mais realística será a informação obtida. Entretanto, tal metodologia tem uma grande desvantagem: o custo financeiro. Para se obter uma informação detalhada da estrutura de velocidade e de temperatura e salinidade, é necessária a instalação de vários equipamentos na linha de fundeio. Por exemplo, devem ser feitas pelo menos 5 medidas na coluna de água dessas três propriedades. Para se atingir este número a partir da instalação de um fundeio, são precisos 5 correntógrafos com sensores de pressão (profundidade), temperatura e salinidade ou um equipamento do tipo ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) além de 5 equipamentos

CTD (Condutividade, Temperatura e Pressão). Vale ressaltar que, com uma estrutura dessas, apenas um ponto poderá ser amostrado e o custo de medidas semelhantes a esta realizadas simultaneamente é proporcional ao número de pontos que se deseja realizar. Na metodologia de estação fixa, apesar de um tempo de amostragem menor, vários pontos distintos podem ser amostrados em um curto espaço de tempo, por exemplo, em dias consecutivos com apenas uma correntógrafo equipado com CTD. Ainda a respeito do sistema de fundeio, não se pode deixar de considerar que os estuários são ambientes de intensa atividade biológica, e vários organismos se aderem à superfície dos equipamentos, podendo interferir ou mesmo inviabilizar o funcionamento dos sensores de medida em um curto espaço de tempo, em torno de alguns dias.

Os trabalhos de campo foram realizados através de estações fixas, durante pelo menos um ciclo de maré que, em região forçada principalmente por maré semi-diurna, é de 13 horas. Durante este período, foram realizadas medições horárias de temperatura, salinidade, direção e intensidade da corrente em toda a coluna de água, a intervalos regulares de profundidade. A medida mais próxima do fundo era feita em torno de 1 m acima do mesmo e, posteriormente, extrapolada para as profundidades abaixo desse nível. No fundo, assume-se o princípio de aderência, onde a velocidade é considerada nula.

A fim de minimizar as influências das variações da maré na profundidade de coleta, optou-se pela utilização da profundidade adimensional (coordenadas sigma)  $Z=z/h$  ( $z$  e  $h$  denotam as profundidades de coleta e local, respectivamente), segundo metodologia proposta por Kjerfve (1975). Ainda segundo esse autor, tal procedimento conserva a forma dos perfis verticais, inclusive na superfície e proximidades do fundo. As medidas foram interpoladas ao longo da coluna de água, desde a superfície até o fundo, em intervalos de  $Z/10$ .

Os valores de velocidade foram decompostos nos componentes longitudinal e transversal. Neste cálculo, consideram-se ainda a declinação magnética local e a inclinação do eixo principal do canal com relação ao norte geográfico. A convenção dos componentes longitudinais a serem consideradas no presente trabalho variou de acordo com o local e encontram-se descritas mais adiante.

Foram feitas médias temporais da temperatura, salinidade ( $S$ ) e intensidade do componente longitudinal da velocidade ( $u$ ) para cada profundidade adimensional



considerada. A salinidade foi calculada com o algoritmo da Escala Prática de Salinidade, EPS-1978 (UNESCO, 1981). Entretanto, devido aos desvios da composição iônica da massa de água estuarina, a precisão da salinidade nessa escala é de  $\pm 0,03$  (Millero, 1984). O processamento dos dados considerados neste trabalho, conforme procedimento descrito acima, seguiu metodologia adotada por Bérghamo (2000).

Um dos objetivos da oceanografia física de estuários é descrever a circulação, a distribuição espacial e local de propriedades, e os correspondentes fluxos e transportes. Para tanto, torna-se necessário o cálculo do valor médio de  $u$  e  $S$  nos domínios do espaço e do tempo. O valor espacial médio da velocidade  $u$  é dado pela Equação 2.1:

$$\bar{u}(t) = \frac{1}{10} \left[ \frac{u(0,t)}{2} + \sum_j u(Z_j,t) + \frac{u(1,t)}{2} \right], \quad (2.1)$$

onde  $j=1,2,\dots$  e  $t$  é o instante de tempo no qual foram obtidos os dados experimentais.

A média temporal de  $u$  é dada pela Equação 2.2:

$$\langle u(Z_j) \rangle = \frac{1}{n} \left[ \frac{u(Z_j;t_0)}{2} + \sum_{k=1}^{n-1} u(Z_j;t_k) + \frac{u(Z_j;t_n)}{2} \right], \quad (2.2)$$

onde  $n$  corresponde ao instante final da amostragem e  $k=1,2,\dots,n-1$ . Nessa equação, os valores de  $u$  nos instantes inicial ( $t_0$ ) e final ( $t_n$ ) são ponderados pelo fator  $\frac{1}{2}$ , pois eles são considerados representativos para o intervalo  $\frac{1}{2} \Delta t$  (Figura 2.2). Para  $S$ , as médias espaço-temporais seguem procedimento matemático idêntico ao descrito para  $u$ .

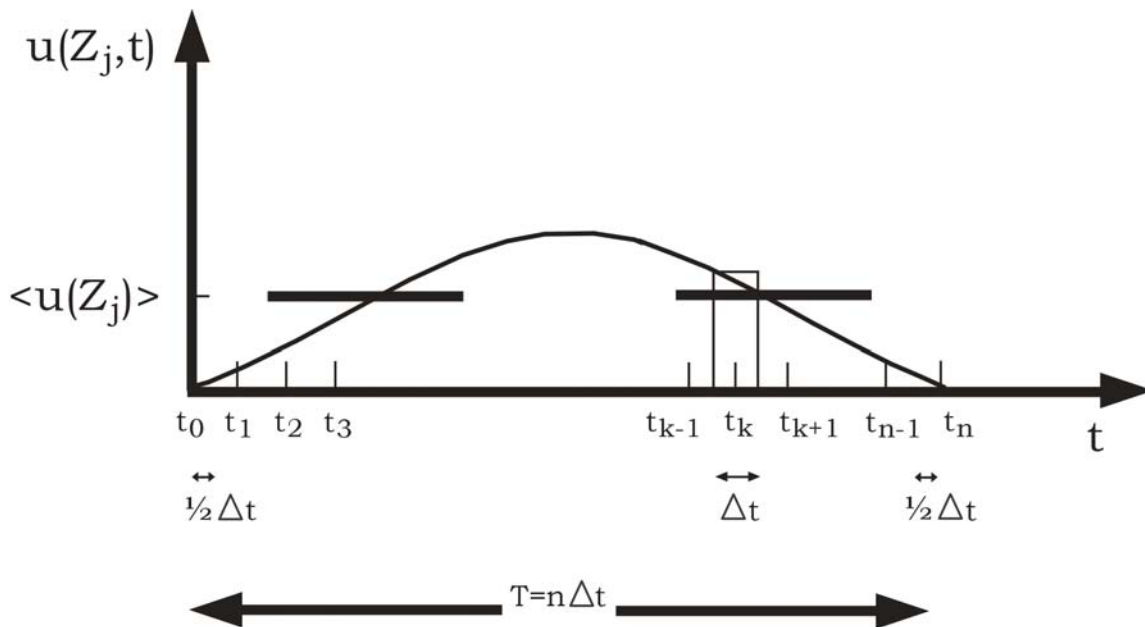
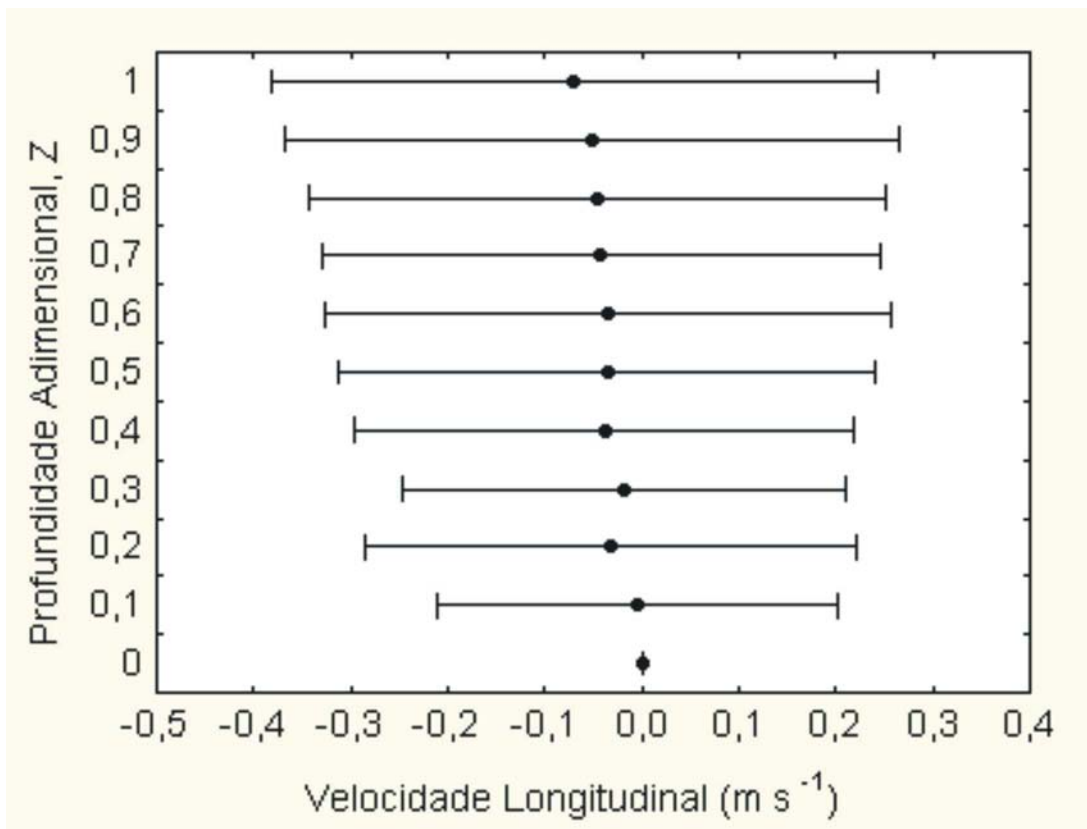


Figura 4.2: Seqüência esquemática de medidas em função do tempo. Nos instantes  $t_0$ ,  $t_n$  e  $t_k$  elas são representativas para os intervalos  $t_1-t_0$ ,  $t_n-t_{n-1}$  e  $t_{k+1}-t_{k-1}$ , respectivamente. Fonte: Miranda (1998).

Determinados os perfis verticais médios de  $u$  e  $S$ , foram calculados os respectivos desvios padrão ao longo do ciclo de maré considerado, com nível de significância de 0,95. Esse procedimento foi adotado a fim de facilitar a compreensão da variabilidade de  $u$  e  $S$  em torno do comportamento médio dessas propriedades. Para exemplificar, pode-se citar um perfil médio de velocidade com baixos valores ao longo de um ciclo de maré (Figura 2.3). Pode-se pensar inicialmente que se trata de uma condição de pequena variabilidade da velocidade no período amostrado. Entretanto, as correntes de enchente e de vazante tiveram intensidades semelhantes, o que resultou em um perfil médio cujas velocidades aproximaram-se de zero. Essa situação é observada principalmente sob condições de enfraquecimento do efeito da descarga de água doce e intensificação da maré, baixa vazão fluvial e sizígia, respectivamente.



**Figura 2.3:** Perfil de velocidade longitudinal ( $\text{m s}^{-1}$ ). O símbolo  $\bullet$  representa os valores médios da velocidade em diferentes extratos da coluna de água, enquanto as barras indicam o desvio padrão dessa propriedade com uma confiabilidade estatística de 0,95.

Em seguida, foram realizados os ajustes dos perfis teóricos dessas propriedades aos experimentais. Os resultados teóricos foram gerados por diferentes modelos analíticos uni e bidimensionais a serem descritos no próximo capítulo. Os parâmetros desses modelos foram alterados em função do ajuste obtido, até que se conseguisse uma boa semelhança entre o resultado experimental e o teórico. Como cada perfil experimental foi simulado por quatro soluções diferentes - no caso de  $u$  - e por três no caso de  $S$ , os diferentes ajustes para uma mesma propriedade foram superpostos em apenas um painel, como no caso da Figura 2.4. Tal como em regiões costeiras, o componente vertical de velocidade ( $w$ ) nos estuários parcialmente misturados, necessário à continuidade da circulação gravitacional, também é várias ordens de grandeza menor do que o componente  $u$ . Embora atualmente esse componente possa ser medido com equipamentos acústicos, deve-se ressaltar que o mesmo não foi amostrado experimentalmente no presente trabalho. Entretanto, como os modelos

bidimensionais propostos por Fisher *et al.* (1972) e Miranda (1998) oferecem uma solução para esse componente, foram apresentados apenas os resultados teóricos de  $w$  para condições parcialmente misturadas- cuja diferença de salinidade entre o fundo e a superfície seja de pelo menos 5 unidades (Pritchard, 1989) - uma vez que tais modelos não apresentam soluções teóricas para situações verticalmente homogêneas.

Para que também se obtivesse uma estimativa quantitativa do ajuste entre os perfis experimental e teórico, também foram calculadas as correlações entre os resultados obtidos, com nível de significância de 0,95.

Os coeficientes de viscosidade turbulenta ( $A_z$ ) e de difusão turbulenta ( $K_z$ ) foram alterados em função do melhor ajuste dos perfis teóricos aos experimentais de velocidade e salinidade, respectivamente. Apenas para os modelos de Miranda (1998) e Prandle (1985), os parâmetros utilizados para a aferição da velocidade foram propriedades adimensionais (“ $k$ ” de acordo com as Equações 3.26, 3.37 e 3.39) que, posteriormente, foram utilizadas para a estimativa dos coeficientes de viscosidade turbulenta desses modelos. A relação de “ $k$ ” com  $A_z$  é dada pela Equação 2.3:

$$A_z = kU_0h \quad (2.3)$$

onde:

$A_z$ : coeficiente de viscosidade turbulenta ( $m^2 s^{-1}$ );

$k$ : coeficiente de atrito com o fundo;

$U_0$ : amplitude da velocidade barotrópica ou gerada pela maré ( $m s^{-1}$ );

$h$ : profundidade média local (m)

A seguir, serão descritas as metodologias utilizadas e as épocas de coleta, tanto para a região de Cananéia, como para o Canal de Bertioga. Vale ressaltar que, enquanto a primeira foi amostrada em apenas três pontos distintos, mas com uma frequência de coletas significativa, o canal foi abordado por completo, porém com uma frequência amostral mais reduzida.

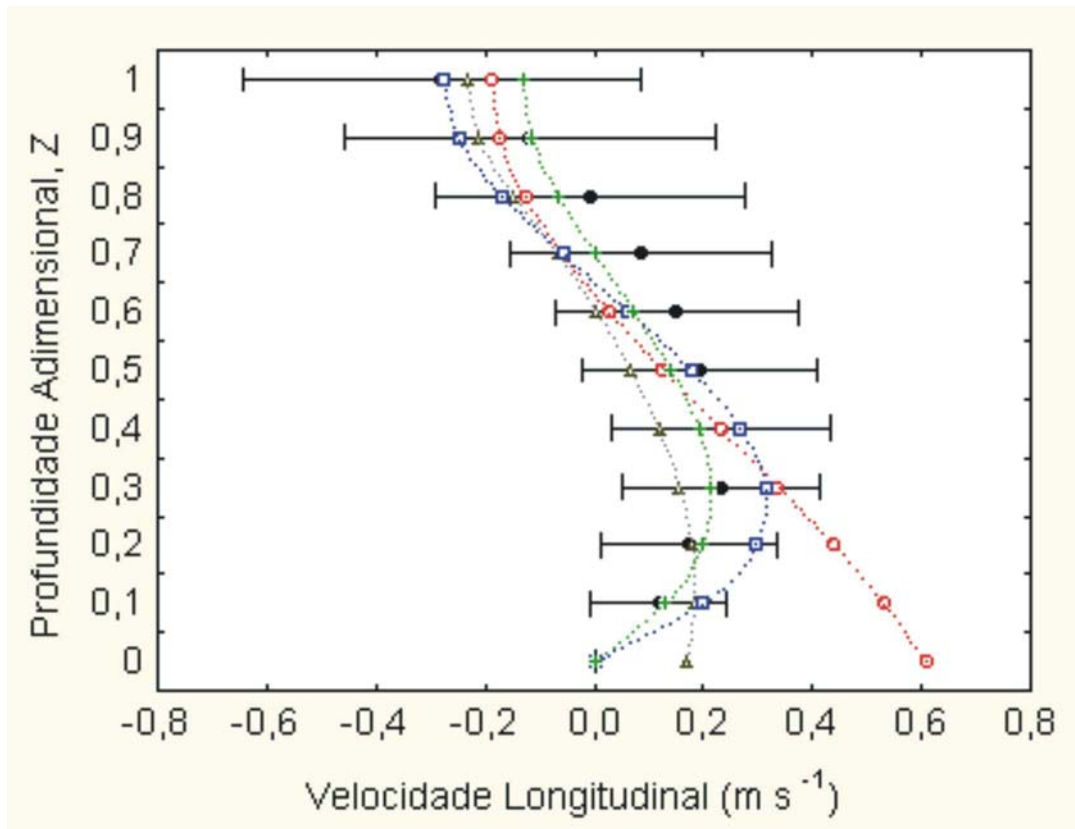


Figura 2.4: Representação do ajuste das soluções teóricas de Prandle (1982)  $\Delta$ , Miranda (1998) com escorregamento no fundo  $\circ$  e sem escorregamento  $\square$  e Hansen & Rattray (1966)  $+$  ao perfil experimental  $\bullet$ . A origem do eixo vertical foi locada, por conveniência, no fundo.

## 2.1 - CANANÉIA

A região amostrada em Cananéia foi sua porção sul, especificamente em três pontos: próximo à Barra de Cananéia; no Mar de Cananéia, nas imediações da Base “Dr. João de Paiva Carvalho” do Instituto Oceanográfico e na Baía do Trapandé (Figura 1.2). Dentre os dados experimentais utilizados, foram consultadas as seguintes fontes: Bonetti Filho (1995), Miranda *et al.* (1995) e Bérigamo (2000).

**Tabela 2.1 - Fonte de dados da região de Cananéia utilizados no presente trabalho.**

<i>Autor</i>	<i>Época de Coleta</i>	<i>Local</i>	<i>Lat (S)</i>	<i>Lon (W)</i>
<i>Bonetti Filho (1995)</i>	<b>Agosto/93 e Fevereiro/94</b>	<b>Mar de Cananéia</b>	<b>25°01'54''</b>	<b>047°55'06''</b>
<i>Miranda et al. (1995)</i>	<b>Dezembro/91</b>	<b>Mar de Cananéia</b>	<b>25°01'54''</b>	<b>047°55'06''</b>
<i>Bérgamo (2000)</i>	<b>Fevereiro/98 a Novembro/98</b>	<b>Mar de Cananéia</b>	<b>25°01'54''</b>	<b>047°55'06''</b>
<i>Bérgamo (2000)</i>	<b>Fevereiro/98 a Novembro/98</b>	<b>Barra de Cananéia</b>	<b>25°03'36''</b>	<b>047°54'42''</b>
<i>Bérgamo (2000)</i>	<b>Fevereiro/98 a Novembro/98</b>	<b>Baía do Trapandé</b>	<b>25°04'30''</b>	<b>047°58'18''</b>

Miranda *et al.* (1995) descreveram a realização de coleta de dados hidrográficos e correntométricos durante três ciclos completos de maré, entre 5 e 7 de dezembro de 1991 (sizígia em 06/12/91), nas imediações da Base do Instituto Oceanográfico. Bonetti Filho (1995) descreveu a coleta de dados realizada em 17-18 de agosto de 1993 e 22–23 de fevereiro de 1994 também nas proximidades da Base do Instituto Oceanográfico, durante dois ciclos completos de maré. Vale ressaltar que os experimentos acima descritos foram realizados em épocas em que a barragem do Valo Grande ainda impedia a descarga do Rio Ribeira de Iguape no sistema estuarino-lagunar em questão.

Já após o rompimento do Valo Grande, Bérgamo (2000) descreveu a amostragem da região sul do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape a partir da realização de estações fixas de 13 h cada, em três pontos distintos do sistema: Mar de Cananéia, Barra de Cananéia e Baía do Trapandé, em variadas épocas do ano de 1998.

## **2.2 - BERTIOGA**

Conforme citado anteriormente, IPH (1977) foi o primeiro estudo a abordar aspectos hidrodinâmicos do Canal de Bertiooga, próximo à Base Aérea de Santos. Os dados de velocidade, entretanto, só foram observados durante períodos de seis horas, o que impossibilitou a utilização dos mesmos no presente trabalho por não perfazerem um ciclo completo de maré.

O levantamento no Canal de Bertioga ocorreu em quatro regiões: nas imediações da desembocadura do Rio Itapanhaú (estação Barra e Itapanhaú); próximo à Marina Guarujá (estação Marina); no manguezal (estação Mangue) e na Base Aérea de Santos (estação Base Aérea). Os dados de campo utilizados para calibração dos modelos provêm de Miranda & Castro (1991), além dos experimentos de Eichler (em prep.).

**Tabela 2.2 - Fontes de dados da região do Canal de Bertioga utilizados no presente trabalho.**

<i>Autor</i>	<i>Época de Coleta</i>	<i>Local</i>	<i>Lat (S)</i>	<i>Lon (W)</i>
<i>Miranda &amp; Castro (1991)</i>	<b>Julho/91</b>	<b>Barra de Bertioga</b>	<b>23°52'00''</b>	<b>046°09'24''</b>
<i>Eichler (em prep.)</i>	<b>Abril/99 a Janeiro/00</b>	<b>Barra de Bertioga</b>	<b>23°51'48''</b>	<b>046°09'18''</b>
<i>Eichler (em prep.)</i>	<b>Abril/99 a Janeiro/00</b>	<b>Marina Guarujá</b>	<b>23°54'42''</b>	<b>046°13'18''</b>
<i>Eichler (em prep.)</i>	<b>Abril/99 a Janeiro/00</b>	<b>Mangue</b>	<b>23°55'18''</b>	<b>046°14'54''</b>
<i>Eichler (em prep.)</i>	<b>Abril/99 a Janeiro/00</b>	<b>Base Aérea de Santos</b>	<b>23°55'36''</b>	<b>046°18'36''</b>

Para o trabalho de Miranda & Castro (1991), os dados hidrográficos e de velocidade de corrente foram coletados nos dias 16 - 17 de julho e 24 - 25 de julho de 1991, durante dois ciclos completos de maré. O local da estação fixa foi nas imediações da foz do Rio Itapanhaú (estação Itapanhaú).

As amostragens de Eichler (em prep.) foram feitas a bordo dos B/Pq. Véliger e Albacora, do Instituto Oceanográfico, e abrangem toda a extensão do Canal de Bertioga. No total, foram quatro pontos distintos de estações fixas de 13 h cada: Barra de Bertioga, Marina Guarujá, Mangue e Base Aérea de Santos. Para abril e agosto, a primeira estação foi realizada na Base Aérea e a última na Barra. Em janeiro, a ordem foi invertida, isto é, a primeira estação fixa (28/01) foi realizada na Base Aérea e a última (31/01), na Barra.

Os dados hidrográficos e de velocidade de corrente de todas as campanhas foram amostrados com um correntômetro da marca Valeport, modelo 108 Mk III, equipado com um mini-CTD, cuja resolução é de 0,002°C para temperatura, 0,003 mS cm<sup>-1</sup> para a condutividade e 0,005% FS para a pressão. Para a velocidade, a resolução é de 0,01 m s<sup>-1</sup> e para a direção, 0,25°.

### 3 – FORMULAÇÃO DOS MODELOS

Tanto o sistema estuarino-lagunar de Cananéia como o Canal de Bertioga apresentam características geométricas e de estratificação de salinidade que se adequam às hipóteses dos modelos analíticos escolhidos:

- canais relativamente estreitos - o que faz com que possam ser considerados lateralmente homogêneos e, portanto, uni ou bidimensionais de acordo com a estratificação vertical de salinidade (densidade)<sup>2</sup>, além de geometria simples para as seções longitudinal e transversal do estuário. A largura  $B$  varia gradativamente em função da distância longitudinal ( $B=B(x)$ ). Assim, efeitos topográficos, gradientes laterais de salinidade (densidade) e da inclinação da superfície livre são considerados desprezíveis;

- suas dimensões restritas impossibilitam a influência direta de ventos na geração de ondas de gravidade de substancial importância, além de inviabilizar o efeito dinâmico da rotação terrestre. Isto significa dizer que a aceleração de Coriolis pode ser descartada do componente longitudinal da equação do movimento;

- presença de estratificação vertical de salinidade de ausente a moderada, já que são classificados preferencialmente como do tipo bem misturados ou parcialmente misturados.

Para a obtenção de soluções analíticas relativamente simples, assumem-se condições estacionárias<sup>3</sup>, onde as variações locais dessas propriedades sejam iguais a zero ( $\partial/\partial t=0$ ). Para tanto, os resultados teóricos desses modelos devem ser comparados a valores médios das variáveis dependentes – principalmente salinidade e velocidade – amostradas ao longo de, pelo menos, um ciclo completo de maré.

Para o processamento dos dados experimentais, que seguiu metodologia proposta por Bérghamo (2000), e para a programação dos modelos, foi utilizado o programa *Matlab 5*, do Laboratório de Dinâmica Oceânica (LADO) do Instituto Oceanográfico. Os modelos

---

<sup>2</sup> A densidade, na maioria dos estuários, é função apenas da salinidade.

<sup>3</sup> A circulação *estacionária* será também denominada de circulação *residual* ou *média*.



analíticos utilizados neste trabalho foram propostos por Officer (1976; 1977), Fisher *et al.* (1972), Miranda (1998), Prandle (1985) e Hansen & Rattray (1965)<sup>3</sup>.

Um conjunto de pesquisadores estabeleceu os fundamentos básicos para o cálculo teórico de perfis verticais de velocidade e salinidade gerados pela circulação gravitacional e por processos de mistura, dentre os quais destacam-se Hansen & Rattray (1965), Fisher *et al.* (1972), Officer (1976), Hamilton & Rattray (1978) e Prandle (1982; 1985). Miranda (1998) desenvolveu esses conceitos e determinou soluções para  $u$  e para  $S$ , sob condições uni e bidimensionais semelhantes às descritas pelos autores acima citados, com diferentes condições de contorno.

As equações unidimensionais foram aplicadas quando a estratificação vertical de salinidade em uma determinada estação era pequena, ou seja, quando as condições de salinidade indicavam um estuário do tipo bem misturado. Quando a distribuição vertical de salinidade ao longo do ciclo de maré, pelo contrário, indicava uma estratificação mais evidente, então o modelo aplicado foi o bidimensional.

Para tanto, foram utilizadas as classificações para estuários propostas por Officer (1977) e Pritchard (1989). O primeiro autor caracteriza um estuário do tipo parcialmente misturado quando a estratificação de salinidade é moderada e o gradiente vertical de salinidade entre o fundo e a superfície é de poucas unidades. Já uma situação bem misturada é aquela em que não se observa a presença de uma haloclina, isto é, que o gradiente vertical de salinidade é praticamente nulo.

Pritchard (1989) propõe uma classificação semelhante, só que na forma quantitativa. Neste caso, um estuário parcialmente misturado é aquele cuja diferença de salinidade entre o fundo e a superfície encontra-se em pelo menos 5 unidades. Já o do tipo verticalmente homogêneo apresentaria uma diferença inferior a 5 unidades. Entretanto, como será visto mais adiante, tal mudança no tipo de modelo utilizado – uni ou bidimensional - não introduz diferenças significativas no resultado final.

A representação gráfica dos resultados, obtidos a partir dos três modelos utilizados, foi feita com referencial cartesiano ortogonal ( $Oxz$ ), com o eixo  $Ox$  orientado para a boca do estuário. Apenas nas análises da estação *Base de Cananéia* o referencial  $Ox$  foi trocado por  $Oy$ , onde o eixo  $Oy$  aumentou em direção ao norte geográfico. Por haver diferenças entre

---

<sup>3</sup> A apresentação dos modelos analíticos seguirá uma ordem crescente de complexidade matemática.

esses modelos, na orientação do eixo  $Oz$ , os cálculos foram feitos com os respectivos referenciais originais. Já na representação gráfica optou-se por apresentar os resultados com a origem do eixo  $Oz$  sobre o fundo.

### 3.1 – Modelo Unidimensional: Officer (1976; 1977) e Miranda (1998)

Como já descrito, os estuários do tipo bem misturado são caracterizados por gradientes verticais de salinidade praticamente nulos e o movimento estacionário, representado pela média durante ciclos completos de maré, é unidimensional e em direção à boca do estuário. Apesar do gradiente longitudinal de salinidade nesse tipo de estuário ser menos intenso do que nos outros tipos, o seu efeito no componente baroclínico da força gradiente de pressão, quando integrado ao longo da coluna de água, é um dos principais responsáveis pelo cisalhamento vertical de velocidade e, eventualmente, por sua reversão nas camadas mais profundas (Miranda, 1998).

Para que sejam obtidas as soluções teóricas, são necessárias algumas hipóteses simplificadoras:

- a salinidade é um dado do problema, e seu gradiente longitudinal é independente da profundidade ( $\partial/\partial z(\partial S/\partial x) = \partial/\partial z(\partial \rho/\partial x) = 0$ );
- geometria simples da seção transversal e homogeneidade lateral de salinidade
- acelerações local, advectiva e de Coriolis são desprezíveis;
- a força de atrito lateral tem pequena intensidade quando comparada à dissipação de energia devida ao atrito vertical.

Após tais hipóteses, as equações que formulam matematicamente o problema assumem a seguinte forma:

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} z + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0, \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial(uB)}{\partial x} = 0, \quad (3.2)$$

$$\rho = \rho_o(1 + \bar{\beta}S), \quad (3.3)$$

onde:

x, z: eixos coordenados com origem na superfície do estuário, positivo em direção ao mar e ao fundo, respectivamente;

u: componente longitudinal da velocidade ( $m s^{-1}$ );

g: aceleração da gravidade ( $m s^{-2}$ );

S: salinidade;

$\eta$ : elevação da superfície livre (m);

$\rho$ : densidade ( $kg m^{-3}$ );

$\rho_o$ : densidade da água doce – S=0 ( $kg m^{-3}$ );

$A_z$ : coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta ( $m^2 s^{-1}$ );

B: largura média da seção transversal (m);

$\bar{\beta}$ : coeficiente médio de contração salina (0,0007)

Para que sejam determinadas as soluções para a velocidade e salinidade, devem ser estabelecidas as condições de contorno na superfície (Equação 3.4)

$$\rho A_z \frac{d[u(z)]}{dz} \Big|_{z=1} = -\tau_{wx}, \quad (3.4)$$

onde:

$\tau_{wx}$ : tensão de cisalhamento do vento na superfície ( $kg m^{-1} s^{-2}$ )

No fundo, as condições de contorno podem ter duas formas diferentes: uma com atrito máximo (sem escorregamento ou princípio da aderência), onde a velocidade no fundo é nula (Equação 3.5) e outra com escorregamento moderado (Equação 3.6):

$$u(z)|_{z=h} = 0, \quad (3.5)$$

$$\rho A_Z \frac{d[u(z)]}{dz} \Big|_{z=h} = \tau_{bx}, \quad (3.6)$$

onde:

$\tau_{bx}$ : tensão de cisalhamento no fundo ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$ )

### a - Solução Hidrodinâmica sem Escorregamento de Fundo

Após a definição das condições de contorno e desenvolvimento matemático adequado, a solução de velocidade fica da seguinte forma (Officer, 1976; 1977):

$$u(Z) = \frac{gh^3}{A_Z} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial x} (0,167Z^3 - 0,188Z^2 + 0,0208) - u_f (1,5Z^2 - 1,5) + \frac{\tau_{wx} h}{\rho A_Z} (0,75Z^2 - Z + 0,25), \quad (3.7)$$

onde:

Z: profundidade adimensional;

h: profundidade média local (m);

$u_f$ : a velocidade da descarga de água doce ( $\text{m s}^{-1}$ ) é definida a partir da velocidade média na coluna de água, ao longo de um ciclo de maré ( $\langle \bar{u} \rangle$ );

$\rho_o$ : a densidade de referência equivale à densidade da água doce:  $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ;

$\tau_{wx}$ : a tensão de cisalhamento do vento recebe valores arbitrários, em função de não ter havido medição de ventos durante as estações.

A Equação 3.7 descreve teoricamente a distribuição de velocidade ao longo da coluna de água, em um determinado ponto (x,y), e mostra que a velocidade longitudinal depende do

gradiente longitudinal de salinidade, da descarga fluvial e da tensão de cisalhamento do vento, respectivamente.

A maior dificuldade da solução numérica dessa equação é o coeficiente cinemático de viscosidade turbulenta. Entretanto, pelo fato de se dispôr das velocidades coletadas em campo, pode-se utilizá-las como dado do problema e esse coeficiente pode ser estimado a partir do valor médio da velocidade em superfície<sup>5</sup>:

$$A_z = \frac{1}{[2u(0) - 3u_f]} \left( 0,0417 \frac{gh^3}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial x} + 0,5 \frac{\tau_{wx} h}{\rho} \right), \quad (3.8)$$

Para o cálculo do gradiente longitudinal de densidade ( $\frac{\partial \rho}{\partial x}$ ) é necessário, antes de mais nada, obter-se a densidade média na coluna de água, em cada ponto de coleta. Como a diferença de densidade entre as estações é conhecida e a distância entre as estações também, pode ser feita uma estimativa do gradiente longitudinal de densidade em um ciclo de maré. Apesar das coletas serem feitas em dias diferentes – sempre consecutivos – e não simultaneamente, assume-se uma condição estacionária entre os ciclos de maré.

O procedimento realizado para o cálculo dessas incógnitas nas soluções a seguir foi o mesmo. A fim de evitar repetições, somente serão descritos os métodos para determinação das incógnitas que ainda não tenham sido citadas.

## **b - Solução Hidrodinâmica com Escorregamento de Fundo**

Com a condição de escorregamento no fundo, a solução para a velocidade longitudinal é dada por Miranda (1998):

---

<sup>5</sup> Neste caso, leva-se em conta o referencial original, onde  $z=0$  corresponde à superfície.

$$u(Z) = \frac{gh^2}{kU_o} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial x} (0,167Z^3 - 0,296Z^2 + 0,058) + u_f (1,106Z^2 + 0,63) + \frac{\tau_{wx}}{\rho k U_o} (0,316Z^2 - Z + 0,395), \quad (3.9)$$

onde:

k: coeficiente de arrasto de fundo;

$U_o$ : amplitude da velocidade barotrópica ou de corrente de maré ( $m s^{-1}$ ).

Como se pode perceber, a velocidade continua dependendo das três forçantes citadas na solução anterior, mudando apenas os coeficientes da equação. Da Equação 3.9, apenas dois parâmetros ainda não tiveram sua metodologia de escolha detalhada: o valor do coeficiente de arrasto no fundo foi definido a partir do melhor ajuste entre o perfil experimental e o teórico e a amplitude da velocidade barotrópica teve seu valor determinado a partir da velocidade de fase da onda de gravidade, dada por  $C = \sqrt{gh}$  e em seguida por  $U_o = (aC)/h$ , onde  $a$  representa a amplitude da onda de maré (m). Essa amplitude é resultado do somatório das amplitudes médias dos principais componentes de maré observados na região. Para  $a$ , foram utilizados os valores de 1,02 m para Cananéia (Mesquita, 1983) e de 1,07 m para o Canal de Bertiooga (Miranda *et al.*, 1998).

### 3.2 – Modelo Bidimensional: Fisher *et al.* (1972) e Miranda (1998)

Pritchard (1954; 1956) mostra que, sob condições estacionárias, o balanço dinâmico do componente longitudinal na equação do movimento é, em primeira ordem, entre a força dissipativa de atrito gerada pelo cisalhamento vertical e pelos componentes barotrópico e baroclínico da força de gradiente de pressão. Esse equilíbrio de forças é semelhante ao utilizado no estudo de condições bem misturadas, o que faz com que a linearização do

conjunto de equações possa ser feita negligenciando parcelas que representam a aceleração advectiva ( $u\partial u/\partial x = w\partial u/\partial z = 0$ ). Além da Equação 3.3, o conjunto de equações que formula uma situação bidimensional é dado por:

$$\frac{\partial uB}{\partial x} + \frac{\partial wB}{\partial z} = 0, \quad (3.10)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{1}{B} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( BA_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( BA_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] = 0, \quad (3.11)$$

onde:

$A_H$ : coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta ( $m^2 s^{-1}$ ).

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} = g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho} \int_{\eta}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz, \quad (3.12)$$

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{1}{B} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( BK_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( BK_Z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \right], \quad (3.13)$$

onde:

$K_H$ : coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de sal ( $m^2 s^{-1}$ );

$K_Z$ : coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de sal ( $m^2 s^{-1}$ );

Para considerar as características de movimentos geofísicos turbulentos, os coeficientes turbulentos de viscosidade e de difusão de sal resultam da parametrização das flutuações turbulentas em fluxos de quantidade de movimento e de sal. Os valores desses coeficientes dependem, dentre outros fatores, da escala espacial do estuário e da descarga fluvial associada (Miranda, 1998). Dentre as simplificações necessárias para a aplicação das soluções bidimensionais, destacam-se:

- geometria simples para as seções longitudinal e transversal do estuário;
- o gradiente vertical de  $S$  é independente da distância longitudinal e da profundidade ( $\partial/\partial x(\partial S/\partial z) = \partial/\partial z(\partial S/\partial x) \approx 0$ );
- o termo da tensão longitudinal de atrito ( $(1/B)\partial/\partial x(BA_z\partial u/\partial x)$ ) será desprezado na Equação 3.13, pois sua influência dinâmica sobre  $u$  é muito pequena;
- a parcela longitudinal da difusão turbulenta de sal ( $(1/B(\partial/\partial x(BK_H\partial S/\partial x)))$ ) é desprezível;
- os coeficientes turbulentos de viscosidade e de difusão de sal são independentes da profundidade.

As três primeiras hipóteses justificam-se com base nos estudos de Pritchard (1954; 1956), cujos resultados experimentais demonstraram que para os estuários parcialmente misturados o efeito dinâmico dessas parcelas é pequeno na região central da zona de mistura. Dessa maneira, sem alterar a física do problema, substituiu-se o gradiente longitudinal por  $(\partial \bar{s} / \partial x)$  calculado com o valor estacionário médio da salinidade na coluna de água  $\langle \bar{s} \rangle$  que, por conveniência, será denotado por  $\bar{s}$ . Logo,

$$\langle \bar{s} \rangle = \bar{s} = \frac{1}{(h + \eta)} \int_{\eta}^h S(x, z) dz \approx \frac{1}{h} \int_0^h S(x, z) dz, \quad (3.14)$$

A terceira hipótese pode ser justificada com base nos estudos daquele autor no estuário do Rio James, nos Estados Unidos, cuja zona de mistura é do tipo parcialmente misturada. Nesse sistema, a parcela não advectiva da equação de conservação de sal (Equação 3.13), relacionada ao componente longitudinal da difusão turbulenta de sal, tem uma contribuição relativamente pequena - cerca de 1% - quando comparada com as demais parcelas. Por último, a quarta hipótese simplificadora não pode ser justificada facilmente e os coeficientes turbulentos de viscosidade e difusão de sal são considerados constantes para simplificar o tratamento matemático e a integração das equações (Miranda, 1998). Após tratamento matemático adequado, são escolhidas as condições de contorno superior e inferior, sob a forma de função de corrente:



→ Condição de Contorno Superior

O cisalhamento na superfície é igual ao componente longitudinal da tensão de cisalhamento do vento, que eventualmente pode ser considerada desprezível. Em termos da função de corrente ( $\psi = \psi(x, z)$ ), essa condição passa a ter a seguinte forma (pois  $u = -(1/B)\partial\psi/\partial z$ ):

$$\frac{\rho A_z}{B} \left( \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right)_{z=\eta} = \tau_{wx} \quad , \quad (3.15)$$

→ Condição de Contorno Inferior

Podem ser estabelecidas três condições distintas sobre o fundo com as seguintes características:

- atrito máximo, que corresponde ao princípio da aderência, ou velocidade nula no fundo ( $u(x, z) \big|_{z=h} = 0$ ) e analiticamente é formulada como

$$\left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right)_{z=h} = 0, \quad (3.16)$$

- atrito moderado, correspondente a uma situação com escorregamento no fundo e, portanto,  $\tau_{bx} \neq 0$

$$\frac{\rho A_z}{B} \left( \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right)_{z=h} = -\tau_{bx} \quad , \quad (3.17)$$

- atrito mínimo. Nesse caso,  $\tau_{bx} = 0$  e a condição é formulada por

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} = 0, \quad (3.18)$$

Para garantir a unicidade da equação de conservação de sal (Equação 3.13), devem-se impor como condições de contorno superior e inferior que o fluxo (transporte) de sal através da superfície e do fundo sejam iguais a zero:

$$\rho K_z \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=\eta} = \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=\eta} = 0, \quad (3.19)$$

e

$$\rho K_z \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=h} = \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z=h} = 0, \quad (3.20)$$

Para fechar hidrodinamicamente o sistema de equações, fazem-se necessárias mais duas condições integrais de contorno. Uma delas é a Equação 3.14, que define a salinidade média na coluna de água e a outra é decorrente da equação da continuidade, que em função da estacionariedade, assume a seguinte forma:

$$B \int_{\eta}^h u(x, z) dz = Q_f, \quad (3.21)$$

onde:

$Q_f$ : fluxo da descarga de água doce ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )

Após o desenvolvimento desse conjunto de equações são estabelecidas as soluções analíticas a partir de duas condições dinâmicas de fundo diferentes: atrito máximo - ou princípio da aderência – (3.16) e escorregamento moderado (3.17).

### a - Solução Hidrodinâmica sem Escorregamento de Fundo

As equações abaixo permitem a determinação do campo de velocidade em qualquer ponto da seção longitudinal. Pode-se observar que o componente longitudinal  $u$  do movimento estacionário no estuário do tipo parcialmente misturado depende de três forçantes: gradiente longitudinal de salinidade, descarga fluvial e tensão de cisalhamento do vento. Já o componente  $w$  da velocidade apresenta dependência direta apenas com o gradiente de salinidade e com a tensão de cisalhamento do vento. Essa solução assume a forma (Fisher *et al.*, 1972):

$$u(x, Z) = \frac{gh^3}{A_z} \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} (0,167Z^3 - 0,188Z^2 + 0,0208) + u_f (-1,5Z^2 + 1,5) + \frac{\tau_{wx} h}{\rho A_z} (0,75Z^2 - Z + 0,25) \quad (3.22)$$

$$w(x, Z) = \frac{g}{BA_z} \frac{1}{\rho_0} \left[ \frac{\partial(Bh^4)}{\partial x} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} + (Bh^4) \frac{\partial^2 \bar{\rho}}{\partial x^2} \right] (-0,0417Z^4 + 0,0625Z^3 - 0,0208Z) + \frac{\tau_{wx}}{B\rho A_z} \frac{\partial(Bh^2)}{\partial x} (-0,25Z^3 + 0,5Z^2 - 0,25Z) \quad (3.23)$$

A Equação 3.22 é formalmente idêntica à Equação 3.9, deduzida para estuários verticalmente homogêneos. Caso se considere que as formulações matemáticas entre as duas condições são semelhantes, é até certo ponto esperado que as soluções se aproximem. Outra justificativa para essa semelhança é o fato de que modelos verticalmente homogêneos, quando forçados com gradientes de salinidade relativamente acentuados, apresentam perfis verticais de velocidade que se assemelham a situações de considerável circulação gravitacional, típica de estuários parcialmente misturados. (Miranda, 1998).

Seguindo procedimentos matemáticos semelhantes aos descritos para a velocidade, Fisher *et al.* (1972) deduzem a solução para o perfil vertical de salinidade, gerado por um

campo de velocidade que se anula no fundo. Tal equação desconsidera o efeito do vento sobre a superfície livre do estuário e é formulada assim:

$$S(x, Z) = \bar{s} + \left( \frac{h^2}{K_z} \frac{\partial \bar{s}}{\partial x} \right) u(x, 0) \left[ (0,4Z^5 - 0,75Z^4 + 0,5Z^2 - 0,083) + u_f (-0,6Z^5 + Z^4 - 0,1) \right], \quad (3.24)$$

As soluções numéricas das Equações 3.22; 3.23 e 3.24 dependem das seguintes quantidades do segundo membro:

$\frac{\partial(Bh^4)}{\partial x}$ : calculada a partir do produto  $Bh^4$ , que é dividido pela distância entre as estações;

$\frac{\partial^2 \bar{\rho}}{\partial x^2}$ : esta derivada de segunda ordem pode ser aproximada por acréscimos

finitos:  $\frac{\Delta^2 \bar{\rho}}{\Delta x^2} = \frac{\rho(x - \Delta x) + \rho(x + \Delta x) - 2\rho(x)}{\Delta x^2}$ . No modelo, foi considerado

$\frac{\Delta^2 \bar{\rho}}{\Delta x^2} \approx \frac{24,5 - 24}{\left(\frac{x}{2}\right)^2}$ , onde  $\rho = 1024,5 \text{ kg m}^{-3}$ , correspondendo a um gradiente de densidade

entre a água do mar ( $S=35$ ) e a água doce ( $S=0$ ) enquanto  $x$  equivale à distância de penetração da cunha salina.

$\frac{\partial(Bh^2)}{\partial x}$ : semelhante à primeira parcela citada, esta também é calculada a partir do produto  $Bh^2$ , que é dividido pela distância entre as estações.

### **b - Solução Hidrodinâmica com Escorregamento de Fundo**

Assumindo a Equação 3.17 como condição de contorno inferior, têm-se soluções para uma condição moderada de escorregamento de fundo, proporcional ao produto da

amplitude da velocidade barotrópica  $U_o$  (gerada pela maré) pela velocidade no fundo ( $u|_{z=h}=u|_{z=0}$ ). Essa condição, de acordo com Bowden (1953), aplica-se quando  $U_o \gg u$ . As soluções tomam a seguinte forma (Miranda, 1998):

$$u(x, Z) = u_f + \frac{gh^2}{kU_o} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} (0,167Z^3 - 0,25Z^2 + 0,0417) + \frac{1}{\rho k U_o} [\tau_{wx} (0,5Z^2 - Z + 0,333) + \tau_{bx} (0,5Z^2 - 0,0417)] \quad (3.25)$$

ou

$$u(x, Z) = \frac{gh^2}{kU_o} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} (0,167Z^3 - 0,296Z^2 + 0,058) + u_f (1,106Z^2 + 0,63) + \frac{\tau_{wx}}{\rho k U_o} (0,316Z^2 - Z + 0,395) \quad (3.26)$$

e

$$w(x, Z) = \left[ \frac{h}{kU_o} \frac{\partial (gh^2)}{\partial x} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} + \frac{gh^3}{kU_o} \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial^2 \bar{\rho}}{\partial x^2} \right] (-0,0417Z^4 + 0,083Z^3 - 0,0417Z), \quad (3.27)$$

Assim como na solução sem escorregamento de fundo, o componente longitudinal de velocidade também depende da descarga fluvial, do gradiente longitudinal de densidade e da tensão de cisalhamento do vento. Já o componente vertical passa a ser influenciado apenas pelo gradiente de densidade e sua derivada de segunda ordem. Nesse caso, a solução do perfil vertical de  $S$ , também desconsiderando o efeito do vento na superfície livre do estuário, é dada por

$$S(x, Z) = \bar{s} + \left( \frac{h^2}{K_z} \frac{\partial \bar{s}}{\partial x} \right) u(x, 0) [(0,144Z^5 - 0,425Z^4 + 0,5Z^2 - 0,105) + u_f (-0,091Z^5 + 0,36Z^4 - 0,057)] \quad (3.28)$$

A fim de se obter a solução da tensão de cisalhamento no fundo, foi utilizada a Equação 3.25, calculada para  $Z=1$ :

$$\tau_{bx} = -0,092 \rho g h^2 \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} + 2,212 \rho k U_o u_f - 0,369 \tau_{wx}, \quad (3.29)$$

A quantidade  $\frac{\partial(g h^2)}{\partial x}$  equivale à divisão entre o produto  $gh^2$  e a distância entre as estações.

### 3.3 - Modelo Bidimensional: Prandle (1985)

Esse modelo se propõe a analisar a interação entre a circulação residual, ou estacionária, e os processos de mistura em estuários relativamente estreitos e sujeitos predominantemente à força da maré. De acordo com Prandle (1985), a precisão dos resultados depende de duas condições:

- a tensão de cisalhamento no fundo é proporcional ao produto da amplitude da corrente de maré ( $U_o$ ) pela velocidade residual. Esse modelo não prevê condição de escorregamento nulo no fundo (princípio da aderência);
- o coeficiente de viscosidade turbulenta é constante ao longo da coluna de água e proporcional ao produto da amplitude da corrente de maré pela profundidade média local (ou espessura da camada, para fluxos estratificados).

Como dito, assume-se que a separação dessas quatro situações possa ser tratada a partir de equações lineares e que a simples soma desses componentes possa descrever o fluxo resultante. Para que esse princípio seja aplicado, são necessárias algumas condições:

- o termo estacionário da tensão de cisalhamento no fundo deve ser linear;

- a razão entre a elevação da superfície livre causada pela maré e a profundidade local deve ser pequena;
- o valor do coeficiente de arrasto no fundo ( $k$ ) é 0,0025. No entanto, nesse trabalho, o valor do coeficiente foi ajustado às condições experimentais;
- o coeficiente de viscosidade turbulenta é constante e definido por Prandle (1982), semelhante à definição dada pela Equação 2.3.

Com essas condições, as forçantes como vento e densidade são derivadas a partir de equações lineares. A velocidade média total pode ser obtida a partir da simples soma dos efeitos de cada situação proposta, que são assim divididas: fluxo resultante ( $Q$ ), tensão de cisalhamento do vento ( $\tau_w$ ), gradiente longitudinal de densidade ( $\partial\rho/\partial x$ ) com mistura vertical completa e intrusão de cunha salina com gradiente vertical de densidade – sem mistura vertical na interface entre as duas camadas que, por sua vez, são homogêneas no seu interior. A aproximação da condição de duas camadas, do tipo cunha salina, com mistura vertical incompleta apresenta as seguintes limitações:

- os termos da aceleração convectiva são ignorados;
- o arrasto na interface é subestimado;
- a existência de cunha salina é inconsistente com a presença de fortes correntes de maré.

Esse modelo não se propõe a apresentar uma solução precisa quantitativamente, e sim a uma comparação com a dinâmica de um sistema bem misturado. Como proposto pelo autor, as soluções para  $u$  serão deduzidas em separado:

### **a - Fluxo Resultante**

A equação que descreve o movimento longitudinal estacionário – positivo em direção à boca do estuário - é

$$g \frac{d\zeta}{dx} = E \frac{\partial^2 u}{\partial Z^2}, \quad (3.31)$$

onde:

$\zeta$ : elevação da superfície livre do estuário (m)

As condições de contorno escolhidas foram ausência de vento na superfície e escorregamento moderado no fundo, respectivamente:

$$F_{Z=H} = \rho E \frac{\partial u}{\partial Z} = 0, \quad (3.32)$$

e

$$F_{Z=0} = \rho E \frac{\partial u}{\partial Z} \Big|_{z=0} = \rho \beta u_{Z=0}, \quad (3.33)$$

Essa última condição se aplica quando  $\hat{u} \gg u$ , onde Bowden (1953) mostra que  $\beta = \frac{4}{\pi} k \hat{u}$ .

Com a introdução da seguinte condição integral de contorno

$$\bar{u} = \frac{Q}{H} = \frac{1}{H} \int_0^H u dZ, \quad (3.34)$$

onde:

$$Q = \bar{u} H \text{ (m}^2 \text{ s)}$$

a solução da velocidade longitudinal fica



$$u = 0,89\bar{u} \left\{ -\frac{z^2}{2} + z + \frac{\pi}{4} \right\}, \quad (3.35)$$

onde:

$\bar{u}$ : seguindo notação original, esse termo corresponde à média espaço-temporal da velocidade  $\langle \bar{u} \rangle$ ;

$z$ : profundidade adimensional (Z), segundo notação original;

### **b - Tensão de Cisalhamento do Vento**

Com procedimento semelhante ao descrito para o fluxo médio, mas com  $\bar{u}_w = 0$  e com a condição de contorno em superfície,

$$F_{Z=H} = \rho E \frac{\partial u}{\partial Z} = \tau_w, \quad (3.36)$$

chega-se à solução para esse componente

$$u_w = \frac{\tau_w}{\rho k \bar{u}} \{0,574z^2 - 0,149z - 0,117\}, \quad (3.37)$$

### **c - Gradiente Longitudinal de Densidade com Mistura Vertical Completa**

Um gradiente longitudinal de densidade  $\partial\rho/\partial x$  introduz uma parcela adicional no gradiente de pressão, de forma que a Equação 3.31 é assim definida:

$$g \frac{d\zeta}{dx} + g \frac{(\zeta - Z)}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial x} = E \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (3.38)$$

Aplicando a condição de contorno  $\bar{u}_M = 0$  e a Equação 3.30, obtém-se

$$u_M = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{H^2}{k\hat{u}} \left\{ -\frac{z^3}{6} + 0,269z^2 - 0,037z - 0,029 \right\}, \quad (3.39)$$

### **d - Gradiente Longitudinal de Densidade com Mistura Vertical Incompleta (Estratificada)**

Conforme notação original, a pressão na profundidade  $Z$  é

- na camada superior onde  $Z \geq D$ :

$$p = \rho g(\zeta - Z), \quad (3.40)$$

- na camada inferior onde  $Z < D$ :

$$p = \rho g(\zeta - D) + (\rho + \Delta\rho)g(D - Z), \quad (3.41)$$

onde:

$D$ : profundidade adimensional da interface entre as camadas

As condições de contorno escolhidas nesse caso são definidas pelas Equações 3.32 e 3.33. Na interface entre as camadas (subscrito I), são assumidas a continuidade da velocidade e da tensão de cisalhamento em  $Z=D$ :

$$u_I = u_B = u_T, \quad (3.42)$$

e

$$\rho E_T \frac{\partial u_T}{\partial Z} = (\rho + \Delta\rho) E_B \frac{\partial u_B}{\partial Z}, \quad (3.43)$$

onde os subscritos  $T$  e  $B$  denotam as camadas de cima (*top*) e de baixo (*bottom*), respectivamente. Além disto, assume-se que

- $\rho + \Delta\rho \cong \rho$  nos cálculos de massa que não envolvam os efeitos de empuxo;
- fluxo resultante nulo na camada inferior e  $Q$  na superior;
- coeficiente de viscosidade turbulenta na camada inferior modificado do proposto para a Equação 3.30

$$E_B = k\hat{u}D, \quad (3.44)$$

- coeficiente de viscosidade turbulenta na camada superior dado por

$$E_T = \gamma E_B, \quad (3.45)$$

As soluções para as duas camadas são definidas como

$$u_T = -\frac{Q\varepsilon}{Hd} \left\{ \frac{1}{\gamma} \left( \frac{z^2}{2} - z + d - \frac{d^2}{2} \right) - 0,308d(1-d) \right\}, \quad (3.46)$$

e

$$u_B = -\frac{Q\varepsilon}{H} \frac{(1-d)}{d^2} (-0,574z^2 + 0,149zd + 0,117d^2), \quad (3.47)$$

onde:

$d$ : profundidade adimensional ( $=D/H$ );

$\varepsilon$ : coeficiente linearizado de arrasto de fundo

$$\varepsilon = \frac{d}{\left\{ (1-d)^2 \left[ \frac{1}{3\gamma} (1-d) + 0,308d \right] \right\}}, \quad (3.48)$$

$$d = \frac{D}{H} \text{ e } a = \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{dh}{dx} \Big/ \frac{d\zeta}{dx}, \quad (3.49)$$

Determinar uma formulação geral para  $\gamma$  é difícil (Prandle, 1985). A partir de dados experimentais obtidos em Ippen (1966), alguns valores de  $\gamma$  são testados: 1, 10 e  $(1-d)/d$ . Conclui-se que a última definição é a mais adequada, além de permitir a seguinte simplificação:

$$E_T = k\hat{u}(H - D), \quad (3.50)$$

Assim, as soluções de  $u$  também podem ser dadas como

$$u_T = -1,56 \frac{Q}{H} \frac{1}{(1-d)^3} \left\{ \frac{z^2}{2} - z - 0,808d^2 + 1,616d - 0,308 \right\}, \quad (3.51)$$

e

$$u_B = -1,56 \frac{Q}{H} \frac{1}{d^2(1-d)} \left\{ -0,574z^2 + 0,149zd + 0,117d^2 \right\}, \quad (3.52)$$

### 3.4 – Modelo Bidimensional: Hansen & Rattray (1965)

Rattray & Hansen (1962) elaboraram trabalho pioneiro que aborda a circulação estuarina por meio de soluções de similaridade. Aperfeiçoado em 1965, o modelo se propõe a descrever a circulação e o fluxo de sal nos estuários de planície costeira e lateralmente homogêneos, nos quais a mistura turbulenta resulta principalmente da influência barotrópica das correntes de maré. No interior da Zona de Mistura de muitos estuários, a distribuição longitudinal de salinidade apresenta a forma de uma tangente hiperbólica e pode ser separada nos seguintes regimes: interior, exterior e central. Nos dois primeiros regimes, a variação longitudinal da salinidade tende assintoticamente a zero ou ao valor da salinidade da região costeira adjacente, respectivamente. No regime central, entretanto, essa variação é quase linear na coluna de água. Por essa característica do regime central, o modelo adotado permite um tratamento teórico mais geral para descrever a variação bidimensional da distribuição da velocidade e da salinidade, geradas por forçantes externas (Miranda, 1998).

Na teoria do regime central, a largura, a profundidade e a descarga fluvial são constantes. O conjunto de equações que descreve matematicamente a condição de um estuário lateralmente homogêneo e estacionário, em relação ao referencial cartesiano ortogonal  $Oxz$  e em termos de uma função de corrente, é descrito a seguir:

$$g\beta \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{1}{B} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial^3 \Psi}{\partial z^3} \right) = 0, \quad (3.53)$$

e

$$-\left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \left( \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right) = B \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + B \frac{\partial}{\partial z} \left( K_Z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (3.54)$$

onde:

$x, z$ : Eixos coordenados com origem na superfície do estuário, positivo em direção ao mar e ao fundo;

As condições de contorno para manter a unicidade da solução da Equação 3.53 são: cisalhamento na superfície igual à tensão de cisalhamento do vento (Equação 3.55), sem escorregamento no fundo (Equação 3.56) e transporte de volume resultante igual à descarga fluvial (Equação 3.57).

$$\frac{\rho A_z}{B} \left( \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right)_{z=\eta} = \tau_{wx} \quad , \quad (3.55)$$

$$\left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right)_{z=h} = 0, \quad (3.56)$$

$$\int_{\eta}^h \frac{\partial \Psi}{\partial z} dz = Q_f = \Psi(x, h) - \Psi(x, \eta), \quad (3.57)$$

Como a equação de conservação de sal (Equação 3.54) contém os transportes advectivo e difusivo longitudinais - cujo balanço na boca do estuário deve ser igual a zero – além das condições de contorno que anulam o fluxo de sal através da superfície (Equação 3.19) e do fundo (Equação 3.20), deve ser imposta ainda a seguinte condição integral de contorno:

$$\rho \int_0^{h(x)} \left( S \frac{\partial \Psi}{\partial z} + BK_h \frac{\partial S}{\partial x} \right) dz = 0, \quad (3.58)$$

Logo, na hipótese de condição estacionária, o transporte resultante de sal, advectivo e difusivo, deve ser igual a zero. No método de similaridade são pesquisadas as soluções da função de corrente e da salinidade, que são incógnitas do sistema de Equações 3.53 e 3.54, com a seguinte separação de variáveis:

$$\Psi(x, z) = Q_f \Phi(Z), \quad (3.59)$$

e

$$S(x, z) = \bar{s}[\nu \xi + S(Z)], \quad (3.60)$$

onde  $\xi = Q_f x / B h K_{Ho} = u_f x / K_{Ho}$  denota a distância longitudinal adimensional, enquanto  $K_{Ho}$  é o coeficiente cinemático de difusão longitudinal de sal e  $\bar{s}$  é a salinidade média estacionária na seção transversal, ambos em uma posição arbitrária  $x=0$  na parte central da Zona de Mistura. Para interpretar fisicamente o parâmetro  $\nu$ , deve-se calcular o gradiente longitudinal de salinidade ( $\partial S / \partial x$ ) a partir da Equação 3.60:

$$\frac{\partial S(x, z)}{\partial x} = \frac{\partial S}{\partial \xi} \frac{d\xi}{dx} = S_o \nu \frac{u_f}{K_{ho}}, \quad (3.61)$$

ou

$$\nu = \frac{K_{ho} \frac{\partial S(x, z)}{\partial x}}{u_f S_o}, \quad (3.62)$$

onde:

$S_o$ : salinidade de referência

Portanto, o parâmetro  $\nu$  é a fração de sal advectada estuário abaixo pela descarga fluvial e que está em balanço com o sal transportado estuário acima por difusão turbulenta, inclusive a gerada pela maré. A parcela restante é o transporte advectivo estuário acima devido à circulação gravitacional. Quando  $\nu=1$ , não há circulação gravitacional e o transporte de sal estuário acima é inteiramente por difusão turbulenta. Quando  $\nu \rightarrow 0$ , a difusão torna-se menos importante e o transporte de sal estuário acima é totalmente por advecção (Hansen & Rattray, 1966 e Hamilton & Rattray, 1978).

Como a descarga fluvial no regime central é considerada constante ( $Q_f = \text{cte.}$ ), a função de corrente definida pela Equação 3.59 é independente de  $x$ , ou seja,  $\Psi = \Psi(z)$  e  $\partial\Psi/\partial x = 0$ . Logo, o componente vertical de velocidade é considerado desprezível e seu efeito advectivo na equação de conservação de sal (Equação 3.54) é nulo  $[(\partial\Psi/\partial x)(\partial S/\partial z) = 0]$ . Por outro lado, a variação linear da salinidade com a distância longitudinal é assegurada pela dependência linear  $\xi = \xi(x)$ . Com efeito,  $\partial S/\partial x = (\partial S/\partial \xi)(d\xi/dx) = S_0 \nu Q_f / Bh K_{H_0} = \text{cte.}$

As condições de similaridade nesse regime requerem que os coeficientes de viscosidade e difusão cinemáticos sejam constantes ao longo do estuário, enquanto o coeficiente longitudinal de troca aumenta estuário abaixo numa taxa equivalente à velocidade gerada pela descarga de água doce.

$$\frac{dK_H}{dx} = \frac{Q_f}{Bh} = u_f, \quad (3.63)$$

A solução analítica para a função de corrente é dada por:

$$\Phi(Z) = -\frac{\nu Ra}{48} (2Z^4 - 3Z^3 + Z) + \frac{1}{2} (Z^3 - 3Z + 2) - \frac{T}{4} (Z^3 - 2Z^2 + Z), \quad (3.64)$$



Com essa expressão da função de corrente, chega-se ao componente longitudinal de velocidade  $u=u(Z)$ , pois  $u(Z)=-u_f(d\Phi/dZ)$

$$\frac{u(Z)}{u_f} = \nu Ra(0,167Z^3 - 0,188Z^2 + 0,0208) + (-1,5Z^2 + 1,5) + T(0,75Z^2 - Z + 0,25),$$

(3.65)

onde:

$$T = \frac{(Bh^2\tau_w)}{(A_zq)},$$

e  $q$  equivale à descarga de água doce ( $m^3 s^{-1}$ ).

Assim, a circulação estacionária do regime central se compõe de três modos: o modo gravitacional associado ao Número de Rayleigh Estuarino (Ra), o modo da descarga fluvial ( $u_f$ ) e o modo da tensão de cisalhamento do vento (T). Se o efeito do vento é desprezível e  $Ra=0$ , o perfil de velocidade tem a forma parabólica, que é característica de movimentos uniformes com coeficiente de viscosidade constante. Com o aumento de Ra, o efeito do componente baroclínica da força gradiente de pressão, associado ao gradiente longitudinal de salinidade, acentua-se e o movimento torna-se bidirecional para  $\nu Ra > 30$ . Logo, Ra desempenha um papel semelhante ao Número de Rayleigh no estudo da convecção de fluidos compressíveis.

Uma vez determinada a função de corrente  $\Phi=\Phi(Z)$  em séries de potência da profundidade adimensional, a Equação 3.63 passa a ter uma única incógnita  $S=S(Z)$ , cuja solução assume a seguinte forma:

$$\frac{S(x,z)}{S_o} = 1 + \nu\xi + \frac{\nu}{M} \left[ \left( Z - \frac{1}{2} \right) - \frac{1}{2} \left( Z^2 - \frac{1}{3} \right) - \int_0^Z \Phi(Z) dZ + \int_0^1 \left( \int_0^Z \Phi(Z) dZ \right) d\Phi \right],$$

(3.66)

onde:

$$M = \frac{(K_Z K_H B^2)}{q^2},$$

O valor escolhido para a salinidade de referência ( $S_0$ ) foi o valor médio encontrado no fundo, enquanto o valor do coeficiente cinemático longitudinal de troca ( $K_H$ ) foi definido a partir do melhor ajuste entre o perfil experimental e o teórico.