Fernando Pinheiro Andutta

**O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (Bahia): Observações,
simulações, tempo de residência e processos difusivo e advectivo.**

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

Orientador: Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda

**São Paulo
2011**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (Bahia): Observações,
simulações, tempo de residência e processos difusivo e advectivo.**
(versão corrigida)

Fernando Pinheiro Andutta

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

Julgada em ____/____/____

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

“Estude sim, mas não por um título, e sim para produzir um bom conhecimento”.

O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (Bahia): Observações, simulações, tempo de residência e processos difusivo e advectivo.

Sumário de capítulos e tópicos da tese

Agradecimentos	I
Legenda das figuras e lista das tabelas	II
Lista de siglas e abreviações	III
Resumo	IV
Abstract	V
 Capítulo 1 – Introdução	 p. 1
1.1 – O Sistema estuarino dos rios Caravelas e Peruípe	p. 1
1.2 – Clima, hidrologia, hidrodinâmica e propriedades termohalinas	p. 6
1.3 – Justificativa	p. 12
1.4 – Hipóteses Científicas	p. 12
1.5 – Objetivos	p. 13
1.6 – Síntese do trabalho	p. 14
 Capítulo 2 – Materiais e métodos	 p. 15
2.1 – Dados hidrográficos, correntes, e batimétricos	p. 15
2.2 – O modelo Delft-3D Flow	p. 20
2.3 – Características da grade	p. 27
2.4 – Condições de contorno e iniciais	p. 29
a-) Horizontais	p. 29
b-) Verticais	p. 31
c-) Parâmetros físicos	p. 32
d-) Condições iniciais	p. 33
e-) Critério de validação das simulações	p. 33
2.5 – Escalas de tempo de transporte em estuários	p. 34
2.6 – Solução analítica do tempo de residência e o diagrama de advecção-difusão	p. 38
 Capítulo 3 – Dados observados simulações e validação do modelo	 p. 44
3.1 – Propriedades hidrográficas e correntes	p. 44
3.2 – Validação do modelo	p. 61
a-) Resultados observacionais e simulações: estação A	p. 62
b-) Resultados observacionais e simulações: estação B	p. 65
c-) Resultados observacionais e simulações: estação C	p. 68
d-) Resultados observacionais e simulações: estação E	p. 71
e-) Distribuição longitudinal da salinidade no canal estuarino de Caravelas na sizígia: Resultados observacionais e teóricos	p. 74
 Capítulo 4 – A circulação no sistema estuarino: análise dos resultados das simulações	 p. 76
4.1 – Estuário de Caravelas: campo de velocidades	p. 77
a-) Maré vazante (Preamar + 3 horas)	p. 77

b-) Baixamar (estofa de vazante)	p. 78
c-) Maré enchente (Baixamar + 3 horas)	p. 82
d-) Preamar (estofa de enchente)	p. 83
4.2 – Estuário de Caravelas: estrutura longitudinal de salinidade	p. 86
4.3 – Estuário do rio Peruípe: campo de velocidades	p. 89
a-) Maré vazante (Preamar + 3 horas)	p. 89
b-) Baixamar (estofa de vazante)	p. 90
c-) Maré enchente (Baixamar + 3 horas)	p. 93
d-) Preamar (estofa de enchente)	p. 95
4.4 – Estuário do rio Peruípe: estrutura longitudinal de salinidade	p. 98
Capítulo 5 – Processos de transporte e tempo residência	p. 101
5.1 – O Tempo residência nos estuários dos rios Caravelas, Peruípe, Curimataú, Hudson, Conwy e Mersey	p. 101
5.2 – O Tempo residência no canal estuarino dos rios Caravelas e Peruípe usando o modelo Lagrangeano	p. 110
Capítulo 6 – Discussão e Conclusões	p. 112
Referências bibliográficas	p. 116

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos,

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda pelo valioso conhecimento transmitido durante o programa de mestrado, e agora no programa de doutorado, e pelo meu primeiro livro presenteado. Adicionalmente, pelas inúmeras ajudas que possibilitaram a minha exposição a oportunidades singulares, tais como: minha realização de três cursos na Universidade de Concepción (Chile), ao curso em Porto Morelos (México), e ao curso intensivo de inglês no Alumni (~3 anos). Conseqüentemente, estas oportunidades me levaram ao conhecimento de diferentes pesquisadores e cientistas, e a diferentes formas de pensamentos;

Ao apoio financeiro concedido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), e ao Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT) no apoio do projeto Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos – PROABOLHOS – Institutos do Milênio 2005-2008, MCT/CNPq (CNPq verba de projeto 420219/2005-6 em nome do Dr. Eurico Cabral de Oliveira);

Ao Prof. Dr. Lourval dos Santos Silva pelo conhecimento transmitido durante a graduação em Matemática e pela oportunidade única de me apresentar ao Prof. Dr. Miranda;

Ao Prof. Dr. Ilson Silveira, pelo conhecimento e pelas pressões psicológicas subliminares indiretas no programa de mestrado, às quais me colocaram no rumo de buscar sempre analisar nas equações os processos físicos mais importantes através da análise dimensional;

Aos professores Afrânio, Joseph, Ilson, Belmiro e Edmo, da Pós-graduação do Instituto Oceanográfico da USP pelo conhecimento adquirido;

Aos Professores Doutores Schettini, Eduardo Siegle, Mario Pereira da Silva e aos pesquisadores Marçal Pereira, Tom, Piero Mazzini, Cássia Pianca e Camila pelo apoio técnico nos trabalhos de campo e troca de conhecimento, não esquecendo as aventuras do campo;

Ao Dr. Carlos Teixeira, pelos ensinamentos da linguagem Matlab, e ao Dr. Alessandro Luvizon pela ajuda no início do programa de mestrado;

Ao Professores Dr. Peter Ridd e Dr. Eric Wolanski pelo apoio as pesquisas e grande conhecimento adquirido na Universidade James Cook (Austrália);

Ao Prof. Dr. Arnolfo Valle-Levinson pela oportunidade de realizar cursos no exterior e por me abrir contatos com grandes pesquisadores;

A Professora Dra. Lisa Lucas do United States Geological Survey (USGS), pelas inúmeras críticas construtivas no desenvolvimento da teoria de escalas de transporte em ambientes aquáticos e pelo livro presenteado “Contemporary Issues in Estuarine Physics”;

Ao Prof. Eric Deleersnijder e ao Dr. Jonathan Lambrechts pela ótima recepção durante os estágios na Universidade de Louvain-la-Neuve (Bélgica);

A todos os integrantes do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LhiCo) e do Departamento de Oceanografia Física (DOF);

A todo pessoal que contribuiu direta e indiretamente: Vitor Izumi, Daniel Ruffato, Cristiane Oliveira, Edna David;

A vários professores que me transmitiram grande conhecimento e dos quais posso destacar: John Milliman, Rocky Geyer, Tolman Hendrik, David Prandle, Ajit Subramaniam, Carl Friedrichs, Stephen Monismith, David Jay e Charitha Pattiaratchi;

Ao Instituto Oceanográfico por sempre contribuir cientificamente a nível nacional e internacional;

Ao apoio financeiro concedido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) nas diferentes etapas de minha carreira nos programas de doutorado e mestrado anteriormente;

A minha família e minha esposa Cris pelo apoio e pela compreensão da minha dedicação aos estudos;

Por fim, a todos que atuaram de forma positiva ou negativa na minha vida, pois é através destas experiências que prosseguimos evoluindo.

Legendas das Figuras e lista das Tabelas

Figura 1 – Localização geográfica do sistema estuarino dos rios Caravelas e Peruípe. (a) O terminal da Aracruz – TA, e os canais de Sueste e de Abrolhos, o Parcel das paredes e o Parque Nacional Marinho dos Abrolhos; (b) Posição das estações oceanográficas A (●), B (●) em Caravelas, ao norte, e C (●) e E (●) em Nova Viçosa, ao sul, **p. 1**.

Figura 2 – Variação diária da vazão do rio Peruípe para os meses de agosto 2007 (acima) e janeiro 2008 (abaixo), com indicação dos períodos de observação entre as quadraturas e as sizígias. Fonte: estação Linimétrica Helvécia nº 55510000 (código 1739006) - Agência Nacional de Águas (ANA), **p. 7**.

Figura 3 – Variação climatológica mensal estimada das vazões máximas, mínimas e médias ocorridas entre 1975 e 2008 no rio Peruípe corrigidas usando o fator de correção $c = 1,6$, **p. 8**.

Figura 4 – Variação climatológica mensal estimada das vazões máximas, mínimas e médias do rio Caravelas, estimada com a série de dados de 1975 a 2008 do rio Peruípe, **p. 9**.

Figura 5 – Oscilação da altura da maré no estuário do rio Caravelas durante os experimentos (período de 20 a 30 de agosto), **p. 10**.

Figura 6 – Representação da topografia de fundo do domínio considerado (em metros), **p. 20**.

Figura 7 – Grade numérica com representação da resolução diagonal espacial da grade (em metros), **p. 28**.

Figura 8 – Representação do grau de ortogonalidade do domínio horizontal da grade curvilínea, **p. 29**.

Figura 9 – Representação dos contornos abertos da região costeira (Norte, Sul e Leste) a serem forçados por componentes de maré. Os rios Peruípe, Cupido e Jaburuna são indicados pelos círculos vermelhos, aos quais serão aplicadas vazões ajustadas às observações, **p. 30**.

Figura 10 – Exemplo de um sistema estuarino com uma ligação com o mar, $C(X,Y)$ refere-se a uma concentração local e $P(X,Y)$ a diferentes posições, **p. 37**.

Figura 11 – Diagrama de advecção-difusão. O tempo de residência (em dias) indicado pela barra de cores e o parâmetro θ pelas linhas retas, calculados pelas equações (42) e (46), respectivamente, **p. 41**.

Figura 12 – Variação temporal com $\Delta t = 0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (13 h) na estação A: regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d), **p. 45**.

Figura 13 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de velocidade (m.s^{-1}) durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante, **p. 47**.

Figura 14 – Perfis médios de velocidade (m.s^{-1}) obtidos a partir da integração de perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante. São também inseridos os valores da velocidade residual (u_a), **p. 48**.

Figura 15 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d), **p. 48**.

Figura 16 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de velocidade (m.s^{-1}) durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante, **p. 51**.

Figura 17 – Perfis médios de velocidade (m.s^{-1}) obtidos a partir da integração de perfis a cada 0,5 hora, durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante. São também inseridos os valores da velocidade residual (u_a), **p. 52**.

Figura 18 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d), **p. 53**.

Figura 19 – Variação temporal dos perfis de velocidade (m.s^{-1}) durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante, **p. 55**.

Figura 20 – Perfis médios de velocidade (m.s^{-1}) obtidos a partir dos perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante. São inseridos os valores da velocidade residual (u_a), **p. 56**.

Figura 21 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regimes de maré de quadratura (a) e sizígia (b) durante a campanha de verão, **p. 58**.

Figura 22 – Variação temporal a cada 0,5 hora dos perfis de velocidade (m.s^{-1}) durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regimes de maré de quadratura (a) e sizígia (b) durante a campanha de verão. Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante, **p. 59**.

Figura 23 – Perfis médios de velocidade (m.s^{-1}) obtidos a partir dos perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regimes de maré de quadratura (a) e sizígia (b) durante a campanha de verão. Valores de $u < 0$ e $u > 0$ indicam velocidades de enchente e vazante. São inseridos os valores da velocidade residual (u_a), **p. 59**.

Figura 24 – Diagrama TS espalhado no SERC para as estações de inverno e verão, obtido da coleta de perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo de maré semidiurna ~ 13 h, quadratura (•) e sizígia (◐) e para as posições das estações oceanográficas A •, B • (Caravelas), C • e E • (Nova Viçosa). Isopícnais em intervalos com $\Delta\sigma_t=2,9$ (kg.m^{-3}). Valores indicados também na escala vertical., **p. 60**.

Figura 25 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação A, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente, **p. 63**.

Figura 26 – Isopletas da velocidade medida (componente u , em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação A, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b). Movimentos de vazante e enchente indicados por $u>0$ e $u<0$, respectivamente, **p. 64**.

Figura 27 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação A, **p. 65**.

Figura 28 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação B, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente, **p. 66**.

Figura 29 – Isopletas da velocidade medida (componente u , em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação B. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u>0$ e $u<0$, respectivamente, **p. 67**.

Figura 30 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação B, **p. 68**.

Figura 31 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação C, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b), **p. 69**.

Figura 32 – Isopletas da velocidade medida (componente u , em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação C. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u>0$ e $u<0$, respectivamente, **p. 70**.

Figura 33 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação C, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b), **p. 71**.

Figura 34 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação E, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b), **p. 72**.

Figura 35 – Isopletas da velocidade medida (componente u, em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação E. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u > 0$ e $u < 0$, respectivamente, **p. 72**.

Figura 36 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação E, **p. 73**.

Figura 37 – Distribuição longitudinal da salinidade (ups) no canal estuarino de Caravelas na baixamar da sizígia. A figura superior foi obtida com modelo e a inferior de acordo com (Schettini & Miranda, 2010). Diferentes escalas horizontais e verticais foram usadas nas figuras, **p. 75**.

Figura 38 – Distribuição longitudinal da salinidade (ups) no canal estuarino de Caravelas na preamar da sizígia. A figura superior foi obtida com o modelo e a inferior de acordo com (Schettini & Miranda, 2010). Diferentes escalas horizontais e verticais foram usadas nas figuras, **p. 75**.

Figura 39 – A Barra Velha e a Boca do Tomba na desembocadura norte do SERCP. O ponto no canal estuarino indica o zero da escala longitudinal da apresentação da distribuição longitudinal da salinidade, **p. 76**.

Figura 40 – Campo de velocidades médias na coluna de água próximo à preamar + 3 horas das marés de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e a região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. As isóbatas de 0,7 m/0,9 m, e ~1,3 m/1,5 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso, **p. 78**.

Figura 41 – Campo de velocidades médias na coluna de água próximo à baixamar das marés de quadratura (a) e de sizígia (b), no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. Isóbatas de ~0,3 m/0,5 m e ~0,1 m/0,3 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso, **p. 79**.

Figura 42 – Campo de velocidades médias na coluna de água próximo à baixamar das marés de quadratura (a) e de sizígia (b), no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. Isóbatas de ~0,3 m/0,5 m e ~0,1 m/0,3 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso. Os vetores na cor vermelho e azul são obtidos nas camadas sigma -0,1 (superfície) e -0,9 (fundo), **p. 81**.

Figura 43 – Campo das velocidades médias na coluna de água na enchente (baixamar + 3h) das marés de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. Isóbatas de ~0,7 m/0,9 m, e ~1,3 m/1,5 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso, **p. 82**.

Figura 44 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à preamar da maré de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e a região dual de desembocaduras do

estuário de Caravelas. Isóbatas de ~1,3 m/1,5 m e ~2,6 m/2,8 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso, **p. 84**.

Figura 45 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à preamar da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)**, no canal estuarino e a região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. Isóbatas de ~1,3 m/1,5 m e ~2,6 m/2,8 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso. Os vetores na cor vermelho e azul são obtidos nas camadas sigma -0,1 (superfície) e -0,9 (fundo) , **p. 85**.

Figura 46 – Estrutura longitudinal da salinidade (em ups) no estuário de Caravelas da desembocadura até a região do entroncamento dos rios Cupído e Jaburuna e próximas à estofa de vazante (baixamar). Condições de quadratura **(a)** e sizígia **(b)**. Os valores de salinidade são indicados na escala de cores da barra vertical, **p. 87**.

Figura 47 – Estrutura longitudinal da salinidade (em ups) no estuário de Caravelas desde a desembocadura até a região do entroncamento dos rios Cupído e Jaburuna e próximas à estofa de enchente (preamar). Condições de quadratura **(a)** e sizígia **(b)**. Os valores de salinidade são indicados na escala de cores da barra vertical, **p. 88**.

Figura 48 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à preamar + 3 h da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)**, no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. A isóbata de ~1,3 m indica a profundidade sobre os bancos arenosos da margem esquerda, **p. 90**.

Figura 49 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à baixamar da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)** no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. As isóbatas de ~0,7 m e 0,1 m indicam a profundidade sobre os bancos arenosos, **p. 91**.

Figura 50 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à baixamar da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)** no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. As isóbatas de ~0,7 m e 0,1 m indicam a profundidade sobre os bancos arenosos. Os vetores na cor vermelho e azul são obtidos nas camadas sigma -0,1 (superfície) e -0,9 (fundo), **p.93**.

Figura 51 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à baixamar + 3 h da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)**, no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. A Isóbata de ~1,3 m indica a profundidade sobre os bancos arenosos, **p. 94**.

Figura 52 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à preamar da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)** no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. As Isóbatas de ~1,9 m e ~2,6 m indicam as profundidades sobre os bancos arenosos, **p. 96**.

Figura 53 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à preamar da maré de quadratura **(a)** e sizígia **(b)** no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. As Isóbatas de ~1,9 m e ~2,6 m indicam as profundidades sobre os bancos arenosos. Os vetores na cor vermelho e azul são obtidos nas camadas sigma -0,1 (superfície) e -0,9 (fundo), **p.97**.

Figura 54 – Estruturas longitudinais da salinidade no estuário do rio Peruípe da desembocadura até as proximidades da estação E, na baixamar. Condições de quadratura (**a₁** e **a₂**) e de sizígia (**b₁** e **b₂**). Valores de salinidade (em ups) são indicados na escala de cores da barra vertical, **p. 99**.

Figura 55 – Estruturas longitudinais da salinidade no estuário do rio Peruípe da desembocadura até as proximidades da estação E, na preamar. Condições de quadratura (**a₁** e **a₂**) e de sizígia (**b₁** e **b₂**). Valores de salinidade (em ups) são indicados na escala de cores da barra vertical, **p. 100**.

Figura 56 – Diagrama de advecção-difusão. O tempo de residência (em dias) indicado pela barra de cores (Eq. 42) e o parâmetro θ (Eq. 46) pelas linhas retas. São apresentados os resultados para os estuários do rio Caravelas (Ca), do rio Peruibe (Pe), do rio Curimataú (C), do rio Hudson (H), do rio Conwy (CY) e do rio Mersey (M) , **p. 109**.

Figura 57 – Tempo de residência médio calculado usando traçadores Lagrangeanos nos estuários dos rios Caravelas e Peruípe. Topografia de fundo do domínio considerado na barra de cores em metros. No estuário de Caravelas os agrupamentos de traçadores lançados a distância de 3, 6, 9 e 12 km da desembocadura, e no estuário de Nova Viçosa a distancia de 2,5 e 5 km da desembocarura, **p. 111**.

Tabela 1 – Amplitude e fase dos principais componentes da maré em Caravelas (lat. 17°49,9'S; long. 039°12,6'W) analisadas de acordo com Franco (2000), **p. 9**.

Tabela 2 – Período das coletas a cada 30 minutos dos dados observados hidrográficos e a velocidade da corrente realizados durante os períodos de observação de inverno (agosto de 2007) e verão (janeiro de 2008) para as marés de quadratura e sizígia, **p. 18**.

Tabela 3 – Condições de contorno aplicadas para os rios Peruípe, Cupído e Jaburuna do SERCP, **p. 31**.

Tabela 4 – Características geométricas e parâmetros físicos dos estuários dos rios Caravelas e Peruípe (SERCP), **p. 102**.

Tabela 5 – Características geométricas e parâmetros físicos do estuário do rio Curimataú, Brasil (Miranda *et al.*, 2005 e 2006; Andutta *et al.*, 2006), **p.103**.

Tabela 6 – Características geométricas e parâmetros físicos do estuário do rio Hudson, EUA (Warner *et al.*, 2005), **p. 104**.

Tabela 7 – Características geométricas e parâmetros físicos do estuário do rio Conwy, UK (Turrell *et al.*, 1996), **p. 105**.

Tabela 8 – Características geométricas e parâmetros físicos do Estuário do Rio Mersey, UK (Bowden and Gilligan, 1971; Wu *et al.*, 2005), **p. 106**.

Tabela 9 – Tempo de residência (T_{res}) em dias e escala do tempo advectivo e difusivo calculado usando a equação 45 para os estuários dos rios Caravelas, Peruípe, Curimataú, Hudson (EUA), Conwy (UK) e Mersey (UK). Contribuição do processo advectivo indicada por θ (Eqs. 46 ou Eq. 47), e resultados do tempo de residência usando o modelo LOICZ (Eq. 49), **p. 107**.

Lista de Siglas

N – Norte, coordenada geográfica;
S – Sul, coordenada geográfica;
W – Oeste, coordenada geográfica;
E – Leste, coordenada geográfica;
NE – Nordeste;
SE – Sudeste;
M₂ – Principal Lunar;
S₂ – Principal Solar;
N₂ – Elíptica Lunar;
L₂ – Elíptica Lunar;
K₂ – Declinação Lunar Solar;
K₁ – Declinação Lunar Solar;
O₁ – Principal Lunar;
P₁ – Principal Solar;
Q₁ – Elíptica Lunar;
km – quilômetro;
m – metros;
cm – centímetro;
°C – graus Celsius;
 θ – ângulo ou contribuição do processo advectivo no tempo de residência (depende do contexto);
rad – radianos;
 ρ – densidade (SI);
 σ_t – densidade sigma;
 ρ_{ar} – densidade do ar;
p – pressão;
P_{atm} – pressão atmosférica;
S – salinidade;
T – temperatura;
T_{res} – tempo de residência;
T_{adv} – escala do tempo de residência advectivo;
T_{dif} – escala do tempo de residência difusivo;

g – gravidade ou gramas (depende do contexto);
 α – volume específico da água do mar;
 O_x – eixo coordenado na direção x ;
 O_y – eixo coordenado na direção y ;
 O_z – eixo coordenado na direção z ;
 O_σ – eixo coordenado na direção σ ;
 Z – coordenada vertical adimensional;
 σ – coordenada vertical adimensional;
 (x,y,z) – sistema de coordenadas cartesianas;
 (ξ,η,σ) – sistema de coordenadas ortogonais;
 (λ,ϕ,σ) – sistema de coordenadas esféricas;
 ϕ – latitude;
 λ – longitude;
 R – raio da Terra;
 f – parâmetro de Coriolis;
 Ω – velocidade angular da Terra;
 k – constante adimensional de von Kármán;
 t – tempo;
 Δ – variação
 u – componente de velocidade na direção O_x ou longitudinal (depende do contexto);
 v – componente de velocidade na direção O_y ou transversal (depende do contexto);
 w – componente de velocidade na direção O_z ;
 ω – componente de velocidade relacionada ao movimento das iso-superfícies de σ ;
 $\vec{v}$ – vetor velocidade;
 U – magnitude da velocidade;
 u_a – velocidade residual de u ;
 v_a – velocidade residual de v ;
 U_{10} – magnitude da velocidade do vento 10 m acima da superfície;
 $\vec{u}_b$ – magnitude da velocidade na camada de fundo;
 $\vec{\tau}_s$ – tensão de cisalhamento do vento;
 $\vec{\tau}_b$ – tensão exercida pelo fundo;

C_d – coeficiente de arrasto;

$(P_\xi \text{ e } P_\eta)$ – gradientes de pressão;

$(F_\xi \text{ e } F_\eta)$ – forças dissipativa de energia devido a viscosidade no plano horizontal (tensões de Reynold's);

$(M_\xi \text{ e } M_\eta)$ – fontes e sorvedouros de momentum devido à eventuais obstruções ou contribuições ao movimento;

K_H – coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulento;

K_v – coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulento;

K_{mol} – coeficiente cinemático de viscosidade molecular;

D_H – coeficiente cinemático de difusividade horizontal;

D_v – coeficiente cinemático de difusividade vertical;

h – hora ou altura da coluna de água (depende do contexto);

H, d – altura média da coluna de água;

ζ – variação da superfície livre;

z_0 – escala de rugosidade do leito marinho ou altura da rugosidade de fundo;

q_{in} – fonte de água por unidade de volume;

q_{out} – sorvedouro de água por unidade de volume;

P – fonte de água devido à precipitação;

E – sorvedouro de água devido à evaporação;

Lista de Abreviaturas

Fig. – figura;

Tab. – tabela;

lat. – latitude;

long. – longitude;

freq. – frequência;

vel. – velocidade;

rad. – radianos;

gr. – graus;

pts. – pontos;

vert. – vertical;

hor. – horizontal;

min. – minutos;

h – horas;

ups – unidade prática da salinidade;

AT – Água Tropical;

CB – Corrente do Brasil;

AAS – Anti-ciclone do Atlântico Sul;

PNMA – Parque Nacional Marinho dos Abrolhos;

SERCP – Sistema Estuarino dos Rios Caravelas e Peruípe;

JOPS – Joint Oceanographic Projects;

SI – Sistema Internacional;

BA – Bahia;

ANA – Agência Nacional de Águas;

USP – Universidade de São Paulo;

IOUSP – Instituto Oceanográfico da USP;

UNIVALI – Universidade do Vale do Itajaí;

UFRN – Universidade Federal do Rio Grande do Norte;

LHiCo – Laboratório de Hidrodinâmica Costeira;

DOF – Departamento de Oceanografia Física;

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico;

CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

MCT – Ministério da Ciência e Tecnologia;

PROABROLHOS – Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos;

LOICZ – Land Ocean Interaction of Coastal Zone;

Resumo

O modelo numérico Delft3D-Flow foi utilizado nos estudos da distribuição e variabilidade de propriedades termohalinas, e da circulação tridimensional do sistema estuarino dos rios Caravelas e Peruípe-SERCP. Os resultados do modelo foram validados quantitativamente usando dados experimentais de marés de quadratura e de sizígia de correntes e salinidades em quatro estações fixas (duas em cada um dos estuários de Caravelas e Nova Viçosa).

No processamento foram aplicadas inicialmente condições iniciais homogêneas da salinidade, densidade e dos coeficientes cinemáticos de viscosidade e difusividade vertical, e após quatro semanas de simulação foram extraídos resultados de diferentes condições. Esses resultados foram utilizados como condições iniciais mais realistas, tendo o campo espacial variado das propriedades termohalinas, e dos parâmetros físicos. Essas novas condições iniciais permitiram pular o tempo transiente otimizando assim as simulações subsequentes.

A validação das simulações foi feita com base nas medições da campanha de verão, por causa do atraso do período chuvoso a vazão do rio Peruípe foi bem representativa para condições de inverno e, portanto, seria redundante usar as forçantes dos rios com valores tão próximos na validação, além da necessidade da demanda de um tempo muito maior nas análise comparativas dos resultados. Durante o verão (janeiro de 2008), os dados de vazão do rio Peruípe obtidos na Agência Nacional de Águas (ANA) levaram a estimativa da descarga fluvial de $\sim 20 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, com a extrapolação de $\sim 4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ para vazão conjunta dos dois principais afluentes do canal estuarino do rio Caravelas (rios Cúpidos e Jaburuna).

As oscilações da maré foram simuladas satisfatoriamente para as quatro estações de controle utilizadas na validação, com valores médios do parâmetro Skill superiores a 0,97. As amplitudes da maré calculadas numericamente foram de aproximadamente 1,3 m e 2,5 m na quadratura e sizígia, respectivamente.

Os resultados numéricos das simulações das velocidades foram melhores em condições de sizígia com valores médios do parâmetro Skill entre 0,77 e 0,93, enquanto que na quadratura esse parâmetro variou entre 0,38 a 0,65.

Para a estrutura de salinidade durante as condições de maré de sizígia, melhores resultados no SERCP do skill e, portanto abrangendo as quatro estações de controle, foram confirmados pelos parâmetros Skill médios superiores a 0,83. Na maré de quadratura os correspondentes valores médios também foram relativamente altos, variando entre 0,73-0,85. Entretanto, houve dificuldades

em simular adequadamente a alta estratificação (vertical e longitudinal) do estuário de Nova Vicosa, podendo-se atribuir esse fato à maior vazão do rio Peruípe, que é muito maior do que a do rio de Caravelas.

Com os resultados da estrutura de salinidade a intrusão da massa de Água Tropical (AT) foi adequadamente representada nos quilômetros iniciais do canal estuarino do rio Caravelas, e na parte interna da desembocadura na região de Nova Viçosa.

Movimentos bidirecionais foram observados nos resultados das simulações na preamar e baixamar, na região de desembocadura dos estuários da Caravelas e Nova Viçosa, movimentos estes forçados pela componente baroclínica da força de gradiente de pressão. Vale ressaltar que o efeito baroclínico ficou mais visível nos instantes da baixamar. Na preamar para a maior parte destas duas regiões verificou-se apenas um pequeno desvio no sentido das correntes entre superfície ($Z = -0,1$) e fundo ($Z = -0,9$) e em geral inferior a 30 graus.

Usando os traçadores lagrangeanos virtuais lançados ao longo dos canais estuarinos das entradas norte (Caravelas) e sul (Nova Viçosa) do SERCP foi obtido como resultado um tempo de residência relativamente pequeno e comparável ao estuário tropical do rio Curimataú. No trecho analisado no canal estuarino do rio Caravelas, a ~ 3 km e ~ 12 km distantes da Boca do Tomba o tempo de residência médio foi $\sim 4,2$ dias e $\sim 10,3$ dias, respectivamente. Já no estuário de Nova Viçosa, ou canal estuarino do rio Peruípe, apenas o trecho inicial de 5 km foi considerado para o lançamento dos traçadores, e os tempos de residência de $\sim 1,5$ dias e 2,5 dias foram estimados para as posições de $\sim 2,5$ km e 5,0 km distantes da desembocadura.

O modelo analítico proposto e usado no cálculo de tempo de residência teve resultados comparáveis aos obtidos pelas simulações pelo método lagrangeano do Delft-3D Flow. Diferentemente, o modelo LOICZ apresentou valores bem diferentes do tempo de residência para os seis estuários analisados (Caravelas, Nova Viçosa, Curimataú, Hudson, Conwy and Mersey), em geral bem inferiores aos do modelo proposto, indicando assim uma possível estimativa maior do fluxo difusivo na formulação do modelo LOICZ.

Palavras-chaves: modelagem numérica, estuário tropical, tempo de residência, circulação tridimensional, propriedades termohalinas, advecção e difusão.

Abstract

The numerical model Delft-Flow was used to study the spatial distribution and variability of the termohaline properties, and the tridimensional circulation in the estuarine system of the rivers Caravelas and Peruípe. The model results were validated quantitatively using field data of tidal oscillation and currents, and salinity measurements during neap and spring tides at four mooring stations, two in each estuary.

In the data processing homogeneous conditions were used initially for the fields of salinity, density and the vertical kinematic coefficients of viscosity and diffusivity, then after four weeks of running simulation those fields were saved with spatially varied conditions. Those results were used for a more realistic initial condition, thus having a varied field of the termohaline properties, and of the physical parameters. The new initial conditions allowed avoiding the transient time and thus optimizing the following simulations.

The model evaluation was done based on measurements undertaken during the summer season, because of the delay in the raining season, the Peruípe river discharge was low and more representative of dry season condition, for those reasons we just used the measurement taken in the January 2008. In the summer the measurements of the Peruípe river discharge taken from the Agência Nacional de Águas (ANA), and the river flow of was estimated at $\sim 20 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, with the extrapolation of $\sim 4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ for the unified flow from the rivers Cúpidio and Jaburuna, with contribute to the flow in the Caravelas estuary.

Tidal oscillation at neap and spring tides were well simulated for the 4 controlling sites used to the validation, and with the mean skill values over 0.97. The tidal amplitudes were numerical calculated and nearly between 1.3 and 2.5 meters at neap and spring tides, respectively.

The numerical results of the velocities were better simulated in spring tides with the mean skill values in the range of 0.77 and 0.93, while at neap tides this parameter varied between 0.38 and 0.65.

For the salinity structure at spring tides good results in the estuarine system were achieved, hence comprising all the controlling station for validation, with all mean skill values over 0.83. At neap tides the corresponding mean skill values were relatively high, varing in the range of 0.73-0.85. In addition, there were difficulties in simulation adequately the highly vertical and longitudinal stratification of the Nova Vicosá estuary. That was caused by the stronger river inflow of the Peruípe River, which is much higher than the inflow by Caravelas River.

The intrusion of the Tropical Water mass (TW) was properly simulated given the right distribution of the salinity along the first kilometers of the estuarine channel of Caravelas, and the internal part of the Nova Viçosa estuarine mouth.

Bidirectional movements were observed from the model outputs at the high and low tides, at the region near the mouth of both, Caravelas and Nova Viçosa estuary. Those movements are forced by the baroclinic component of the pressure gradient. It is worth to mention that the baroclinic effect was better observed at the low tides of these regions. At high tide most of areas showed only a small change in the current direction between surface ($Z = -0.1$) and bottom ($Z = -0.9$) and usually smaller than 30 degrees.

The virtual lagrangian drifters released along the estuarine channels of Caravelas (north) and Nova Viçosa (south) have shown a residence time relatively short, and comparable to the Curimataú tropical estuary. In the released location between 3 and 12 km of distance from the Caravelas mouth, the residence time was in the range of 4.2 and 10.3 days. Differently, at the Nova Viçosa estuary, only the first 5 km were studied and the residence time of 1.5 and 2.5 days was estimated for the respective positions of 2.5 and 5.0 km away from the mouth.

The analytical model proposed and used to calculate the residence time led to results comparable to the results from the numerical simulation using the Lagrangian method of the Delft-3D Flow. Differently, the LOICZ model has shown results really different of the residence time for all the six estuaries (Caravelas, Nova Viçosa, Curimataú, Hudson, Conwy and Mersey), and in general much smaller than the results from the proposed formula, thus indicating a possible overestimation of the diffusive flux assumed in the LOICZ formulation.

Keywords: numerical modelling, tropical estuary, residence time, tridimensional circulation, termohaline properties, advection and diffusion.

Capítulo 1 – Introdução

1.1 – O Sistema Estuarino dos Rios Caravelas e Peruípe

O Sistema Estuarino dos Rios Caravelas e Peruípe — SERCP (Fig. 1), situado no sul do estado da Bahia (BA), está localizado na latitude aproximada de $17^{\circ}50'S$, e a cerca de 60 km do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos (PNMA), criado em 1983. Existem duas desembocaduras principais de acesso ao SERCP, sendo uma ao norte em Caravelas ($17^{\circ}45'S$) com duas barras, a Barra Velha e a Boca do Tomba, e a outra, ao sul, em Nova Viçosa ($17^{\circ}54'S$) separadas a uma distância de ~25 km e internamente interligadas por dois canais principais sinuosos rasos e estreitos ao redor da Ilha conhecida por Cassurubá ou Cassumba.

Figura 1 – Localização geográfica do sistema estuarino dos rios Caravelas e Peruípe. (a) O terminal da Aracruz – TA, e os canais de Sueste e de Abrolhos, o Parcel das paredes e o Parque Nacional Marinho dos Abrolhos; (b) Posição das estações oceanográficas A (●), B (●) em Caravelas, ao norte, e C (●) e E (●) em Nova Viçosa, ao sul.

O SERCP é um ambiente de planície costeira formado por manguezais e restingas remanescentes da Mata Atlântica. A cobertura vegetal na região sul da Bahia (BA), onde se localiza a bacia de drenagem do estuário, sofreu severo desmatamento e a área da cobertura vegetal decresceu de 85% para 6% entre os anos de 1945 e 1990 (Addad, 1997), alterando drasticamente o

escoamento superficial de água da bacia de drenagem. Atualmente a cobertura vegetal está sendo substituída parcialmente por atividades de reflorestamento. É uma região de rica biodiversidade apresentando um papel de grande importância tanto nos aspectos sociais como econômicos.

Recente estudo de suas características hidrodinâmicas e do transporte de material particulado em suspensão através das Barras Velha e a Boca do Tomba é apresentado no artigo de Schettini & Miranda (2010). Contudo, com base nas suas características físicas e de outros sistemas estuarinos tropicais (Medeiros & Kjerfve, 1993; Araújo *et al.*, 1999; Miranda *et al.*, 2005 e 2006; Andutta *et al.*, 2006) pode-se inferir a hipótese que os processos físicos descarga fluvial e maré são as principais forçantes responsáveis pelo balanço de energia e de sedimentos, circulação-estratificação e processos de mistura. Portanto, as características físicas do SERCP sofrem grandes alterações devido à modulação quinzenal da maré e à sazonalidade da descarga fluvial. Sendo um ambiente costeiro, os ventos e a circulação na plataforma continental podem também afetar a circulação e os processos de mistura principalmente na desembocadura do estuário.

Empresas de consultoria que atuam nas áreas de meio ambiente, infra-estrutura e logística vêm realizando trabalhos oceanográficos nas barras em Caravelas e na região costeira adjacente, mas pouco vem sendo divulgado em publicações científicas, e o maior interesse destes trabalhos se limita ao canal (Boca do Tomba) que é dragado periodicamente para a saída de produtos da região.

Apesar da relativa complexidade da batimetria da região costeira adjacente ao largo do estuário de Caravelas, com a presença de cadeias de arrecifes, a massa de água Tropical (AT) predomina na circulação costeira de acordo com o trabalho pioneiro de Summerhayes *et al.* (1976). O conhecimento das características físico-químicas das águas da plataforma continental dessa região foi ampliado com os resultados das campanhas de cooperação técnico-científicas Brazil/Germany do Joint Oceanographic Projects (JOPS-1995), realizadas a bordo do N-Oc. Viktor Hansen. Dessas expedições resultaram vários trabalhos, dentre os quais podemos destacar: Knoppers *et al.* (1999a), Knoppers *et al.* (1999b), Leipe *et al.* (1999), Gaeta *et al.* (1999).

A topografia do fundo submarino na plataforma continental adjacente apresenta dois canais orientados aproximadamente na direção norte-sul; os canais de Sueste e de Abrolhos localizados entre o Arquipélago dos Abrolhos e a costa sudeste da Bahia (Fig. 1) Medidas pioneiras de corrente nesses canais, durante uma série temporal de quatro ciclos semidiurnos de maré, foram realizadas durante o cruzeiro oceanográfico do JOPS. Uma síntese dos resultados obtidos é apresentada a seguir, de acordo com Knoppers *et al.* (1999b) e Leipe *et al.* (1999): i) no canal Sueste as correntes longitudinais apresentaram forte correlação com a maré, atingindo intensidades máximas para o sul de $-0,80 \text{ m.s}^{-1}$ e $-0,60 \text{ m.s}^{-1}$ na superfície e proximidades do fundo, respectivamente, e os correspondentes valores das médias temporais iguais a $-0,32 \text{ m.s}^{-1}$ e $-0,25 \text{ m.s}^{-1}$, advectando a pluma

estuarina para o sul; ii) no canal de Abrolhos as velocidades longitudinais máximas na superfície e fundo foram praticamente iguais ($\pm 0,60 \text{ m.s}^{-1}$) e os seus valores médios também foram orientadas para o sul com intensidades de $-0,19 \text{ m.s}^{-1}$ e $-0,13 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente; iii) Os componentes transversais da velocidade da corrente apresentaram forte modulação da maré no canal de Abrolhos, mas a influência da maré não foi tão evidente no canal Sueste. Tendo em vista esses resultados os autores concluíram que o transporte advectivo predominante de concentrações de substâncias é ao longo da costa. Nesse levantamento oceanográfico foram também analisadas amostras pontuais e não sinóticas de água de superfície no estuário do rio Caravelas e da região costeira adjacente. Essas amostras foram utilizadas para uma primeira análise da composição mineral relativa do material particulado em suspensão. No estuário foram encontradas altas concentrações de material biogênico, quartzo, areias caolíticas e esmetitas oriundas da drenagem continental. Alguns materiais estavam parcialmente recobertos com óxidos de ferro, caracterizando a ressuspensão de sedimentos mais antigos (Knoppers *et al.*, op. cit.).

Resultados de Lessa & Cirano (2004) visando à caracterização hidrodinâmica do canal Sueste (Fig. 1) com duas séries temporais de correntes mais longas ($\sim 1,5$ anos), de dois fundeios localizados em profundidades de 7 a 8 m, indicaram um papel secundário da forçante maré. As séries temporais analisadas mostraram que a variabilidade das correntes nesse canal costeiro é predominantemente gerada por processos sub-inerciais ($> 72 \text{ h}$), sendo o vento a principal forçante. Esses pesquisadores também confirmaram os resultados de Knoppers *et al.* (1999b) e Leipe *et al.* (1999) sobre a ocorrência de movimentos prevaletentes e predominantes ao longo da costa e a tendência desses movimentos constituírem uma barreira hidráulica, limitando assim o transporte de material da costa para alto mar. Utilizando séries temporais de corrente e maré dos mesmos fundeios utilizados por Lessa & Cirano (op. cit), porém com duração de três anos, Teixeira (2006) observou um pequeno cisalhamento vertical das correntes longitudinais com direção sul, associadas a intensidades de $\sim 0,60 \text{ m.s}^{-1}$, enquanto que o componente perpendicular à costa apresentou forte correlação com a maré.

Um ponto importante a ser observado em ambientes costeiros é a intrusão da água do mar no estuário, a qual é mensuravelmente diluída pela água da descarga fluvial por processos de mistura (advecção e difusão turbulenta) gerados pela oscilação cíclica da maré, atrito interno e tensões de cisalhamento por atrito no fundo e na superfície pelo vento. Tendo por base trabalhos pioneiros como de Pritchard (1955), a ocorrência de movimentos gerados por influência baroclínica que podem transportar concentrações de substâncias e energia para o interior do estuário, associado à difusão da maré, tende a contrabalançar o transporte estuário abaixo gerado pela descarga fluvial.

A circulação da região costeira adjacente com complexa batimetria devido à cadeia de arrecifes adjacentes e o vento, atuando remota ou diretamente, também podem ter uma importante contribuição no funcionamento hidrodinâmico do sistema estuarino.

O Parque Nacional Marinho dos Abrolhos (PNMA) está localizado à leste e à nordeste do SERCP e compreende duas áreas distintas, ambas localizadas entre as coordenadas 17°23,0' S e 18°10,0' S, e 038°33,3' W e 039°06,0' W, com área aproximada de 266 milhas náuticas quadradas, de acordo com o Decreto nº 88.218. A primeira área tem a forma trapezoidal, está centrada no Parcel dos Abrolhos e a uma distância aproximada de 60 km do SERCP (Fig. 1), e a segunda está centrada nos Recifes das Timbetas e tem a forma de um pentágono irregular e uma área de apenas 32,35 milhas náuticas quadradas. O PNMA tem áreas emersas e ao seu redor a topografia é relativamente suave com profundidades próximas a 20 m, e também são observados numerosos bancos rasos, canais estreitos de paredes escarpadas, inúmeras construções biogênicas (recifes de corais) e feições vulcânicas aflorantes que constituem as ilhas do Arquipélago dos Abrolhos.

Em função das características estruturais, funcionais e de sua localização geográfica à oeste do PNMA o SERCP têm grande importância ambiental, social e econômica, podendo atuar como filtro natural, ou potencializar a exportação/importação de substâncias e energia por processos de transporte de natureza advectiva e difusiva.

O terminal marítimo da Aracruz Celulose (lat. 17°49,9'S; long. 039°12,6'W) tem um papel de grande importância no transporte de madeira e celulose da região sul da Bahia. Em relação ao turismo, ambas as cidades de Caravelas e Nova Viçosa são os pontos de acesso mais próximos para a cadeia de arrecifes dos Abrolhos e ao PNMA, e o turismo devido às atividades de prática de mergulho autônomo vem crescendo cada vez mais.

Os ambientes estuarinos são os berços e rotas migratórias de inúmeras espécies de peixes e outros seres aquáticos e terrestres que se utilizam destes para sua reprodução. Dessa forma, existe um particular interesse pela capacidade de renovação de suas massas de água e a assimilação de substâncias antrópicas lançadas no seu interior, determinadas por processos de natureza físico-química e biológica. Em relação ao sistema estuarino em estudo, teme-se que a influência dessas concentrações advectadas e dispersadas pela pluma estuarina e pelas correntes costeiras possam também atingir a biota do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos.

Um outro fator a ser acrescentado ao papel importante do SERCP é que este é o ponto de partida para o Arquipélago dos Abrolhos, formado por uma área superior a quatro milhões de hectares, constituído por extensos recifes de corais situados sobre um alargamento da plataforma continental que chega a atingir 250 km. Os ecossistemas marinhos de Abrolhos distribuem-se ao longo de uma conspícua transição de constituintes siliciclásticos a carbonáticos (Leão & Ginsburg,

1997), cuja relação com as assembléias biológicas ainda permanece pouco conhecida. Este complexo representa um dos mais importantes ecossistemas marinhos do Brasil, abrangendo a maior biodiversidade do Atlântico Sul (Leão *et al.*, 2003) e abrigando diversas espécies de mamíferos, tartarugas, peixes e invertebrados marinhos ameaçados de extinção.

O reconhecimento de características oceanográficas em parques marinhos representa uma contribuição importante para o manejo ambiental e a conservação dessas áreas naturais protegidas, havendo, portanto a necessidade de pesquisas interdisciplinares em diferentes escalas espaciais e temporais, envolvendo áreas da oceanografia, tais como; biológica, geológica, química e física.

A manutenção dessa biodiversidade e produtividade depende da interação entre processos oceanográficos em diferentes escalas espaciais: desde processos regionais oriundos da interação entre estuário e a plataforma adjacente, com escala espacial da ordem de até poucos quilômetros, e também os processos de plataforma continental cuja escala limita-se a valores máximos de 100 km. Remotamente existe a influência de processos que ocorrem no talude continental e na região oceânica adjacente com escala espacial da ordem de centenas de quilômetros. Portanto, é de grande valia o estudo integrado e multidisciplinar em diferentes escalas de espaço e tempo, para o entendimento do funcionamento do ecossistema do SERCP, bem como para o gerenciamento da exploração sustentável dos recursos naturais existentes na região.

Cadeias de corais e arrecifes são sistemas excepcionalmente ricos e produtivos, exercendo sempre significativa influência sobre a dinâmica econômica e social das comunidades litorâneas, às quais dependem significativamente destes para sua subsistência. Para a costa leste brasileira o Arquipélago dos Abrolhos é fator marcante na economia da região, especialmente na atividade da pesca (Paiva & Fonteles-Filho, 1997), uma das atividades em destaque da região. Vale ressaltar que a Bahia é o estado que apresentou as maiores capturas pesqueiras do Nordeste na última década, representando cerca de 40% dos desembarques entre 1991 e 2001, destacando-se a região sul do estado. A quebra da plataforma e a porção superior do talude do Arquipélago dos Abrolhos são importantes áreas de pesca e com elevada concentração de ictioplâncton dispersada pela corrente do Brasil, seus vórtices e meandros (largamente aportado ao banco em decorrência da atuação do Vórtice de Vitória) em sua porção sul (Nonaka *et al.*, 2000). Em decorrência desses atributos únicos essa região foi recentemente classificada como “Área de Extrema Importância Biológica” pelo Ministério do Meio Ambiente, sendo foco de diversas ações prioritárias governamentais e não-governamentais, com a finalidade de conservação e o uso sustentável da biodiversidade marinha.

Os processos e a circulação das massas oceânicas e da água da plataforma continental interagem com os estuários e o oceano adjacente, através das trocas de massas de água, de sedimentos em suspensão e substâncias dissolvidas. Por sua vez, a advecção da pluma estuarina que

é parte integrante do estuário (de acordo com a definição de Kjerfve, 1987), é governada pelas correntes costeiras geradas pelo vento e pela maré e incursões dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil (CB) (Silveira *et al.*, 2000).

1.2 – Clima, hidrologia, hidrodinâmica e propriedades termohalinas

Em geral, durante os períodos de outono e inverno um grande número de frentes frias chega à região e influenciam notoriamente o clima local. No decorrer da estação de verão estes eventos caem significativamente (Andrade, 2004). Outro aspecto relacionado ao clima é a influência dos ventos alísios e do Anti-ciclone do Atlântico Sul (AAS). A migração da célula do AAS para o norte na estação de verão promove, entre os meses de novembro a fevereiro, a ocorrência de ventos prevalecentes de NE, e a migração desta célula para sul, no inverno, promove ventos de SE no período de março e agosto (Chaves, 1999). Em termos quantitativos esses resultados são confirmados por Teixeira (2006) que, analisando series temporais com três anos de dados, observou um ciclo anual bem demarcado na direção e na velocidade do vento; no verão os ventos prevalecentes e dominantes são de NE com intensidade média que podem atingir $11,0 \text{ m.s}^{-1}$, já no inverno estes são do quadrante S/SE com intensidades máximas próximas a $9,0 \text{ m.s}^{-1}$.

Os rios Peruípe (Nova Viçosa) e Caravelas (Caravelas) são os principais do SERCP. O rio Caravelas tem como principais afluentes os rios Cupído e Jaburuna que são regidos pelo regime de precipitação na bacia hidrográfica no sul da Bahia, recebendo águas do escoamento superficial de uma bacia de drenagem relativamente pequena ($\sim 600 \text{ km}^2$) e sua descarga fluvial não é monitorada. Por sua vez, o rio Peruípe tem uma bacia de drenagem de 4.600 km^2 e sua descarga fluvial é monitorada diariamente na estação Helvécia (nº 55510000), cuja vazão nos meses de agosto de 2007 e janeiro de 2008, divulgadas pela Agencia Nacional de Águas (ANA), são apresentadas (Fig. 2).

Figura 2 – Variação diária da vazão do rio Peruípe para os meses de agosto 2007 (acima) e janeiro 2008 (abaixo), com indicação dos períodos de observação entre as quadraturas e as sizíguas. Fonte: estação Linimétrica Helvécia nº 55510000 (código 1739006) - Agência Nacional de Águas (ANA).

Portanto, no inverno (mês de agosto) os valores da vazão variaram no intervalo de $\sim 9 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a $12 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e no verão (mês de janeiro) observa-se maior variabilidade com valores entre $\sim 5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $\sim 23 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Fig. 2). Com base nesses dados foram calculados os seguintes valores médios durante os períodos das observações oceanográficas: $\sim 11 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e $\sim 19 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ para agosto e janeiro, respectivamente.

A área da bacia de drenagem do rio Peruípe é de aproximadamente 4.600 km^2 , mas os dados da vazão são monitorados na estação linimétrica rio acima, abrangendo apenas uma área da bacia de drenagem de $A_1 \sim 2.840 \text{ km}^2$, e a parte da bacia de drenagem à jusante da estação linimétrica é $A_2 \approx 1.760 \text{ km}^2$. Logo, os resultados da vazão do rio Peruípe (Fig. 2) denotada por V_p' , calculados com valores diários dos anos de 1975 a 2008 devem ser multiplicados, em primeira aproximação, pelo fator $c = \frac{A_1 + A_2}{A_1} = 1,6$, e a vazão corrigida (V_p) passa a ser dada por $V_p = c.V_p'$. Com essa correção a

média mensal da descarga fluvial é de $\sim 40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no verão (dezembro a janeiro) e $\sim 25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no fim do inverno (agosto a setembro), podendo atingir valores extremos próximos a $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. 3).

Figura 3 – Variação climatológica mensal estimada das vazões máximas, mínimas e médias ocorridas entre 1975 e 2008 no rio Peruípe corrigidas usando o fator de correção $c = 1,6$.

Considerando-se que não se dispõe de dados da vazão do rio Caravelas e da necessidade do conhecimento, mesmo que aproximado dessa forçante nas simulações teóricas (Seção 2.2), optou-se pela extrapolação da vazão do rio Peruípe para estimar a vazão dos rios Cupído e Jaburuna que formam o rio Caravelas. Com essa finalidade foi aplicada uma correlação linear da bacia de drenagem do Rio Peruípe (4.600 km^2) para a do rio Caravelas, com aproximadamente 600 km^2 . Para esse cálculo estamos assumindo condições similares da distribuição pluviométrica e das características do solo em ambas as bacias hidrográficas, bem como os demais processos que possibilitam essa aproximação. Sendo assim, um segundo fator de proporcionalidade

$c^* = \frac{600}{4600} = \frac{3}{23}$ foi obtido e que, multiplicado pela vazão do Rio Peruípe (V_p), resulta no valor

estimado da vazão do rio Caravelas (V_c). Logo, $V_c = c^* \cdot V_p = \frac{3}{23} \cdot V_p$, cujos resultados são

apresentados na Figura 4.

Figura 4 – Variação climatológica mensal estimada das vazões máximas, mínimas e médias do rio Caravelas, estimada com a série de dados de 1975 a 2008 do rio Peruípe.

Como era de se esperar devido à menor área da bacia de drenagem a descarga fluvial estimada para o rio Caravelas é bem inferior à do rio Peruípe, com valores médios máximos de ($\sim 5,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) no verão (dezembro a janeiro) e médios mínimos de ($\sim 3,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) no fim do inverno (agosto a setembro), com condições médias de extremos máximos e mínimos de $9,5$ e $2,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivamente. O trabalho mais recente de Pereira *et al.* (2010) também apresenta a série de vários anos de vazão do rio Caravelas obtidas por meio de extrapolação.

A série temporal da altura da maré do período de maio a julho de 2007 registrada no Terminal da Aracruz - TA – (Fig. 1), digitalizada a intervalos de 5 min., com um total de 16.264 valores, foram analisados com o programa PACMARÉ (Franco, 2000), obtendo-se os valores da altura e fase dos principais componentes da maré que são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 – Amplitude e fase dos principais componentes da maré em Caravelas (lat. $17^{\circ}49,9'S$; long. $039^{\circ}12,6'W$) analisadas de acordo com Franco (2000).

Componente	Amplitude (cm)	Fase (graus)	Freq. (rad s^{-1})
O_1	8,89	78,22	13,9430356
K_1	5,76	139,76	15,0410686
P_1	1,91	135,14	14,95893140

Q_1	1,62	80,82	13,3986609
M_2	75,10	28,66	28,9841042
S_2	33,48	43,66	30,0000000
L_2	15,06	232,13	29,5284789
N_2	13,45	114,31	28,4397295
K_2	9,11	44,87	30,08213730

O_1 : Principal Lunar; K_1 : Declinação Lunar Solar; P_1 : Principal Solar; Q_1 : Elíptica Lunar; M_2 : Principal Lunar; S_2 : Principal Solar; L_2 : Elíptica Lunar; N_2 : Elíptica Lunar e K_2 : Declinação Lunar Solar.

A série temporal da altura da maré medida com o marégrafo de pressão AAnderaa (instrumento nº 1468) instalado no cais do Hotel Farol Abrolhos (lat. 17°45'00,0'' S; long. 039°14'00,3'' W), é apresentada na Fig. 5. O equipamento foi configurado para efetuar medidas a intervalos de 30 min., registrando uma série temporal de 12 dias, com o início do registro digital no dia 20/08/2007 às 00:30 h.

Figura 5 – Oscilação da altura da maré no estuário do rio Caravelas durante os experimentos (período de 20 a 30 de agosto).

Com base na figura 5 observa-se que durante as condições de quadratura e de sizígia as alturas da maré são da ordem de 1 m e 3 m, respectivamente, logo, de acordo com o critério de Davies (1964) ela se classifica como mesomaré. Em relação à periodicidade com os dados da Tabela 1, o valor foi obtido do número de forma $[N_f = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2) = 0,19]$ indicando que a maré no estuário classifica-se como maré semidiurna, de acordo com o critério de A. Courtier de 1938 (Defant, 1960).

Experimentos quase sinóticos de medidas de corrente, propriedades termohalinas e de material particulado em suspensão foram conduzidos em 2001, durante um ciclo completo de maré de sizígia, nas desembocaduras da Barra Velha e da Boca do Tomba. Foram feitos também perfilamentos de propriedades termohalinas longitudinais na preamar e na baixamar no canal estuarino de Caravelas. Os resultados desses experimentos foram publicados recentemente por Schettini & Miranda (2010). Ao longo do canal estuarino foram obtidos dados até cerca de 26 km estuário acima, sob condições de descarga fluvial moderada. Durante a preamar as isohalinas mostram um comportamento típico de um estuário bem misturado na maré alta com a intrusão da massa de Água Tropical (AT), caracterizada por $S > 36,0$ ups que chegou até cerca de 7 km estuário acima, com valores de temperatura entre $\sim 28,6^{\circ}\text{C}$ a $\sim 29,2^{\circ}\text{C}$ da cabeceira até a boca do estuário, respectivamente. Na condição de baixamar, observada no mesmo ciclo de maré, a salinidade máxima decresceu para 34 ups, sendo essa concentração de sal advectada das proximidades dos 10 km para cerca de 2 km, deslocando-se 8 km estuário abaixo. A temperatura dessa massa de água variou apenas no intervalo de $28,4^{\circ}\text{C}$ a $28,8^{\circ}\text{C}$, menos de 1°C , podendo assim ser considerada como massa de água isotérmica, condição esta que será levada em conta para fins de simulação. Para as velocidades foram observados durante a maré vazante valores máximos de $\sim 1,5 \text{ m.s}^{-1}$ e de $\sim 0,8 \text{ m.s}^{-1}$ para a Boca do Tomba e Barra Velha, respectivamente. Na maré de enchente, valores máximos de $\sim 0,8 \text{ m.s}^{-1}$ (Boca do Tomba) e de $\sim 0,6 \text{ m.s}^{-1}$ (Barra Velha) também são reportados nesse trabalho, e o transporte de volume médio de vazante estimado durante um ciclo semidiurno foi de $\sim 600 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

No trabalho de Schettini & Miranda (op. cit.) as isopletras de salinidade obtidas com base em series temporais de propriedades termohalinas, medidas em seções transversais de Barra Velha e da Boca do Tomba, também indicaram condições típicas de um estuário do tipo bem misturado, de acordo com o critério de classificação de Pritchard (1955). Esse resultado foi confirmado quantitativamente com a aplicação do Diagrama Estratificação-circulação (Hansen & Rattray, 1966), cujos parâmetros foram calculados com base nos perfis verticais médios do componente longitudinal de velocidade e salinidade. Com base nesse diagrama a Boca do Tomba foi classificada como Tipo 2a (parcialmente misturada e com fraca estratificação vertical), enquanto que a Barra Velha foi classificada do Tipo 1a (bem misturada).

Mais recentemente (Pereira, 2010), analisando dados obtidos no canal estuarino do rio Caravelas (estação A) (Fig. 1), observou-se velocidades máximas de vazão $\sim 1,5 \text{ m.s}^{-1}$ e de enchente $\sim 1,0 \text{ m.s}^{-1}$. A vazão média do rio Caravelas, durante as campanhas realizadas no verão e inverno foi de ~ 4 a $5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, tendo os autores concluído que o aporte de água doce foi praticamente desprezível no transporte de material particulado e que o mesmo foi principalmente forçado pelo efeito advectivo da maré.

1.3 – Justificativa

O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (SERCP) pode ser responsável pelo transporte de matérias orgânicas e/ou inorgânicas para o sistema de arrecifes do Banco dos Abrolhos, e pela manutenção da biodiversidade local. Por sua vez, a relação desse complexo estuarino com a comunidade abrange desde os aspectos econômicos aos sociais, através do ecoturismo, atividade que cresce cada vez mais, da pesca suprimindo as necessidades da população local, dentre outras. Um grande acontecimento que vem sendo alvo de preocupações é a alta taxa de degradação das cadeias de arrecifes por todo o mundo (Tomascik & Sander, 1985; Rogers, 1990; Brown, 1997a,b). A combinação do *stress* promovido pela destruição física, pela poluição costeira, e pela atividade pesqueira é responsável pela alteração destes ecossistemas, podendo até em determinados casos, ser permanente. Estabelecer medidas de prevenção é uma prioridade fundamental no âmbito nacional e internacional. Por este motivo, o estudo dos processos físicos responsáveis pela manutenção desse sistema estuarino é de suma importância pela proximidade do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos, além de servir como região de reprodução, migração e desova de inúmeras espécies biológicas.

1.4 – Hipóteses científicas

O modelo Delft-3D Flow, devidamente ajustado e validado com dados observacionais, será aplicado ao estudo das características hidrográficas e hidrodinâmicas do SERCP, cujas características geométricas e batimétricas apresentam grandes dificuldades computacionais. Com esse modelo espera-se ser possível simular adequadamente e caracterizar a variação não somente espacial de propriedades termohalinas e da circulação, como também em diferentes escalas de tempo — horária intra-maré e a modulação quinzenal.

Devido ao baixo transporte de volume da descarga fluvial no canal do rio Caravelas, poder-se fazer também as seguintes hipóteses:

i) A variação da classificação da região próxima à desembocadura do estuário do rio Caravelas gerada pelas forçantes maré e descarga fluvial, obtidas em pesquisas recentes (Schettini & Miranda, 2010 e Pereira *et al.*, 2010), também podem ser simuladas teoricamente, abrangendo outras partes da zona de mistura inclusive do estuário do rio Peruípe.

ii) Tendo em vista tratar-se de um estuário com baixa descarga fluvial forçado por mesomaré, os tempos de descarga e residência obtidos com base no deslocamento lagrangiano na zona de mistura devem ser relativamente curtos. O efeito difusivo é de suma importância na exportação de matéria em suspensão do canal de Caravelas. Diferentemente ao canal de Caravelas, para a região de Nova Viçosa, especificamente ao longo do canal estuarino do rio Peruípe em direção à desembocadura, a maior descarga fluvial é mais relevante na exportação de materiais sendo o efeito difusivo como secundário.

Por fim, uma formulação analítica simplificada será usada para a estimativa do tempo de residência que permitirá quantificar os efeitos difusivo e advectivo por medições de características simples do estuário. Nessa formulação propõe-se a utilização de um diagrama de *advecção-difusão* que será aplicado aos canais estuarinos dos rios Caravelas e Peruípe e também em outros estuários que satisfazem as condições da teoria. Tal formulação poderá também ser utilizada no aprimoramento do modelo *Land Ocean Interaction of Coastal Zone* (LOICZ) no estudo da evolução de concentrações em ambientes aquáticos estuarinos. Trabalhos anteriores (Hancock *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2007) mostram que, dependendo do sistema, processos difusivos (dispersão) desempenham um papel importante nas escalas de transporte da concentração de propriedades em ambientes aquáticos.

1.5 – Objetivos

O Sistema Estuarino dos Rios Caravelas e Peruípe é pouco conhecido em termos oceanográficos e ecológicos. As informações disponíveis sugerem, no entanto, a existência de impactos aparentemente pontuais relacionados à exportação de sedimentos, ao transporte pela pluma estuarina e ao processo de deposição na plataforma continental adjacente.

O diagnóstico desses impactos e o estabelecimento de um programa de gestão ambiental demandam a caracterização física prévia desse ambiente de transição em seus vários compartimentos e processos. Sendo assim, tem-se por objetivo principal aplicar o modelo hidrodinâmico devidamente validado, para estudar a variabilidade espacial e temporal da circulação e de propriedades hidrográficas desse sistema estuarino, aplicando condições extremas de maré, sizígia e quadratura.

Com a utilização da modelagem numérica também serão obtidos os seguintes resultados: i) a modulação quinzenal das características hidrográficas da zona de mistura; ii) os tempos de residência no sistema estuarino com lançamentos de traçadores Lagrangeanos virtuais conservativos

em diferentes pontos. iii) quantificar a variação dos efeitos difusivo e advectivo utilizando uma formulação matemática relativamente simples proposta por (Andutta *et al.*, submetido).

1.6 – Síntese do trabalho

No desenvolvimento deste trabalho serão levados em conta os seguintes aspectos: i) a descrição das principais características do sistema estuarino, ampliando o conhecimento da hidrodinâmica e processos de mistura mediante simulações teóricas, utilizando um modelo computacional de modo a otimizar o tempo e custos operacionais, bem como a possibilidade de obter resultados distribuídos temporal e espacialmente, e com detalhes que são praticamente impossíveis de serem obtidos com trabalhos de campo. Para a validação quantitativa dos resultados será feita uma criteriosa calibração através da análise estatística com dados obtidos pontualmente em regiões distintas do sistema, realizadas em campanhas oceanográficas em condições extremas de marés de quadratura e sizígia e que julgamos representativas para as épocas de baixa (inverno) e alta descarga fluvial (verão). Esses dados experimentais foram obtidos durante os trabalhos estuarinos desenvolvidos para atender os objetivos dos Estudos Estuarinos do Projeto Interinstitucional “Produtividade, Sustentabilidade e Utilização Racional do Ecossistema do Banco de Abrolhos”, financiado pelo Programa Institutos do Milênio (2005-2008); ii) a utilização de uma solução analítica simples do tempo de residência de ambientes estuarinos, considerando a atuação conjunta dos processos difusivo e advectivo para o transporte de propriedades conservativas. A fórmula proposta permite a construção do diagrama de advecção-difusão que possibilita a quantificação do principal processo responsável pela renovação de água do sistema.

Capítulo 2 – Materiais e métodos

2.1 – Dados hidrográficos, correntes e batimétricos

Os dados observacionais termohalinos (S,T,p) e de velocidade das correntes ($\vec{V}$) utilizados neste trabalho foram obtidos em cumprimento aos objetivos dos trabalhos estuarinos do Projeto Institutos do Milênio (2005-2008): “Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos”, PROABROLHOS - MCT/CNPq, com a coordenação do projeto temático: do Prof. Dr. Eurico Cabral de Oliveira Filho e Sub-Coordenação do Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro. Os trabalhos estuarinos foram coordenados pelo Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda e Prof. Dr. Eduardo Siegle. Os trabalhos de campo estiveram sob a coordenação do Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini. Participaram desses trabalhos equipes interdisciplinares do Instituto Oceanográfico da USP (IOUSP), da Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI) e da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

Os trabalhos de campo foram realizados no inverno (agosto de 2007) e no verão (janeiro de 2008), épocas de baixa e alta descarga fluvial. As medidas foram obtidas de forma quase-simultânea nas estações A, B, C e E (Tab. 2) durante um ciclo de maré semidiurna em condições de quadratura e de sizígia, visando à análise da influência da modulação quinzenal da maré. Foram realizados perfilamentos a cada meia hora em estações fixas para as propriedades hidrográficas (S,T,p) com CTD's, e de correntes (intensidade e direção), com equipamento Valeport, modelo MKIII durante um ciclo completo de maré semidiurna (~13 h). Também foram realizados fundeios de equipamentos ADCP's, CTD,s, turbidímetros e marégrafos de pressão. Entretanto, neste trabalho são utilizados apenas uma parte dos dados amostrados.

Os dados para a calibração do modelo numérico foram obtidos em quatro posições (Fig. 1), cujos detalhes são apresentados a seguir:

- Estação A: Próxima às barras do estuário do rio Caravelas (Ponta Areia).

Posição: lat. ~17°45'13,7'' S; long. ~039°13'52,5'' W.

Equipamentos; Perfil vertical ($\Delta t=30$ min): ADP (fixo lateral barco), CTD + turbidímetro.

- Estação B: Início do canal interligando com Nova Viçosa.

Posição: lat. ~17°44'23,4'' S; long. ~039°16'52,6'' W.

Equipamentos: Perfilamentos de propriedades hidrográficas e corrente com Valeport MkIII e turbidímetro, com amostragens em intervalos de 30 min.

- Estação C: Na entrada sul do estuário do rio Peruípe (Nova Viçosa).

Posição: lat $\sim 17^{\circ}53'24,2''$ S; long. $\sim 039^{\circ}21'76,4''$ W.

- Estação E: No canal estuarino do rio Peruípe próximo à cidade de Nova Viçosa.

Posição: lat $\sim 17^{\circ}53'05,20''$ S; long. $\sim 039^{\circ}22'23,50''$ W.

Equipamentos: Perfilamentos de propriedades hidrográficas e corrente com Valeport MkIII e turbidímetro, com amostragens em intervalos de 30 min por 13 horas de amostragem.

Dados de maré coletados na estação maregráfica instalada no cais do Hotel Farol Abrolhos (lat. $\sim 17^{\circ}45'00,0''$ S; long. $\sim 039^{\circ}14'00,3''$ W) e também dados de maré obtidos na entrada do canal estuarino de Caravelas.

Como subsídios para a validação do modelo numérico foram utilizados dados de medidas “*in situ*” de correntes (em m.s^{-1}), de propriedades hidrográficas S, T e p, com S na Escala Prática (ups), T em $^{\circ}\text{C}$, pressão em decibares (dbar) e maré com altura em m. Esses dados foram processados da seguinte forma:

i) Os vetores velocidades $\vec{V}$ medidos nas estações fixas A, B, C e E (Fig. 1) foram decompostos, em relação ao referencial cartesiano ortogonal (Ox,y,z), nos componentes longitudinais ($u > 0$ vazante; $u < 0$ enchente) e transversais (v), para dar destaque ao componente longitudinal (u). As estações A, C e E estão localizadas aproximadamente na posição central dos canais estuarinos, mas a estação B localiza-se no extremo norte do canal que interliga o estuário de Peruípe com o de Caravelas, e nesta estação o eixo Ox foi o orientado com sentido positivo na direção perpendicular ao canal de Caravelas. Para essas decomposições foram utilizados os programas em ambiente computacional MatLab de acordo com a prática usualmente utilizada (Miranda *et al.*, 2002), e foi adotada como condição de contorno de fundo o atrito máximo [$u(-1,t)=0$].

ii) Os perfis Eulerianos de salinidade [$S=S(z,t)$] e o componente longitudinal de velocidade [$u=u(z,t)$] foram filtrados retirando dados espúrios, e usando a rotina spline do ambiente MatLab os dados foram interpolados ao longo da coluna de água na forma adimensional (coordenada $Z = \frac{z}{|h(t)|}$

ou Sigma σ) em 11 pontos verticais da superfície ($Z=0$) até o fundo em ($Z=-1$), com intervalos de $\Delta Z=0,1$. Na indicação dos valores numéricos dessa propriedade, a unidade ups será geralmente omitida.

Para os perfis das propriedades hidrográficas [$S=S(Z,t)$ e $T=T(Z,t)$] e do componente longitudinal de velocidade [$u=u(Z,t)$] em função da profundidade adimensional, foram obtidos os correspondentes valores médios no tempo e em profundidade usando as expressões:

$$\langle P(Z_j, t) \rangle = P(Z_j) = \frac{1}{T} \int_{t_{ini}}^{t_{fin}} P(Z_j, t) dt \quad (1)$$

$$\overline{P(Z_j, t)} = P(t) = \int_{-1}^0 P(Z_j, t) dZ \quad (2)$$

$$\langle \overline{P(Z_j, t)} \rangle = P = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_{ini}}^{t_{fin}} \left[\int_{-1}^0 P(Z_j, t) dZ \right] dt \quad (3)$$

com Z_j com $j=0; -0,1; -0,2, \dots -1,0$. denotando cada uma das profundidades adimensionais, e com $\langle P(Z_j, t) \rangle$ e $\overline{P(Z_j, t)}$ denotando as médias especial e temporal, respectivamente.

Nessas expressões (Eqs. 1 a 3) $P(Z_j)$ é a média temporal simulando um perfil quase-estacionário, $P(t)$ a média espacial e P é a média no espaço e tempo ou valor residual, aplicada ao perfil observado da propriedade escalar genérica $P(Z, t)$, neste caso para salinidade, temperatura e o componente longitudinal da velocidade, interpolados em intervalos de profundidade adimensional $\Delta Z = -0,1$. Em relação ao período (T) de amostragem, a interpolação é feita com $T = n\Delta t = t_{fin} - t_{ini}$ (com $\Delta t = 0,5$ h e $n \approx 26$). As integrações foram feitas numericamente aplicadas aos valores discretos no tempo e/ou espaço, pelas seguintes expressões:

$$\langle P(Z_j, t) \rangle = \frac{1}{26} \left[\frac{P(Z_j, t_{ini})}{2} + \sum_k P(Z_j, t_k) + \frac{P(Z_j, t_{fin})}{2} \right] \quad (4)$$

$$\overline{P(t_j)} = \frac{1}{10} \left[\frac{P(Z_0, t_j)}{2} + \sum_k P(Z_k, t_j) + \frac{P(Z_{-1}, t_j)}{2} \right] \quad (5)$$

$$\langle \overline{P(Z_j, t)} \rangle = P = \frac{1}{26} \left[\frac{P(t_{ini})}{2} + \sum_k P(t_k) + \frac{P(t_{fin})}{2} \right] \quad (6)$$

Este tratamento nos permitirá obter os perfis Eulerianos, os quase-estacionários da salinidade, temperatura e do componente longitudinal da velocidade, bem como seus valores residuais u_a , S_a e T_a para o conjunto de estações oceanográficas. Será também utilizado o diagrama

de mistura ou diagrama T-S *espalhado*, visando a identificação de fontes de massas de água para a formação da massa de água estuarina.

Os períodos das coletas nas campanhas de agosto (2007) e janeiro (2008) são apresentados na Tabela 2, cujas datas foram escolhidas e programadas de forma a permitir amostragens em épocas típicas de baixa e alta descarga fluvial.

Tabela 2 – Período das coletas a cada 30 minutos dos dados observados hidrográficos e a velocidade da corrente realizados durante os períodos de observação de inverno (agosto de 2007) e verão (janeiro de 2008) para as marés de quadratura e sizígia.

Campanha de inverno em 2007			
Estação	Regime	início das observações	fim das observações
A	quadratura	22/08/2007 07:30	22/08/2007 20:30
	sizígia	28/08/2007 04:30	28/08/2007 17:30
B	quadratura	22/08/2007 07:30	22/08/2007 20:30
	sizígia	28/08/2007 04:30	28/08/2007 17:30
C	quadratura	22/08/2007 07:30	22/08/2007 20:30
	sizígia	28/08/2007 04:30	28/08/2007 17:30
Campanha de verão em 2008			
Estação	Regime	início das observações	fim das observações
A	quadratura	16/01/2008 05:00	16/01/2008 18:00
	sizígia	23/01/2008 04:00	23/01/2008 17:00
B	quadratura	16/01/2008 05:00	16/01/2008 18:00
	sizígia	23/01/2008 04:00	23/01/2008 17:00
C	quadratura	16/01/2008 05:00	16/01/2008 18:00
	sizígia	23/01/2008 04:00	23/01/2008 17:00
E	quadratura	16/01/2008 20:00	17/01/2008 09:00
	sizígia	24/01/2008 04:00	24/01/2008 17:00

A análise dos resultados das estações A, B, C e E serão usados para obter condições iniciais e de contorno do modelo, por exemplo: vazões dos rios do SERCP e valores médios de salinidade nos contornos internos dos rios.

A batimetria da grade na região estuarina foi obtida usando um ecosonda, um GPS e um computador para o arquivamento dos dados. Para efeitos de correção da maré foram instalados dois

marégrafos, na região de Caravelas e outro em Nova Viçosa. Dados adicionais batimétricos da região costeira adjacente foram obtidos pela digitalização das cartas náuticas DHN No. 1301(ano 1956), 1302(ano 1956), 1310 (ano 1970) e 1312(ano 1969), utilizando o programa Golden Software Digger 3.

Os dados batimétricos medidos com ecosonda foram disponíveis apenas nos ~6 km iniciais do rio Peruípe. Uma extrapolação da batimetria foi aplicada nesse rio, com o intuito de evitar a utilização de um valor constante de salinidade muito próximo das estações observadas C e E. A profundidade máxima de ~4 m foi considerada na calha do novo trecho de extensão ~14 km.

Unificando estes dados num arquivo de batimetria foi obtida uma distribuição espacial mais consistente dentro do domínio a ser trabalhado, cobrindo uma pequena porção da plataforma continental (até a isóbata de ~10 m) e os canais estuarinos que formam o SERCP.

Com os dados batimétricos dessas diferentes fontes foi realizada uma interpolação triangular usando o modelo Delft-3D Flow, para minimizar o fato de que algumas cartas náuticas não estavam com atualizações recentes e com prováveis diferenças devido aos processos de erosão e deposição na região costeira. Como resultado a topografia de fundo (Fig. 6) com valores de profundidades de ~0,2 m até o máximo de ~18 m (Boca do Tomba); para o domínio aplicado temos que a região costeira do domínio que não excede valores de ~10,0 m.

Figura 6 – Representação da topografia de fundo do domínio considerado (em metros).

Em geral, os canais estuarinos do SERCP se tornam mais rasos à medida que avançamos para o seu interior. O maior valor da profundidade ocorre na barra Boca do Tomba (~18 m), destinada ao acesso ao porto de Caravelas, enquanto que a Barra Velha apresenta profundidades máximas próxima a 7 m. A desembocadura sul, na região de Nova Viçosa, apresenta um afunilamento para o norte e um natural aprofundamento da calha com valores próximos de ~10 m. Verifica-se também a presença de uma considerável região de bancos de areia na margem esquerda, e a seguir, em direção à boca do estuário em ambas as margens.

2.2 – O modelo Delft-3D Flow

Para a modelagem numérica da circulação no interior do estuário e na plataforma continental adjacente foi utilizado o modelo Delft-3D Flow da WL|Delft Hydraulics (2001). Esse modelo explícito de diferenças finitas e com grade curvilínea quadrangular se compõe de vários módulos: o principal Delft3D-FLOW simula fluxos não-estacionários bi e tridimensionais e transportes

induzidos por forçantes meteorológicas e/ou marés, pela descarga fluvial e os efeitos baroclínicos gerados pelo componente longitudinal do gradiente de densidade. Esse modelo fornece ainda a base hidrodinâmica para outros módulos como; qualidade de água, ecologia, ondas e morfologia.

Esse modelo é destinado a simulações hidrodinâmicas para calcular discretamente fluxos resultantes de forçantes mencionadas acima. A coordenada vertical empregada pelo modelo é definida como coordenada Sigma, a qual já foi descrita previamente no tratamento dos dados, tornando a dimensão vertical independente da profundidade, e evitando que os elementos das grandes interceptem a topografia de fundo, reduzindo assim o tempo computacional, além de evitar o efeito dos degraus próximo ao fundo.

O modelo tem por hipótese, as seguintes aproximações aplicadas em regiões de águas rasas:

A variação longitudinal do campo de densidade é considerada no cálculo do componente baroclínico da força de gradiente de pressão, utilizando a aproximação de Boussinesq;

Condição de não escorregamento aplicada no contorno no fundo.

Os movimentos a serem simulados podem ser forçados pela maré ou correntes nas fronteiras abertas, pela tensão de cisalhamento do vento na superfície, gradientes de pressão devido à inclinação da superfície livre (campo barotrópico), por gradientes horizontais de densidade (campo baroclínico).

O modelo resolve as equações de Navier-Stokes para um fluido incompressível, cuja aceleração local e advectiva é adicionada ao efeito de Coriolis, e águas rasas (Delft Hydraulics, 2001). Os movimentos verticais são computados com equação da continuidade.

O Delft3D-Flow oferece a possibilidade de utilizar três sistemas de referência:

- Sistema de coordenadas cartesianas (x,y,z), com os eixos (x,y) no plano horizontal e (z) na vertical.
- Sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais (ξ, η, σ).
- Sistemas de coordenadas esféricas (λ, ϕ, σ).

Esse modelo utiliza nos cálculos todas as grandezas no Sistema Internacional de Unidades (SI).

Nas simulações realizadas foi utilizado o sistema de coordenadas curvilineas ortogonais, e para a coordenada vertical σ é utilizada a relação proposta por (Philips, 1957), onde:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H}, \quad (7)$$

Sendo d a profundidade média da coluna de água, ς a variação da superfície livre, $H = d + \varsigma$, e z a coordenada cartesiana na vertical.

A equação da continuidade sob condições de uma média vertical é representada por:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varsigma}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \varsigma) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \\ + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \varsigma) V \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \end{aligned} \quad (8)$$

onde q_{in} e q_{out} são respectivamente fontes e sorvedouros de água por unidade de volume. Os termos P e E representam fontes e sorvedouros devido à precipitação e evaporação, e $\sqrt{G_{\xi\xi}} = R \cos \phi$ e $\sqrt{G_{\eta\eta}} = R$, com latitude ϕ e o raio médio da Terra $R \sim 6.370$ m.

As expressões analíticas a seguir são as equações tridimensionais de conservação de quantidade de movimento (9 à 11) nas direções ξ , η e σ respectivamente, sendo que a componente vertical esta reduzida a equação do equilíbrio hidrostático (Eq. 11) na qual acelerações verticais devido à variações repentinas da topografia não são levados em conta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \varsigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + \\ - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} - fv = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} + F_{\xi} + \frac{1}{(d + \varsigma)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_v \frac{\partial u}{\partial \sigma}) + M_{\xi} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \varsigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \\ - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} + fu = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} + F_{\eta} + \frac{1}{(d + \varsigma)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_v \frac{\partial v}{\partial \sigma}) + M_{\eta} \end{aligned} \quad (10)$$

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (11)$$

Nas equações (9) à (11) as variáveis dependentes u e v (em m.s^{-1}) denotam os componentes horizontais da velocidade em relação ao referencial de coordenadas $O_{\xi,\eta,\sigma}$. A quantidade ρ_0 (kg.m^{-3}) denota a densidade de referência à qual negligência as variações da estrutura de densidade. A coordenada vertical ω é relacionada ao movimento das iso-superfícies de σ . As variáveis P_ξ e P_η representam os gradientes de pressão, f é o parâmetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$) que depende da latitude ϕ , e Ω é a velocidade angular da Terra ($7,2722 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$), e a aceleração da gravidade g (m.s^{-2}). O termo K_V é o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulento [m^2s^{-1}]. As parcelas restantes dessas equações (F_ξ e F_η) e (M_ξ e M_η) indicam respectivamente a força dissipativa de energia devido à viscosidade no plano horizontal (tensões turbulentas de Reynold's) e fontes e sorvedouros de momentum devido à eventuais obstruções ou contribuições ao movimento (forças promovidas por descarga de rios, ondas, estruturas hidráulicas etc).

A equação (11) indica que na direção $O\sigma$ o modelo assume condições de equilíbrio hidrostático; após a integração vertical a pressão hidrostática (P) é dada por:

$$P = P_{\text{atm}} + gH \int_{\sigma}^0 \rho(\xi, \eta, \sigma', t) d\sigma' \quad (12)$$

Considerando primeiramente a água com uma densidade constante obtém-se

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \xi} \quad (13)$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \eta} \quad (14)$$

Os gradientes da elevação da superfície livre são chamados gradientes barotrópicos de pressão. Os gradientes de pressão atmosféricos são inclusos em determinados eventos. Variações temporais e espaciais do vento e do campo de pressão atmosférico são importantes em surgimentos de tempestades, contudo, para o domínio utilizado tais variações podem ser negligenciadas a fins de simplificações.

No caso da estrutura de densidade não uniforme, a densidade local esta relacionada à estrutura térmica e salina da massa de água. Aplicando a regra de Leibnit'z encontramos as seguintes equações para o gradiente de pressão horizontal nas direções ξ e η .

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \xi} + g \frac{d + \zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial \xi} + \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma' \quad (15)$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \eta} + g \frac{d + \zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial \eta} + \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma' \quad (16)$$

ao lado direito da igualdade são apresentados respectivamente os gradientes de pressão barotrópico, atmosférico ou barométrico e o baroclínico.

A coordenada vertical da velocidade ω é obtida adaptando a componente vertical σ da equação do momento com a equação da continuidade. Assim temos:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \\ & + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) V \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = H(q_{\text{in}} - q_{\text{out}}) \end{aligned} \quad (17)$$

em que, os efeitos da precipitação e da evaporação são levados em conta pelos termos q_{in} e q_{out} . A coordenada vertical de velocidade no sistema cartesiano w (em m.s^{-1}) é calculada através das velocidades horizontais, das oscilações do nível e da velocidade ω (em m.s^{-1}) de acordo com a equação.

$$\begin{aligned} w = \omega + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} & \left[u \sqrt{G_{\eta\eta}} \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} \right) + v \sqrt{G_{\xi\xi}} \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right) \right] + \\ & + \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \end{aligned} \quad (18)$$

As parcelas F_ξ e F_η , das equações (9) e (10) representam as tensões de cisalhamento horizontais de Reynolds, são simuladas analiticamente por,

$$F_{\xi} = K_H \left(\frac{1}{G_{\xi\xi}} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} + \frac{1}{G_{\eta\eta}} \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2} \right) \quad (19)$$

$$F_{\eta} = K_H \left(\frac{1}{G_{\xi\xi}} \frac{\partial^2 v}{\partial \xi^2} + \frac{1}{G_{\eta\eta}} \frac{\partial^2 v}{\partial \eta^2} \right) \quad (20)$$

em que K_H , com dimensão $m^2.s^{-1}$, denota o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulento . Podendo ser reescritas nas formas:

$$F_{\xi} = \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \tau_{\xi\xi}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\xi\eta}}{\partial \eta} \quad (21)$$

$$F_{\eta} = \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\eta\xi}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\eta\eta}}{\partial \eta} \quad (22)$$

Aplicando o modelo no modo tridimensional sob condições de águas rasas o coeficiente cinemático de viscosidade horizontal (K_H) é muito maior do que o coeficiente de viscosidade vertical (K_V), sendo que (K_H) é decomposto em três parcelas: a primeira devido às trocas turbulentas de quantidade de movimento no plano horizontal (K_{2D}), a segunda devido às trocas de quantidade de movimento nas três dimensões (K_{3D}) e mais uma parcela que leva em conta a viscosidade molecular (K_{mol}). Sendo assim,

$$K_H = K_{2D} + K_{3D} + K_{mol} \quad (23)$$

O coeficiente K_V é estimado segundo um modelo de fechamento turbulento que, por sua vez, considera os termos gerados pelo vento, pelo atrito de fundo, atenuações por forças de empuxo e estratificação vertical e a viscosidade molecular (K_{3D}) e (K_{mol}).

O modelo utiliza como equação de estado da água do mar à pressão atmosférica, $\rho = \rho(S, T, 0)$, a equação desenvolvida por Eckart (1958), com base na clássica equação de estado de Knudsen-Ekman; a forma polinomial dessa equação é bem mais simples, eficiente em termos computacionais, e podendo ser bem aplicável para modelos costeiros e estuarinos. Essa equação é comumente referida na literatura como equação de estado na forma de Tumlirz, sendo expressa por:

$$[\alpha(S,T,0) - \alpha_o] p_o = \lambda, \quad (24)$$

em que $\alpha(S,T,0)=1/\rho(S,T,0)$ é o volume específico da água do mar, $\alpha_o=0,698$ é uma constante, tanto para água do mar como para a água pura, e as quantidades $p_o=p_o(S,T)$ e $\lambda=\lambda(S,T)$ são dadas pelas seguintes expressões:

$$p_o(S, T) = 5.890 + 38.T - 0.375.T^2 + 3,0.S \quad (25)$$

e

$$\lambda(S, T) = 1779,5 + 11,25.T - 0,0745.T^2 - (3,80 + 0,01.T).S, \quad (26)$$

logo,

$$\begin{aligned} \rho(S, T) &= (5.890 + 38.T - 0,375.T^2 + 3,0.S) \times \dots \\ &\dots [1779,5 + 11,25.T - 0,0745.T^2 - (3,80 + 0,01.T).S \dots \\ &\dots + 0,698(5.890 + 38.T - 0,375.T^2 + 3,0.S)]^{-1} \end{aligned} \quad (27)$$

com T em °C e S em partes por mil (‰) e a densidade em g.cm⁻³. A conversão da densidade para o Sistema Internacional (SI) de unidades (kg.m⁻³) é feita simplesmente com a multiplicação do valor determinado por essa equação pelo fator 10³.

O transporte de salinidade é formulado numa forma conservativa, sendo resolvido usando a equação da advecção e difusão.

$$\begin{aligned} &\frac{\partial(d+\zeta)S}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial[\sqrt{G_{\eta\eta}}(d+\zeta)uS]}{\partial \xi} + \frac{\partial[\sqrt{G_{\xi\xi}}(d+\zeta)vS]}{\partial \eta} \right\} + \dots \\ &\frac{\partial \omega S}{\partial \sigma} = \frac{d+\zeta}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \xi} \left[D_h \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial S}{\partial \xi} \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[D_h \frac{\sqrt{G_{\xi\xi}}}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial S}{\partial \eta} \right] \right\} + \dots \\ &\dots + \frac{1}{d+\zeta} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[D_v \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] - \lambda_d(d+\zeta)S + S \end{aligned} \quad (28)$$

onde S (ups) representa um valor de salinidade para cada célula da grade, ou seja, o esquema Euleriano foi utilizado no transporte de sal. Todos os demais termos desta equação foram previamente apresentados com suas respectivas unidades no sistema internacional de unidades SI.

2.3 – Características da grade

A grade utilizada nas simulações do SERCP (Fig. 7) é relativamente complexa abrangendo uma pequena parte do rio Peruípe, nas proximidades da cidade de Nova Viçosa, o canal principal de interligação entre as barras norte e sul do sistema onde se localiza uma região de alargamento acentuado, e o rio Caravelas com seus principais afluentes, rios Cupído e Jaburuna. Essa grade com cinco camadas verticais sigma igualmente espaçadas, também abrange uma pequena porção da região costeira adjacente. É importante ressaltar a eficiência da utilização deste tipo de grade curvilínea, pois minimiza os ruídos devidos aos degraus no plano horizontal. Para uma melhor visualização das características da grade a resolução diagonal está sendo apresentada sobre todo o domínio, com células variando desde ~20 m até ~300 m, aproximadamente.

Em se tratando de simulações numéricas serão obtidos valores discretos através de uma resolução mais consistente possível de forma a ponderar fatores importantes, tais como, relação entre o tempo físico e o computacional. A quantidade de pontos úmidos utilizados foi de 22.928 e células nas direções M e N um total de 284 e 423 pontos, respectivamente. A menor resolução foi aplicada na região costeira, mas aumenta acentuadamente em direção à costa e no estuário. A maior resolução foi aplicada às regiões dos canais estuarinos dos rios Peruípe e Caravelas em grande parte entre ~[20-100] metros, buscando sempre um maior enriquecimento da grade com células menores. Para a região costeira uma resolução pouco mais espaçada foi utilizada de ~[130-300] m.

Figura 7 – Grade numérica com representação da resolução diagonal espacial da grade (em metros).

O grau de ortogonalidade da grade sobre todo o domínio (Fig. 8) mostrou-se bastante satisfatório com valores inferiores a 0,20 em todo domínio. É de suma importância manter a grade com valores inferiores a esse para tornar o modelo estável, pois este fator relaciona-se à interligação entre um ponto e os demais adjacentes. Com esses valores ($<0,20$) temos a relação $\cos(\theta) < 0,20$, logo, as variações se encontram entre os limites de 90° e $\sim 79^\circ$. Curvaturas intensas da grade $\cos(\theta) > 0,20$ podem gerar instabilidades nas simulações.

Figura 8 – Representação do grau de ortogonalidade do domínio horizontal da grade curvilínea.

2.4 – Condições de contorno e iniciais

a) Horizontais: Com o intuito de permitir a propagação da onda de maré no estuário será utilizada como condição radiativa no contorno lateral a condição de contorno de Reimann, e a velocidade perpendicular ao contorno calculada por:

$$u(t) = U \pm c \sqrt{\frac{g}{d}} \quad (29)$$

Na figura 9, são apresentados os três contornos abertos, Norte, Leste e Sul que serão forçados por maré, utilizando os valores dos seus principais constituintes calculados (Tab. 1), e a salinidade aplicada nesses contornos terá o valor de 37 ups.

Também está em destaque na figura os três principais aportes de descarga fluvial no sistema estuarino oriundos dos rios Peruípe e Caravelas (formado pelas pequenas bacias de drenagem dos rios Cupído e Jaburuna), sendo que a maior vazão como vimos anteriormente é a do rio Peruípe.

Com isso, será imposto como condição de contorno um transporte de volume Q constante no tempo para ambos os regimes da maré de quadratura e sizígia. Valores de salinidade assumidos na vazão aplicada na entrada desses rios serão ajustados com base nos dados observados (estações A, B, C e E) e informação da estrutura longitudinal de sal apresentada em Schettini & Miranda (2010).

Figura 9 – Representação dos contornos abertos da região costeira (Norte, Sul e Leste) a serem forçados por componentes de maré. Os rios Peruípe, Cupído e Jaburuna são indicados pelos círculos vermelhos, aos quais serão aplicadas vazões ajustadas às observações.

Dados da Agência Nacional de Águas (ANA) da descarga fluvial rio Peruípe apresentados na (Seção 1.2) e utilizados como forçantes do modelo para o mês de janeiro de 2008 e no período do experimento são os seguintes: vazão média entre 16 e 26 de janeiro de 2008 $Q \sim 20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Pelo valor médio entre estes dias, temos a extrapolação para a soma da vazão dos rios Cupído e Jaburuna de $\sim 2,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, entretanto, houve a necessidade de um pequeno aumento para um melhor ajuste da estrutura longitudinal de sal no canal do rio Caravelas. A multiplicação pelo

fator de correção $c = 1,6$ discutida na (Seção 1.2) foi utilizada apenas para análise das características climatológicas.

Os valores aplicados nas células dos contornos dos três rios considerados, os quais foram previamente ajustados para a validação do modelo são apresentados na Tabela 3. Na obtenção destes valores foi realizada uma análise quantitativa através do método “Skill” da variação temporal dos perfis das propriedades hidrográficas durante as marés de sizígia e quadratura, e foi realizada uma análise comparativa da seção longitudinal em condições de preamar e baixamar apresentadas no artigo de Schettini & Miranda (2010).

Tabela 3 – Condições de contorno aplicadas para os rios Peruípe, Cupído e Jaburuna do SERCP.

rio	vazão (m ³ .s ⁻¹)	salinidade (ups)
Peruípe	20	0
Cupído	2	6
Jaburuna	2	4

Nessa tabela pode-se verificar que os valores de vazão estão dentro dos limites propostos e apresentados na seção 1.2, e as salinidades ajustadas para uma coerente distribuição longitudinal de acordo com observações de (Schettini & Miranda, op. cit.).

b) Verticais:

Na superfície ($\xi = 0$) a formulação matemática aplicada é:

- i) A tensão de cisalhamento do vento: $|\vec{\tau}_s| = \rho_{ar} C_d U_{10}^2$ (30)

Sendo U_{10} (em m.s⁻¹) a velocidade do vento a 10 m acima da superfície, ρ_{ar} (kg.m⁻³) a densidade do ar e C_d (sem dimensão) como coeficiente de arrasto, que dependente de U_{10} , para as simulações realizadas a tensão do vento não foi aplicada,

- ii) Condição cinemática: $\omega_{z=\xi} = 0$ (31)

No o fundo $\xi = -d$ as condições de contorno são dadas por:

- iii) A tensão de cisalhamento exercida no fundo: $\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{C_{3D}^2}$ (32)

$$\text{iv) Condição cinemática: } \omega_{z=-d} = 0 \quad (33)$$

onde $|\bar{u}_b|$ em m.s^{-1} é a magnitude da velocidade horizontal na camada de fundo, g (em m.s^{-2}) a gravidade, ρ_0 (kg.m^{-3}) a densidade da água e C_{3D} ($\text{m}^{1/2}/\text{s}$) o coeficiente de Chézy 3D é obtido da forma

$$C_{3D} \approx C_{2D} + \frac{\sqrt{g}}{k} \ln\left(\frac{\Delta z_b}{2H}\right). \quad (34)$$

com k denotando a constante adimensional de von Kármán ($k = 0,4$) e H (em m) a altura da coluna de água. O primeiro ponto da grade acima do fundo situa-se na fronteira do perfil logarítmico sendo Δz_b (em m) a distância deste até o fundo $\xi = -d$. No segundo membro da Eq. 34 a parcela C_{2D} é o coeficiente de Chézy em ($\text{m}^{1/2}/\text{s}$), que será utilizado para a calibração do coeficiente C_{3D} assumindo-se a hipótese do perfil logarítmico nas proximidades do fundo:

$$|\bar{U}| = \frac{|\bar{u}_*|}{k} \ln\left(1 + \frac{H}{z_0}\right) \quad (35)$$

em que u_* (m.s^{-1}) é a velocidade de atrito e z_0 (em m) é o comprimento de rugosidade do fundo. C_{2D} pode ser relacionado com z_0 através de:

$$z_0 = \frac{H}{e^{1 + \frac{KC_{2D}}{\sqrt{g}}} - e} \quad (36)$$

c-) Parâmetros físicos

Os parâmetros físicos usados no modelo foram os seguintes:

densidade da água $\rho_{\text{água}} = 1024,0 \text{ kg.m}^{-3}$;

densidade do ar $\rho_{\text{ar}} = 1,0 \text{ kg.m}^{-3}$;

aceleração da gravidade $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$;

temperatura para o inverno ($T \approx 25^\circ \text{C}$) e no verão ($T \approx 27^\circ \text{C}$), pois como vimos, a massa de água do sistema estuarino é quase isotérmica. Portanto, devido a essa pequena variação, nas simulações foi assumido o valor constante e igual a 27°C .

Nas condições de contorno de fundo foi mencionada a questão da rugosidade de fundo 2D de Chezy. O valor usado nas simulações para esse coeficiente é igual a 40 nas duas direções X e Y, visando assim o efeito de mínima fricção de fundo. O valor aplicado ao coeficiente cinemático horizontal de viscosidade $1 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, e difusividade horizontal D_h variado no domínio $\sim [1-30] \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, mas constante no tempo. Para os coeficientes verticais de viscosidade e difusividade foi usado o modelo k-Epsilon de fechamento turbulento do Delft-3D, com o intuito de melhorar a estratificação vertical pela simulação na região de Nova Viçosa. Desta forma, na aplicação do modelo baroclínico os coeficientes cinemáticos verticais de viscosidade e difusividade são calculados a cada instante através do fechamento turbulento.

d-) Condições iniciais

Inicialmente foram utilizadas condições termohalinas uniformes, salinidade 20 ups e temperatura 27°C , dentro de todo o domínio, e foi feita uma simulação por cerca de um mês para obter um campo não uniforme das velocidades (u e v), da salinidade S e da elevação da superfície livre η , com exceção da temperatura a qual foi considerada constante durante toda simulação (27°C), valor este característico observado durante o verão. Para acelerar e manter estabilidade na obtenção de condições quase-estacionárias os valores de salinidade nos contornos foram também assumidos como 20 ups e no período de 3 dias variando linearmente e convergindo para os valores citados na Tabela 3.

Após este período de simulação (~ 30 dias) com a verificação de condições quase-estacionárias, foram salvas as saídas finais do modelo com as propriedades hidrográficas já ajustadas às condições de contorno, permitindo assim pular o tempo transiente das demais simulações.

e) Critério de validação das simulações

As análises quantitativas das simulações do modelo foram feitas através da comparação dos gráficos de isopletas na forma adimensional com os dados da campanha do período de janeiro, pois as características obtidas durante a campanha de agosto foram similares.

A qualidade dos resultados teóricos depende dos dados disponíveis para a validação e calibração do modelo. Visando uma apropriada metodologia de comparação do ajuste dos resultados simulados, será utilizado o método proposto por Willmott (1981) que se baseia no cálculo da quantidade adimensional originalmente denominada *Skill*.

$$\text{Skill} = 1 - \frac{\sum |X_{\text{modelo}} - X_{\text{obs}}|^2}{\sum (|X_{\text{modelo}} - \langle X_{\text{obs}} \rangle| + |X_{\text{obs}} - \langle X_{\text{obs}} \rangle|)^2} \quad (37)$$

onde X representa a variável sendo comparada com a média temporal $\langle X \rangle$.

Quando o *Skill* tende ao valor 1 o modelo representa bem as características observadas e quando há uma completa discordância esse parâmetro é igual a zero. É um método estatístico utilizado em outros trabalhos (Warner *et al.*, 2005; Andutta, 2006; Andutta *et al.*, 2006). Uma das grandes vantagens da utilização deste parâmetro é a possibilidade da inclusão da oscilação de valores positivos e negativos em torno de uma média qualquer, no nosso caso o componente longitudinal de velocidade (Lundy *et al.*, 2001).

2.5 – Escalas de tempo de transporte em estuários

A influência do lançamento de poluentes em estuários e outros ambientes de transição, como baías e enseadas, depende da assimilação dessas substâncias e também da capacidade de renovação de suas massas de água. Por sua vez, a capacidade de renovação depende não somente da hidrodinâmica do sistema como também de sua geometria assim, por exemplo, estuários relativamente rasos, em relação à altura da maré, apresentam maior capacidade de renovação do que os estuários relativamente profundos e forçados por micromaré. No primeiro caso, em condições extremas de estuários forçados por hipermaré, o tempo de renovação tende ao o valor ideal próximo ao período da maré, enquanto que no segundo caso, esse tempo pode chegar a vários ciclos ou períodos de maré permitindo a concentração de substâncias nocivas no domínio do sistema; logo, quanto menor esse tempo melhor é a capacidade do estuário para remover essas substâncias do seu interior.

Calcular a capacidade de renovação das massas de água de ambientes aquáticos, embora difícil, é imprescindível para previsões do aumento e decaimento da concentração de poluentes, nutrientes e outras propriedades bio-geoquímicas de massas de água (Lucas *et al.*, 2009; Andutta *et al.*, submetido). Portanto, o entendimento da dinâmica dos processos advectivo e difusivo responsáveis pelo processo de mistura nesses ambientes, é o primeiro passo para resolver características mais complexas relacionadas às escalas de tempo associadas ao transporte e a remoção de substâncias (principalmente poluentes) lançadas nos estuários.

O objetivo deste tópico é apresentar os conceitos fundamentais de escalas de tempo de transporte em ambientes costeiros, particularmente em estuários. No tópico seguinte vamos propor

uma nova formulação matemática simples de como separar o processo de mistura e quantificar a contribuição dos processos advectivo e difusivo. Essa teoria será aplicada ao SERCP, com base em dados observacionais e também com dados complementares obtidos com simulações numéricas.

O clássico método de Ketchum (1950) para calcular o tempo de descarga (T_d) (*flushing time*) utilizando a água doce como indicador, é por definição a razão do volume de água doce retido na zona de mistura do estuário (V_f) pela vazão do rio (Q_f) [$T_d = V_f / Q_f$]. Esse método foi também adaptado para estuários bem misturados ou estratificados com a introdução do método do Prisma de Maré Segmentado (Ketchum, 1951; Dyer & Taylor, 1973), mas tende a subestimar T_d em decorrência das aproximações, pois são modelos estacionários, unidimensionais e assumem condições bem misturadas na maré alta (baixa) em cada um dos segmentos que compõem o estuário. Entretanto, esse método não identifica os processos físicos relacionados à mistura, sua importância relativa, distribuição espacial, e também assume que o sistema é mantido continuamente bem misturado (Monsen *et al.*, 2002).

Esse método para calcular T_d foi adaptado por Fischer *et al.* (1979) e Geyer *et al.* (2000) considerando o lançamento da massa M de uma substância conservativa e miscível na água, e cujo transporte Q [$Q = M \cdot T^{-1}$] para fora do estuário é conhecido, logo $T_d = M / Q$. Entretanto, essas quantidades (M e Q) nem sempre são conhecidas com a precisão adequada.

O tempo de residência (*residence time*) também é um conceito clássico mas, ao contrário de T_d , requer o conhecimento da distribuição espacial da concentração inicial da substância (c_0), expressa, por exemplo, em termos de massa por volume $M \cdot L^{-3}$. Sendo assim, o tempo de residência T_{res} foi definido como “a vida média de permanência de partículas de uma concentração inicial de uma substância conservativa e miscível na água” (Craig, 1957; Officer, 1980). Na hipótese de um decaimento de primeira ordem da concentração [$c = c_0 \cdot e^{-\frac{t}{T_{res}}}$] verifica-se que o tempo de residência pode ser calculado por uma expressão semelhante à do tempo de descarga, ou seja: $T_{res} = c_0 \cdot V / F$, onde V denota o volume e F o transporte (advectivo+difusivo) de massa para fora do sistema.

Atualmente, o campo de estudo de escalas de tempos de renovação e decaimento da concentração de poluentes é substancialmente apresentado na literatura e estudado para diversos tipos de sistemas estuarinos (Prager, 1991; Monsen *et al.*, 2002; Braunschweig *et al.*, 2003; Abdelrhman, 2005; Orfila, 2005), os quais ajudam a estabelecer critérios para controlar o equilíbrio do ecossistema, assim como a sua sensibilidade quando eventualmente submetido aos danos ocasionados pela introdução de poluentes (Wolanski, 2007).

Os conceitos fundamentais encontrados atualmente na literatura científica, incluindo os clássicos apresentados acima, relacionados às estimativas de escalas de tempo de transporte são os seguintes: (1) tempo de descarga “*flushing time*”; (2) idade específica “*age*”; (3) tempo de residência “*residence time*”; e (4) tempo de exposição “*exposure time*”. Todos estes conceitos são definidos a seguir e esquematicamente apresentados na Figura 10.

1. Além da definição dos métodos clássicos para calcular o tempo de descarga (T_d) essa quantidade física também pode ser definida como o intervalo de tempo necessário para que a concentração de uma determinada propriedade decair ao valor de $1/e$ ($\sim 0,37$) do seu valor inicial (Prandle, 1984; Deleersnijder *et al.*, 2006). De acordo com essa definição não há referência sobre sua distribuição espacial e deve-se observar que outro aspecto importante é que essa definição não leva em conta se a propriedade deixou o ambiente aquático (estuário) ou não. Como a ilustração mostra (Fig. 10) o tempo de descarga é dado pelo o tempo de renovação de uma dada concentração existente na região C.

2. A idade específica é o intervalo de tempo necessário para que uma determinada parcela de uma substância mover-se de uma posição (por exemplo, o limite de intrusão da salinidade) para outra (por exemplo, a boca do estuário); logo, parcelas lançadas em diferentes posições do domínio têm diferentes idades específicas (Zimmerman, 1988; Monsen *et al.*, 2002). Usando a ilustração da Figura 10, a parcela originalmente lançada na posição $P(X_2, Y_2)$ tem o intervalo de tempo computado (idade específica) para se deslocar entre as fronteiras definidas pelas seções B1 e B2 do domínio.

3. Embora as equações globais propostas acima por Geyer *et al.* (2000) e Fisher *et al.* (1979) possam ser utilizadas em primeira aproximação, o tempo de residência (T_{res}) de uma partícula passa agora a ser uma definição complementar à idade de específica, ou seja, é o intervalo de tempo necessário para que uma partícula lançada em uma posição qualquer do sistema cruzar pela primeira vez a sua desembocadura (Dronkers & Zimmerman, 1982; Monsen *et al.*, 2002). Por exemplo, o tempo de residência é o intervalo de tempo para a partícula lançada na posição $P(X_3, Y_3)$ passe pela fronteira B2, no caso a boca de um sistema estuarino (Fig. 10).

4. Tempo de exposição é o intervalo de tempo total que o elemento de volume permanece no interior do estuário (Monsen *et al.*, 2002), tendo assim computado o tempo que estes elementos de volume ainda retornam ao estuário. No caso de ambientes costeiros de transição como baías e estuários, a diferença entre os tempos de residência e de exposição depende da circulação costeira; correntes litorâneas mais intensas podem transportar a pluma estuarina, evitando assim a

recirculação e a entrada de massas de água da pluma estuarina no estuário, resultando no decréscimo da diferença entre os tempos de exposição e de residência (Wolanski, 2007).

As definições de tempo de residência e idade específica dadas acima dependem da localização de lançamento da partícula, mas não levam em conta a possibilidade dos elementos de volume retornarem ao domínio devido à reversão de correntes (Monsen *et al.*, 2002).

Figura 10 – Exemplo de um sistema estuarino com uma ligação com o mar, $C(X,Y)$ refere-se a uma concentração local e $P(X,Y)$ a diferentes posições.

Uma comparação dos resultados obtidos com a aplicação das escalas de tempo dos processos de transporte, comumente utilizadas para examinar a retenção da água ou a concentração de propriedades naturais ou poluentes (tempos de descarga e residência, e idade específica), utilizando casos ideais e em corpos de água naturais pode ser obtida em Monsen *et al.* (2002). Esse trabalho também ilustra o fato de que a aplicação de diferentes definições e métodos pode produzir resultados que podem diferir entre si de uma ordem de grandeza.

Os vários tempos de transporte apresentados acima são controlados pela hidrodinâmica do estuário, a qual inclui uma discreta combinação de processos de natureza difusiva e advectiva que será apresentada no tópico seguinte, com a introdução de uma nova equação global para calcular o tempo de residência utilizando a salinidade como indicador (Andutta *et al.*, submetido).

2.6 – Solução analítica do tempo de residência e o diagrama de advecção-difusão

Dentre as definições de escalas de tempo de processos de transporte em ambientes estuarinos apresentadas no tópico anterior (2.5), no que segue será feita uma abordagem analítica simples para estimativa do tempo de residência médio (T_{res}), levando em conta explicitamente que a distribuição da concentração de qualquer propriedade dissolvida passiva em um corpo de água, tal como a salinidade no estuário, é o resultado da ação simultânea dos processos de natureza advectiva e difusiva, que são os componentes do processo de mistura. Cada um desses processos será considerado atuando de forma independente, podendo cada um desempenhar maior ou menor importância no transporte final de volume ou massa.

Considerando um sistema com uma descarga fluvial constante em determinado intervalo de tempo e tendo estimado a difusão média do sistema desse período, o tempo de residência pode ser subdividido nos intervalos de tempo advectivo (T_{adv}) e difusivo (T_{dif}).

O tempo advectivo T_{adv} pode ser definido e calculado de acordo com Fischer *et al.* (1979), Monsen *et al.* (2002); Lucas *et al.* (2009):

$$T_{adv} = \frac{V}{Q} \quad [T_{adv}] = T \quad (38)$$

Entretanto, o tempo de residência T_{res} pode ser inferior ao tempo advectivo T_{adv} calculado por essa equação, devido à contribuição da parcela relativa do componente difusivo T_{dif} , responsável pelo transporte das regiões de alta para baixa concentrações, no caso da salinidade esse transporte ocorre para o interior do estuário. Na condição simplificada de uma distribuição homogênea num estuário de comprimento L ($[L]=L$), a advecção é responsável por uma velocidade u_{adv} (L/T_{adv}) que advecta a parcela de água estuário abaixo no sentido da desembocadura. Simultaneamente, a difusão turbulenta também transporta uma quantidade de sal região de alta para a de baixa concentração, de acordo com a Lei de Fick, com uma velocidade u_{diff} (L/T_{dif}), onde T_{dif} denota a escala de tempo associada ao processo difusivo. Considerando-se um sistema unidimensional e estacionário o balanço do transporte de massa por unidade de área, ou fluxo de massa (q) ($[q]=M.L^{-2}.T^{-1}$) da concentração de uma propriedade conservativa C ($[C]=M.L^{-3}$), devido aos processos de mistura (advectivo+difusivo), é dado pela seguinte expressão:

$$q = \underbrace{uC}_{\text{fluxo advectivo}} + \underbrace{\left(-D_h \frac{\partial C}{\partial x}\right)}_{\text{fluxo difusivo}} \quad \text{ou} \quad q = \underbrace{u_{adv}C}_{\text{fluxo advectivo}} + \underbrace{u_{dif}C}_{\text{fluxo difusivo}} \quad (39)$$

Essa equação é uma forma integrada da equação de conservação de massa de uma propriedade conservativa e miscível na água, com D_h denotando o coeficiente cinemático de difusão turbulenta horizontal ($[D_h]=L^2T^{-1}$) considerado constante. Considerando que o tempo de residência depende das velocidades do processo de mistura e estão associados aos processos advectivo e difusivo, dessa equação (Eq. 39) pode-se escrever:

$$\frac{q}{C} = u_{adv} + u_{dif} \quad (40)$$

com,

$$u_{adv} = \frac{L}{T_{adv}} \quad \text{e} \quad u_{dif} = \frac{D_h}{L} = \frac{L^2}{T_{dif} \cdot L} = \frac{L}{T_{dif}}. \quad (41)$$

Combinando-se as equações 40 e 41 tem-se a seguinte expressão relacionando o tempo de residência aos tempos advectivo e difusivo que passa a ser independente da concentração C :

$$\frac{q}{C \cdot L} = \frac{1}{T_{res}} = \frac{1}{T_{dif}} + \frac{1}{T_{adv}}. \quad (42)$$

Considerando que o tempo T_{adv} é calculado pela equação (38) e que a escala de tempo difusivo T_{dif} pode ser obtida de acordo com Fischer *et al.* (1979, p. 275), ou seja, pela razão da escala de espaço L^2 pelo coeficiente cinemático de difusão turbulenta, segue:

$$T_{dif} = \frac{L^2}{D_h} \quad (43)$$

O valor do coeficiente D_h pode ser estimado por vários métodos através da disponibilidade de dados de salinidade, dentre os quais vale ressaltar a solução analítica de Hansen & Hatray (1965), e no caso mais simples pela equação unidimensional da conservação de sal em condições estacionárias (Fischer *et al.* 1979; Savenije, 2005, dentre outros),

$$-D_h A \frac{dS}{dx} = QS \quad (44)$$

onde A ($[A]=L^2$) é a área média da seção transversal do estuário, Q ($[Q]=L^3.T^{-1}$) é a vazão do estuário, $S=S(x)$ é a distribuição longitudinal estacionária da salinidade. Portanto, pela equação (44) pode se estimar D_h , quando todas as demais quantidades são conhecidas.

Métodos também são disponíveis para uma estimativa mais refinada, como no caso dos estuários parcialmente misturados, e também quando a área A varia com x , $A=A(x)$ (Savenije, 2005). Exemplo da aplicação dessa equação para essa estimativa de D_h pode também ser obtido em Miranda *et al.* (2002), adicionalmente mantendo assim a aplicabilidade do método.

Uma vez conhecido o coeficiente D_h calculado com a equação (44), o tempo de residência T_{res} considerando os efeitos dos processos difusivo e advectivo, pode ser facilmente obtido resolvendo-se as equações (38, 42 e 43):

$$T_{res} = \frac{VL}{(QL + AD_h)}. \quad (45)$$

Nessa equação $V=L.A$ ($[V]=L^3$) é o volume estimado do estuário obtido pelo produto do comprimento (L) pela área média da seção transversal (A).

Definindo-se a contribuição relativa (θ) do processo advectivo para o tempo de residência por:

$$\theta = \frac{T_{res}}{T_{adv}} \quad (46)$$

resulta que essa quantidade varia entre 0 e 1 ($0 \leq \theta \leq 1$), sendo zero na condição trivial em que $T=0$ e igual a um quando a contribuição do processo difusivo for desprezível. Combinando-se essa definição com a equação 45 e levando em conta que $T_{adv}=V/Q$ (Eq. 38), resulta:

$$\theta = \frac{QL}{(QL + AD_h)}. \quad (47)$$

A Figura 11 apresenta o diagrama de advecção-difusão utilizando o tempo de residência (T_{res}) calculado pela equação (42), assumindo o intervalo de tempo em dias para os componentes advectivo e difusivo. Nessa figura também está representado graficamente o parâmetro adimensional θ (Eq. 46).

Figura 11 – Diagrama de advecção-difusão. O tempo de residência (em dias) indicado pela barra de cores e o parâmetro θ pelas linhas retas, calculados pelas equações (42) e (46), respectivamente.

Às isolinhas apresentadas no diagrama advecção-difusão (Fig. 11) pode-se dar a seguinte interpretação:

- i) O parâmetro θ , representado pelas isolinhas retas, indica a contribuição relativa do processo advectivo, variando no intervalo de $0 \leq \theta \leq 1$;
- ii) A linha diagonal $\theta=0,5$ separa o diagrama em duas áreas onde o tempo de descarga é dominado pela difusão (zona inferior) e por advecção (zona superior).
- iii) O tempo de residência T_{res} (em dias) é representado pelas isolinhas curvas com valores indicados pela barra de cores.

Esse diagrama será utilizado para os principais estuários do SERCP usando não somente dados observacionais, como também resultados de simulações com o modelo numérico. O tempo de residência será calculado para os primeiros 12 km e 5 km dos canais estuarinos dos rios Caravelas e Peruípe, respectivamente, usando a equação 45. O tempo de residência calculado para esses canais estuarinos será também comparado às estimativas feitas para outros estuários (Andutta *et al.*, submetido). Existem técnicas mais sofisticadas para estimativas desse tempo em sistemas com geometrias mais complexas, como por exemplo, modelos Eulerianos, considerando a distribuição

de concentrações de substâncias conservativas, ou Lagrangeanos seguindo a trajetória de partículas após o seu lançamento (Wolanski, 2007).

As relações (equações 40 e 43) são válidas assumindo o efeito advectivo e difusivo como independentes. Geralmente, em estimativas mais aprimoradas do tempo de residência com simulações numéricas, o método Euleriano é mais simples de ser aplicado, pois leva em conta uma concentração homogênea para cada célula do domínio. Entretanto, esse método é muito sensível a uma excessiva dispersão numérica, similar à dispersão física, mas que é causada por um erro de truncamento (Zheng & Wang 1999; Zheng & Bennett 2002).

Neste trabalho foi também utilizado o método utilizando partículas ou traçadores Lagrangeanos virtuais que foram lançados em grande número, 200 para cada uma das áreas relativamente pequenas para representar uma determinada concentração, e a contagem do número de traçadores remanescentes no domínio permite o cálculo de T_{res} ao longo do sistema estuarino (Wolanski, 2007). Usando essa técnica de acompanhamento de traçadores, o tempo de residência foi obtido como sendo o tempo necessário para o traçador deixar o estuário pela primeira vez. Como os estuários do SERCP são forçados por macromaré, e os traçadores são transportados por correntes variáveis com o tempo, os T_{res} obtidos para diferentes instantes de lançamento e fases da maré podem apresentar diferenças entre si.

Quando do uso dos modelos Eulerianos e Lagrangianos atenção especial deve ser dada para a definição do deslocamento randômico aplicado no termo difusivo da equação, o qual tem grande importância no estudo de transporte em fluxos turbulentos. Deslocamentos randômicos padrões são aplicáveis apenas quando o campo de velocidades e de difusão horizontal são funções comportadas (Spivakovskaya *et al.* 2007).

Os resultados do tempo de residência obtidos com a equação 45 serão também comparados aos valores correspondentes (T_{LOICZ}) calculados com o modelo *Land Ocean Interaction of Coastal Zone* (LOICZ) (Newton & Icely, 2007), que inclui o efeito difusivo usando medidas das seguintes quantidades do sistema: volume (V), taxas de precipitação (Q_p) e evaporação (Q_e), descarga fluvial (Q_r), fontes adicionais (Q_f) e as salinidades médias do estuário (S_o), das águas costeiras (S_c) e do rio ou na posição de truncamento do canal estuarino (S_r).

$$T_{LOICZ} = \frac{V}{\underbrace{(Q_r + Q_f + Q_p - Q_e)}_{\text{termo advectivo}} + \underbrace{\frac{0,5(S_o + S_c)(Q_r + Q_f + Q_p - Q_e) - Q_f.S_f - Q_r.S_r}{S_c - S_o}}_{\text{termo difusivo}}}, \quad (48)$$

Assumindo que as quantidades Q_f , Q_p , Q_f e também S_r possam ser consideradas desprezíveis, essa equação simplifica-se para:

$$T_{LOICZ} = \frac{V}{Q_r + \frac{0,5Q_r (S_o + S_c)}{S_c - S_o}} \quad (49)$$

Na equação 49 o tempo de residência calculado pelo modelo LOICZ apresenta o efeito difusivo em termos da salinidade média do estuário, da salinidade da região costeira e da vazão do rio. A salinidade das águas costeiras nas proximidades da boca (S_c) será considerada ~ 35,0-36,5, e todos os demais parâmetros necessários na utilização dessa equação são apresentados nas tabelas referentes a cada um dos estuários pesquisados.

Capítulo 3 – Dados observados, resultados e validação do modelo

3.1 – Propriedades hidrográficas e correntes

Considerando que um dos objetivos deste trabalho é o estudo das características hidrodinâmicas do SERCP, utilizando o modelo numérico Delft-3D Flow que deve ser validado com base em resultados observacionais termohalinos e de correntes, apresenta-se a seguir os principais resultados dos estuários dos rios Caravelas (estações A e B) e Peruípe (estações C e E) a serem utilizados no processo de validação pelo método Skill. Esses resultados observacionais já foram parcialmente apresentados em congressos e simpósios, e objeto de estudo nos trabalhos publicados recentemente por Pereira (2010), Pereira *et al.* (2010) e estão sendo analisados e discutidos em outros trabalhos.

Campanhas de inverno em 2007 e verão 2008

- **Estação A**

Esta estação está localizada no canal estuarino de Caravelas (Fig. 1). Nas observações de inverno (agosto/2007) e verão (janeiro/2008) os perfis Eulerianos de salinidade na maré de quadratura (Figs. 12a) apresentam haloclinas com gradientes mais intensos ($\sim 0,5 \text{ ups.m}^{-1}$) do que no segundo (Fig. 12b). No período de inverno, praticamente todos os perfis de salinidade na quadratura (Fig. 12a) têm moderada estratificação com valores da salinidade na superfície de $\sim 33,7$ a $\sim 35,4$, enquanto que nas camadas mais profundas o intervalo de variação é bem menor ($\sim 36,1$ a $36,6$), indicando a presença da massa de Água Tropical (AT). Por sua vez, no período de verão a estratificação apresenta maior variação na superfície entre $32,0$ a $35,5$, e menor próximo ao fundo de $34,9$ a $35,7$, com gradientes na haloclina pouco intensos. Ainda, comparando essas condições de quadratura, não ocorreu a esperada maior estratificação no verão, Fig. 12b, em geral associada aos maiores índices pluviométricos nessa época do ano. Adicionalmente, dependendo das condições de descarga fluvial, a (AT) pode avançar estuário acima por vários quilômetros como apresentado no recente trabalho de Schettini & Miranda (2010).

Com a intensificação da energia cinética durante a maré de sizígia o processo de mistura por difusão turbulenta vertical aumenta, atingindo condições suficientes para erodir quase completamente as haloclinas, em ambos períodos de observação de inverno e verão (Figs. 12c,d).

Observa-se também nessa figura que os intervalos de variação das salinidades são muito próximos: ~33,2 a ~36,1 e ~33,4 a ~36,2, respectivamente, indicando a presença da AT na preamar.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 12 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (13 h) na estação A: regimes de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d).

Condições quase-estacionárias dos perfis verticais de salinidade e os valores residuais foram calculados (equações 4, 5 e 6) utilizando os correspondentes perfis Eulerianos. Como era de se esperar, na quadratura de agosto/2007 o perfil médio no tempo apresenta-se fracamente estratificado e a salinidade varia entre a superfície e o fundo de 34,4 a 36,4, respectivamente, com haloclina entre as profundidades $Z=0,3$ e $Z=0,7$; o perfil médio no tempo na quadratura de jan/2008, também exibe fraca estratificação vertical com aumento quase uniforme da salinidade entre a superfície e o fundo de 34,1 a 35,4, respectivamente. Na sizígia, os perfis médios no tempo tendem a uma quase homogeneidade vertical; no período de inverno a salinidade varia de 34,1 a 35,03,

entre a superfície e o fundo, e no verão de 35,02 a 35,34. Durante as campanhas de 2007 e 2008, os valores médios na coluna de água da salinidade para quadratura e sizígia foram de $\sim 35,5$ e $\sim 34,9$ (inverno), e $\sim 34,9$ e $\sim 35,2$ (verão), respectivamente.

As velocidades longitudinais associadas às variações de salinidade (Fig. 12 a,b,c,d) são apresentadas na figura 13. Os perfis verticais do componente longitudinal da velocidade observados na quadratura no inverno (Fig. 13 a), apresentam variações entre $\sim -0,30 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim +0,30 \text{ m.s}^{-1}$, forçadas pelo efeito do componente barotrópico da força de gradiente de pressão gerado pela maré. Observa-se também aumentos da velocidade próximo à camada superficial na vazante e também próximo ao fundo na enchente, sendo este último gerado pela influência do componente baroclínico da força de gradiente de pressão. No verão e maré de quadratura (Fig. 13b) observa-se uma acentuada assimetria com as velocidades, variando no intervalo entre $\sim -0,35 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim +0,60 \text{ m.s}^{-1}$, e a influência do componente baroclínico pode ser observada no entorno de estufa de corrente. O cisalhamento das velocidades de vazante é bem demarcado, mas na enchente as velocidades não apresentam grandes variações na coluna de água mas, como mencionado acima, é evidente o efeito baroclínico nas camadas mais profundas nas proximidades de estufa de corrente.

Analisando os perfis obtidos nas campanhas de sizígia no inverno e no verão (Fig. 13c,d), verifica-se que as velocidades barotrópicas forçadas pelo regime de mesomaré predominam sobre o efeito baroclínico, mas este ainda pode ser observado no entorno da estufa. Em ambos os períodos de inverno e verão, as velocidades se apresentaram bem similares com valores máximos de vazante e enchente atingindo intensidades de $\sim 1,4 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 1,0 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente, com pequeno cisalhamento vertical, exceto nas proximidades do fundo. Embora a descarga fluvial no rio Caravelas seja relativamente pequena, observa-se uma acentuada assimetria entre os movimentos de enchente e os mais intensos de vazante.

Na variação temporal das velocidades da estação A na sizígia (Fig. 13 c,d), ao que tudo indica, podemos observar características semelhantes a de um sistema estuarino formado por manguês, nos quais as regiões de alagamento são responsáveis pela grande assimetria das correntes de maré, efeito esse mais visível na maré de sizígia devido ao alagamento de maiores áreas (Wolanski, 1992). A baixa descarga do rio Caravelas não seria capaz de justificar tal assimetria observada na sizígia.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 13 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de velocidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h) na estação A: regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d).

Durante as marés de quadratura nos períodos de inverno e verão (Fig. 14a,b) observa-se nos perfis quase estacionários a circulação bidirecional clássica com velocidades de vazante ($u>0$) e de enchente ($u<0$), com velocidade nula em $Z=-0,5$; as correspondentes velocidades residuais são pequenas no inverno e verão ($u_a \sim 0,01 \text{ m.s}^{-1}$ e $u_a \sim 0,005 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente).

No regime de maré de sizígia, e durante o inverno (Fig. 14c), o perfil médio da velocidade mostra a influência pouco intensa do efeito baroclínico ($u<0$) próximo ao fundo, e no verão (Fig. 14d) esse perfil é unidirecional de vazante ($u>0$), característica esta de estuários bem misturados. As velocidades residuais para a maré de sizígia foram calculadas em $\sim 0,03 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 0,06 \text{ m.s}^{-1}$ para o inverno e o verão, respectivamente.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 14 – Perfis médios de velocidade ($\langle u(Z) \rangle$) e de $u_s = \langle u(Z) \rangle - u_a$ obtidos a partir da integração de perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo completo de maré semidiurna (~13 h): regime de maré de quadratura na estação A nas observações de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). São também inseridos os valores da velocidade residual (u_a).

• Estação B

Esta estação em Caravelas não está localizada no canal estuarino e sim no extremo norte do canal que o interliga a Peruípe (Fig. 1), e os valores positivos do componente longitudinal da velocidade ($u > 0$) orientam-se para o canal estuarino de Caravelas.

Os perfis Eulerianos de salinidade medidos durante a maré de quadratura para as estações no inverno e verão (Figs. 15 a,b) apresentam em determinados instantes pequenos gradientes verticais similares aos verificados na estação A. Nas observações de sizígia, inverno e verão (Fig. 15c,d), verifica-se uma quase-homogeneidade vertical da salinidade, mostrando assim mais uma vez que essa a região do canal estuarino o processo difusivo tem grande importância no transporte de propriedades.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 15 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d).

Durante a quadratura, as observações de inverno e verão (Fig. 15 a,b) mostraram haloclinas com fraco gradiente vertical em praticamente todos os perfis. No inverno, observa-se uma variação gradativa desde a superfície até o fundo, com o intervalo de variação da salinidade nos intervalos de $\sim 32,0$ a $\sim 33,5$, e $\sim 34,0$ a $\sim 35,5$, na superfície e no fundo, respectivamente. Nas observações de quadratura (verão), os intervalos de variação foram bem menores: $\sim 31,0$ a $\sim 32,5$, de $\sim 31,6$ a $\sim 33,0$, na superfície e no fundo.

Durante as condições de maré de sizígia, tanto no experimento de agosto/07 como no de janeiro/08 predominam condições bem misturadas (Figs. 15 c,d), ficou também aparente o efeito advectivo das correntes de maré, com altos ($S \sim 35,85$) e baixos ($S \sim 31,7$) valores de salinidade na estofas de maré alta e baixa, respectivamente. Entretanto, algumas anomalias dos perfis são

observadas durante o inverno, com aumentos da salinidade de até 2 ups nas proximidades do fundo e na superfície (Fig. 15c).

Tal como nos resultados da estação A, quando da descrição dos resultados dos perfis quase estacionários da salinidade e dos correspondentes valores residuais, as figuras também não são apresentadas para esta estação. Na condição de maré de quadratura no inverno o perfil médio apresenta-se também fracamente estratificado e a salinidade varia entre a superfície e o fundo de 32,1 a 35,2, respectivamente, com haloclina entre as profundidades $Z=-0,3$ e $Z=-0,8$. Na quadratura de jan/2008 o perfil é quase bem misturado e a salinidade entre a superfície e o fundo de 31,64 a 32,34, respectivamente. Na sizígia tanto no inverno como no verão os perfis médios tendem a uma quase homogeneidade vertical; com a salinidade variando entre a superfície e o fundo nos intervalos de 33,02 a 33,24 e 33,22 a 33,38, respectivamente. Durante as campanhas de 2007 e 2008 os valores médios da salinidade na coluna de foram nas quadraturas de sizígias variaram de $\sim 33,9$ e $\sim 33,2$ (inverno), e $\sim 32,0$ e $\sim 33,3$ (verão), respectivamente. Portanto, comparativamente aos resultados observados na estação A, nesta estação as salinidades residuais foram cerca de duas a três unidades menores.

Na análise dos perfis de velocidade deve-se observar que, de acordo com a orientação do referencial utilizado na decomposição das velocidades, valores positivos ($u>0$) correspondentes à vazante indicam movimentos convergentes ao canal estuarino de Caravelas.

Na maré de quadratura (Figs. 16 a,b) assimetrias semelhantes entre os movimentos vazante ($u>0$) e enchente ($u<0$) no inverno e verão, possivelmente influenciadas pelo componente baroclínico da força de gradiente de pressão. Nessas figuras observa-se que as velocidade máximas de vazante são $\sim 0,4 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 0,5 \text{ m.s}^{-1}$ na superfície e as de enchente $\sim -0,3 \text{ m.s}^{-1}$. Entretanto, deve-se ressaltar no inverno (Fig. 16a) um único perfil com velocidade de enchente ($\sim -0,3 \text{ m.s}^{-1}$) muito discrepante dos demais, possivelmente devido a erro de observação. O cisalhamento vertical das velocidades é mais acentuado na vazante e a influência do efeito baroclínico é observado no entorno das estofas de corrente.

Na maré de sizígia no inverno e no verão (Fig. 16c,d). verifica-se menor assimetria entre os movimentos de vazante e de enchente, bem diferente do observado na estação A localizada à jusante da estação B. As velocidades são menos intensas com valores máximos de vazante $\sim 0,9 \text{ m.s}^{-1}$ a $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ e de enchente $\sim -0,7 \text{ m.s}^{-1}$.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 16 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de velocidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h) na estação B: regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d).

Médias temporais de velocidade para a estação B, em condições de quadratura no inverno e no verão (Fig. 17a,b) mostram a circulação bidirecional típica de um estuário parcialmente misturado: movimentos de vazante com intensidade próximo à superfície variando de $0,14 \text{ m.s}^{-1}$ a $\sim 0,09 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente, profundidade de movimento nulo em $Z=-0,4$ e intensidades máximas de enchente próximas a $-0,05 \text{ m.s}^{-1}$ e $-0,04 \text{ m.s}^{-1}$. A velocidade residual foi estimada em $\sim 0,01 \text{ m.s}^{-1}$ para o inverno e praticamente nula para o verão.

Em condições de maré de sizígia, tanto no inverno como no verão (Fig. 17c,d), os perfis médios temporais de velocidade apresentam circulação unidirecional com movimentos predominantes de vazante, mas no primeiro esse movimento se anula em $Z=-0,55$. Portanto, considerando-se a localização da estação B (Fig. 1), esse movimento resultante converge para o

canal estuarino de Caravelas. As intensidades das velocidades de vazante na superfície são similares as calculadas na quadratura, e as velocidades residuais u_a foram estimadas em $\sim 0,02 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 0,05 \text{ m.s}^{-1}$ para as observações de inverno e verão, respectivamente, sendo relativamente intensas para ocasionar um transporte de volume em direção ao canal estuarino de Caravelas.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 17 – Perfis médios de velocidade $\langle u(Z) \rangle$ e $u_s = \langle u(Z) \rangle - u_a$ obtidos a partir da integração de perfis a cada 0,5 hora, durante um ciclo completo de maré semidiurna ($\sim 13 \text{ h}$): regime de maré de quadratura na estação B no inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). São também inseridos os valores da velocidade residual (u_a).

• Estação C

Esta estação está localizada no estuário do rio Peruípe em Nova Viçosa (Fig. 1) e seus dados observacionais thermohalinos e de correntes foram incluídos para complementar a validação do modelo numérico da região sul do domínio. Esta estação (C) está localizada nas proximidades da

desembocadura e seus dados são representativos para a região marinha do estuário. Os perfis verticais Eulerianos de salinidade são apresentados (Fig. 18) para as marés de quadratura e sizígia e observações dos períodos de inverno e verão.

Figura 18 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d).

Na quadratura e no período de inverno (Fig. 18a) foi observada alta estratificação vertical com diferenças da salinidade entre a superfície e o fundo de até $\sim 10,0$. Os intervalos de variação na superfície e nas proximidades fundo foram de $\sim 24,0$ a $32,5$ e $\sim 32,5$ a $34,5$, respectivamente. No verão (Fig. 18b) algumas diferenças são observadas em comparação com os resultados de inverno: as salinidades na superfície variam em intervalos mais amplos, tanto na superfície $20,0$ — $34,0$ como no fundo com os intervalos variando de $32,5$ a $36,0$. O valor de $\sim 36,0$ observado nas

proximidades do fundo é característico da Massa de Água Tropical (AT). Considerando-se que as diferenças da salinidade entre superfície e fundo foram de até 14, trata-se de um estuário com alta estratificação vertical de salinidade nas marés de quadratura.

Na maré de sizígia (Figs. 18c,d) o aumento da difusão vertical turbulenta teve uma grande influência no processo de mistura, resultando na erosão com grande eficácia das haloclinas observadas na quadratura (Figs. 18a,b). Como consequência as salinidades na superfície variaram entre os valores de $\sim 29,0$ a $36,7$ e $\sim 31,0$ a $36,0$ para o inverno e o verão (Fig. 18c,d), respectivamente. A influência da massa de água AT também é observada para a formação da massa de água estuarina nos dois períodos (inverno e verão).

Os perfis Eulerianos da salinidade (Fig. 18a,b,c,d) foram usados na estimativa dos perfis médios no tempo (quase-estacionários) e também os valores médios no tempo e profundidade (valores residuais). Na maré de quadratura os perfis médios apresentaram estratificação vertical com valores entre a superfície e o fundo variando nos intervalos de $28,5$ a $33,7$, e $27,1$ a $34,5$, nos períodos de inverno e verão, respectivamente, que são característicos de estuários parcialmente misturados; os correspondentes valores médios na coluna de água foram muito próximos com valores de $31,6$ e $32,0$, respectivamente. Na maré de sizígia, tanto no verão como no inverno, os perfis médios indicaram condições fracamente estratificadas com diferenças de salinidade entre o fundo e a superfície inferior a $1,0$ e os valores médios correspondentes residuais foram $\sim 34,0$.

Os resultados da velocidade longitudinal (u) durante a quadratura nos períodos de inverno e verão (Figs. 19a,b) mostram condições bem assimétricas, sendo mais acentuadas e uniformes no verão (Fig. 19b), quando as velocidades de vazante são intensificadas pela descarga fluvial do rio Peruípe. Em alguns dos perfis no inverno (Fig. 19a), devido à menor intensidade da descarga fluvial e da maré, não são tão uniformes, pois esta estação está localizada na região marinha do estuário e, portanto, não protegida da influência dos ventos e das correntes costeiras que podem tornar mais complexos seus movimentos.

No inverno e maré de quadratura (Fig. 19a) os valores máximos de velocidade na superfície variam de $\sim 0,35 \text{ m.s}^{-1}$ a $\sim 0,25 \text{ m.s}^{-1}$, e alguns perfis mostram movimentos bidirecionais. A região marinha do estuário por estar voltada para Sul expõe a circulação costeira à influência de entradas de frentes frias provenientes com maior frequência no inverno.

No verão, os dados de quadratura (Fig. 19b) mostram-se mais comportados com características mais representativas de um regime de quadratura, e o efeito baroclínico melhor visualizado nos perfilamentos efetuados no entorno da estufa. As velocidades são mais intensas do que as observadas no inverno apresentando-se com valores na superfície variando entre $\sim 0,20 \text{ m.s}^{-1}$ a $\sim 0,90 \text{ m.s}^{-1}$, e nas camadas mais profundas velocidades de enchente chegam a $\sim 0,35 \text{ m.s}^{-1}$,

forçadas pelo efeito baroclínico. As velocidades de vazante são intensificadas pelo efeito da descarga fluvial e processos de mistura vertical e apresentam acentuado cisalhamento vertical.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 19 – Variação temporal dos perfis de velocidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~13 h) estação C: regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d).

No experimento de sizígia no inverno e verão (Figs. 19c,d) observa-se não somente a intensificação das velocidades de enchente e vazante em relação à quadratura, como também o pequeno cisalhamento vertical das velocidades na camada de $Z=0$ a $Z=-0,7$. No inverno (Fig. 19c) os máximos de enchente e vazante foram de $\sim -0,9 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 1,3 \text{ m.s}^{-1}$, e para o verão (Fig. 19d) de $\sim -0,9 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 1,5 \text{ m.s}^{-1}$; a maior intensidade das correntes em relação ao experimento da quadratura indica a maior eficiência advectiva do regime de meso-maré. Esses valores extremos de vazante são comparáveis aos observados na estação A (Fig. 13).

Perfis médios de velocidade ($\langle u(Z) \rangle$) são apresentados a seguir para os experimentos da quadratura e da sizígia e para os períodos de inverno e verão (Figs. 20a,b,c,d). Como mencionado na análise dos perfis individuais da quadratura de inverno, alguns dos perfis foram provavelmente forçados pelo vento, influenciando na obtenção do perfil médio quase estacionário. Para o inverno na quadratura (Fig 20a) o movimento é unidirecional e de vazante, com velocidade próxima à superfície $\sim 0,07 \text{ m.s}^{-1}$. No verão (Fig. 20b) a velocidade média é bem mais intensa com valores máximos chegando a $\sim 0,3 \text{ m.s}^{-1}$ na superfície; nas proximidades do fundo observa-se uma fraca inversão do sentido da corrente devido ao efeito baroclínico. Os valores médios calculados ao longo da coluna de água (u_a) representando a velocidade residual são próximos a $0,05 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,11 \text{ m.s}^{-1}$ para o inverno e o verão, respectivamente.

(a) inverno na quadratura

(b) verão na quadratura

(c) inverno na sizígia

(d) verão na sizígia

Figura 20 – Perfis médios de velocidade $\langle u(Z) \rangle$ e $u_s = \langle u(Z) \rangle - u_a$ obtidos à partir dos perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo completo de maré semidiurna ($\sim 13 \text{ h}$): regime de maré de quadratura na estação de inverno (a) e verão (b), e de sizígia no inverno (c) e verão (d). São inseridos os valores da velocidade residual (u_a).

Para condições de maré de sizígia, foram observados movimentos de vazante unidirecionais nos perfis quase-estacionários no inverno e no verão (Figs. 20c,d), com intensidades na superfície próximas a $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,21 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente; no inverno o perfil apresenta um máximo de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ em $Z=0,7$. As velocidades médias ou residuais (u_a) estimadas para ambas estações na sizígia foram muito semelhantes e próximas a $0,15 \text{ m.s}^{-1}$.

- **Estação E**

Para a estação fixa E, localizada a cerca de 4,0 km de distância da estação C e portanto, mais acima no canal estuarino do rio Peruípe (Fig. 1), os experimentos foram realizados apenas na campanha de verão/2008.

Na quadratura, o canal estuarino do rio Peruípe apresentou-se altamente estratificado com variação vertical de salinidade de até $\sim 20,0$ (Fig. 21a). Nas proximidades da superfície e do fundo foram observadas variações de salinidades nos intervalos $\sim 7,0 — 30,0$ e $\sim 19,0 — 34,0$, respectivamente, e a intensificação e a erosão da haloclina nos perfis verticais devido à mistura vertical.

Durante o regime de maré de sizígia (Fig. 21b), a energia potencial da maré mostrou-se bem eficiente na erosão de parte das haloclinas, embora gradientes verticais de salinidade tão intensos, variando de $\sim 0,5 \text{ ups.m}^{-1}$ a 3 ups.m^{-1} , tenham sido observados, particularmente no período de vazante. Na superfície e no fundo os intervalos de variação da salinidade foram $\sim 13,0 — 35,0$ e $\sim 19,0 — 35,0$, respectivamente.

Os perfis médios no tempo, representando condições quase estacionárias, indicaram na quadratura e na sizígia alta e fraca estratificação vertical, com salinidades entre a superfície e o fundo variando nos intervalos $17,3 — 28,0$ e $26,2 — 30,2$, respectivamente. A salinidade média na coluna de água, associada a esses perfis médios, foram iguais a $\sim 23,4$ e $30,2$, respectivamente.

(a) verão na quadratura

(b) verão na sizígia

Figura 21 – Variação temporal com $\Delta t=0,5$ h dos perfis de salinidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~ 13 h): regimes de maré de quadratura (a) e sizígia (b) durante a campanha de verão.

Os perfis verticais do componente longitudinal de velocidade na maré de quadratura (Fig. 22a), mostram assimetrias com velocidades relativamente grandes nas condições de vazante e de enchente com intensidades na superfície variando entre $\sim 0,9 \text{ m.s}^{-1}$ a $\sim 0,4 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente. Esses valores são maiores do que os observados na estação C, localizada 4 km estuário abaixo. Esse maior intervalo de variação se deve principalmente às diferenças nas áreas das seções transversais ou seja: em E a área da seção transversal é bem menor do que a área na estação C, localizada na região marinha do estuário onde a largura do canal aumenta acentuadamente. Nessa figura observa-se também, pela configuração dos perfis Eulerianos no entorno da estufa, movimentos bidirecionais e portando, a influência dos movimentos estuário acima de natureza baroclínica.

Na maré de sizígia (Fig. 22b) são observadas características semelhantes às da quadratura (Fig. 22a), porém com movimentos mais intensos na camada superficial com intensidade de até $\sim 1,0 \text{ m.s}^{-1}$ na superfície. Durante a enchente as maiores velocidades são observadas nas proximidades do fundo ($Z=-0,7$) com intensidade próxima a $-0,45 \text{ m.s}^{-1}$, enquanto na superfície as velocidades são menores não ultrapassando $\sim 0,3 \text{ m.s}^{-1}$.

(a) verão na quadratura

(b) verão na sizígia

Figura 22 – Variação temporal a cada 0,5 hora dos perfis de velocidade durante um ciclo completo de maré semidiurna (~13 h): regimes de maré de quadratura (a) e sizígia (b) durante a campanha de verão.

As velocidades médias no tempo, representando condições quase-estacionárias são apresentadas para as marés de quadratura e sizígia (Fig. 23a,b). Nos perfis verticais dessa figura observa-se que os movimentos unidimensionais de vazante são predominantes com intensidades máximas muito próximas; $0,28 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,32 \text{ m.s}^{-1}$ para as condições de quadratura e de sizígia, respectivamente, embora na quadratura observa-se um movimento estuário acima de pequena intensidade. As velocidades residuais também são muito próximas e guais a $u_a \sim 0,12 \text{ m.s}^{-1}$ e $u_a = 0,19 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente.

(a) verão na quadratura

(b) verão na sizígia

Figura 23 – Perfis médios de velocidade $\langle u(Z) \rangle$ e $u_s = \langle u(Z) \rangle - u_a$ obtidos a partir dos perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo completo de maré semidiurna (~13 h): regimes de maré de quadratura (a) e sizígia (b) durante a campanha de verão. São inseridos os valores da velocidade residual (u_a).

- **A massa de água estuarina**

A identificação de fontes de massas de água para a formação da massa de água estuarina pode ser feita usando o diagrama T-S espalhado ou, quando no diagrama for incluído o campo isopícnal à pressão atmosférica calculado com a Internacional de Estado da Água do Mar, ele é denominado de diagrama T-S de estado. Esse diagrama foi utilizado para analisar a variação das propriedades termohalinas observadas nas estações fixas (A, B, C e E) e nos experimentos de inverno e verão, cujos principais resultados já foram analisados.

Nas observações de inverno (2007) as variações das propriedades termohalinas ocorreram nos intervalos $\sim 24,0^{\circ}\text{C} < T < \sim 26,0^{\circ}\text{C}$ e $\sim 24,0 < S < \sim 36,7$, e a densidade, representada no diagrama por uma família paramétrica de curvas isopícnais ($\sigma_t = \text{cte}$), variou de $\sim 14,5$ a $\sim 24,0$, em unidades de Sigma-t (Fig. 24). Por sua vez, nas observações de verão (2008) as variações das propriedades termohalinas ocorreram nos intervalos $\sim 26,5^{\circ}\text{C} < T < \sim 29,5^{\circ}\text{C}$; $\sim 5,0 < S < \sim 36,7$ e a densidade variou de $\sim 0,0$ a $\sim 23,0$, em unidades de Sigma-t.

Figura 24 – Diagrama TS espalhado no SERC para as estações de inverno e verão, obtido da coleta de perfis a cada 0,5 hora durante um ciclo de maré semidiurna ~ 13 h, quadratura (•) e sizígia (o) e para as posições das estações oceanográficas A •, B • (Caravelas), C • e E • (Nova Viçosa). Isopícnais em intervalos com $\Delta\sigma_t = 2,9$ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Valores indicados também na escala vertical.

Como podemos observar nesse diagrama de estado (Fig. 24) a acentuada inclinação das isopícnais indica que no intervalo de variação da temperatura (23°C a 30°C) a densidade da massa de água estuarina é determinada primordialmente pelas variações da salinidade. Portanto, é válida a hipótese de considerar que a massa de água estuarina é quase-isotérmica.

Pelo fato de que a descarga fluvial e as características termohalinas das massas de água da plataforma continental são importantes para a formação das massas de água estuarinas, o espalhamento das imagens dos pares (S,T) sobre o diagrama de estado (Fig. 24) apresenta a configuração geral cruzando obliquamente as isopícnais. Essa distribuição indica que a diluição da água do mar pela água da descarga fluvial ocorre principalmente por processos de mistura não isopícnal (difusão turbulenta e advecção).

Com base no espalhamento das imagens dos pares (S,T) observados no SERPC (Fig. 24) observa-se no extremo direito valores de salinidade maiores do que 36,0 ($S > 36,0$) indicando que a massa de Água Tropical (AT) foi advectada para o sistema estuarino nas regiões de Caravelas e de Nova Viçosa, constituindo assim um dos ingredientes para formação da massa de água estuarina. Nessa figura também se observa o menor espalhamento dos pares (T,S) no inverno, tendendo a uma maior homogeneidade da massa de água comparativamente ao verão. Nessa figura também sugere a maior influência da descarga fluvial no estuário do rio Peruípe em Nova Viçosa.

3.2 – Validação do modelo

Como já mencionado na metodologia o coeficiente de eficiência conhecido por Skill (Willmott, 1981) foi utilizado na análise comparativa e quantitativa entre os valores simulados teoricamente das variações ocorridas durante o ciclo de maré da profundidade (maré), da salinidade e do componente longitudinal de velocidade e os correspondentes valores observados *in situ*.

O modelo numérico foi processado no modo baroclínico com cinco camadas, pois, como já observado quando da análise dos resultados das estações A, B, C e E, e em trabalhos recentes (Schettini & Miranda, 2010; Pereira *et al.*, 2010), os estuários do SERC apresentam forte estratificação da salinidade tanto vertical quanto longitudinal.

Considerando que na região de Nova Viçosa as estações C e E foram quase sinoticamente amostradas somente no período de janeiro de 2008, simultaneamente às estações A e B, e considerando ainda que nessa época do ano foram observados valores dos dados termohalinos consistentes e correntes com intensidades máximas entre $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,5 \text{ m.s}^{-1}$, as observações deste mês foram utilizadas para a validação do modelo numérico.

Sendo assim, uma vez escolhidos os dados observacionais para validar o modelo foram realizados inúmeros processamentos do Delft-3D Flow abrangendo o período da modulação quinzenal da maré para janeiro 2008. Para o ajuste do modelo foram assumidos diferentes valores de vazão, para o rio Jaburuna (vazão entre $2-10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), rio Cupído (vazão entre $2-10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), e rio Peruípe (vazão entre $15-50 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Juntamente com diferentes valores de salinidade aplicados para cada um destes rios (entre 0-15 ups). Uma outra etapa de ajuste foi do coeficiente de atrito de fundo, usando valores do número de Chezy relativamente abaixo $\sim 10 \text{ m}^{1/2}.\text{s}^{-1}$ (atrito alto), até valores acima de $40 \text{ m}^{1/2}.\text{s}^{-1}$ (atrito baixo). A difusão horizontal de momentum, foi ajustada através do coeficiente cinemático de viscosidade horizontal K_v , para o qual assumimos o intervalo (1×10^{-4} - $1 \times 10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). Para ajustarmos a difusão horizontal do transporte de sal, o intervalo de ($1-30 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) foi assumido para o coeficiente cinemático de difusão horizontal D_h .

As forçantes aplicadas ao modelo foram à maré (compondo-se dos seus principais componentes - Tabela 1) na região costeira adjacente, a descarga fluvial melhor ajustada aos resultados e aplicada no contorno interno nos rios Peruípe, Cupído e Jaburuna, cujos valores são apresentados na Tabela 3 e de acordo com o processamento dos dados experimentais foi adotada a mesma condição de contorno de fundo (atrito máximo) para a velocidade. A extração dos dados simulados teoricamente para fins de validação foi feita de acordo com as datas apresentadas na Tabela 2.

Parte das saídas do modelo foi adaptada para gerar e extrair resultados calculados nos elementos de grande correspondentes às posições das estações de coleta A e B (Caravelas), C e E (Nova Viçosa). Os dados de saída das cinco camadas foram discretizados em 11 pontos de coordenada sigma desde a superfície ($Z=0$) até o fundo ($Z=-1$), com os mesmos algoritmos aplicados aos dados observados. Feito esse procedimento, os resultados teóricos foram comparados aos observados para cada uma das estações fixas e a seguir, foi realizada a validação quantitativa das variações locais da espessura da camada de água (maré), do componente longitudinal da velocidade (u) e da salinidade (S) pelo método das isopletras.

a -) Resultados observacionais e simulações: estação A

A variação da espessura da camada de água $h=h(t)$ durante o ciclo de maré de quadratura no verão (16/01/2008) calculada teoricamente pelo modelo é concordante com os dados *in situ* (Fig. 25a), variando entre $\sim 9,1 \text{ m}$ e $\sim 10,2 \text{ m}$ na baixamar e preamar, respectivamente. Quantitativamente, o Skill médio calculado é igual a 0,99, indicando uma ótima simulação nesta estação, observando-se

apenas uma pequena diferença de fase; com esse resultado segue-se que a amplitude da maré é $\sim 1,1$ m. Similarmente, para a maré de sizígia (23/01/2008) os resultados teóricos da variação temporal da espessura da camada de água (Fig. 25b) foram também concordantes com os resultados observacionais, variando entre $\sim 8,5$ m e $\sim 11,0$ e com Skill médio igual a 1,0. Essas oscilações estão praticamente em fase e a amplitude da maré é aproximadamente igual a 2,5 m.

Figura 25 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação A, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente.

As isopletas do componente longitudinal de velocidade (u), em função da profundidade e do tempo, calculados numericamente são apresentadas comparativamente aos valores experimentais e dos correspondentes parâmetros de validação Skill (Fig. 26). Na maré de quadratura observa-se valores relativamente altos do Skill (entre 0,6 e 0,8) somente nos instantes de velocidades mais intensas aproximadamente entre 12 h e 16 h, mas com uma acentuada defasagem entre os resultados teóricos e os observacionais de aproximadamente 2-3 horas (Fig. 26a). Entretanto, fora desse intervalo de tempo os valores do Skill são muito baixos ($<0,2$) resultando em um valor médio nesse ciclo de maré igual a 0,38. Apesar desse baixo valor as velocidades máximas de vazante foram de intensidades bem similares nesse regime da maré ($\sim 0,45 \text{ m.s}^{-1}$), apenas durante a enchente o modelo apresentou velocidades inferiores às observações.

A variação temporal das isopletas do componente longitudinal das velocidades calculadas numericamente e apresentadas comparativamente aos resultados experimentais são bem concordantes na sizígia (Fig. 26b), sendo o valor médio do Skill relativamente bom (0,77). Pela distribuição temporal do Skill observa-se que as velocidades teóricas de vazante ($u > 0$) tiveram um

intervalo de duração comparável ao das observações (aproximada de 4 e 6 horas), enquanto as velocidades de enchente tiveram um menor período de duração. Pela distribuição temporal do Skill observou-se que para ambas as condições de maré (quadratura e sizígia) a maior dificuldade na simulação foi obter os mesmos intervalos de tempo de correntes de enchente e vazante.

Figura 26 – Isopletas da velocidade medida (componente u , em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação A, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u > 0$ e $u < 0$, respectivamente.

Os perfis de salinidade teóricos e observados foram também comparados quantitativamente pelo método Skill. Em relação às observações de quadratura (Fig. 27a) os valores máximos e mínimos de salinidade observados ocorreram no intervalo $\sim 32,0$ a $\sim 35,8$, enquanto resultados da simulação foram entre $\sim 34,0$ a $\sim 35,8$, e o Skill médio calculado foi 0,85. Adicionalmente, no intervalo entre 13 h e 16 h o modelo produziu apenas uma pequena estratificação vertical comparada às observações. Consequentemente, nesse intervalo a distribuição temporal do Skill nas proximidades do fundo mostra baixos valores (Skill $< 0,2$), indicando que o modelo simulou adequadamente apenas a intrusão da maior salinidade nas proximidades do fundo $S \sim 35,5$.

Na maré de sizígia (Fig. 27b) ambos os resultados das observações e simulações mantiveram intervalos semelhantes de variação da salinidade de $\sim 33,5$ a $\sim 36,0$. Durante a vazante o modelo apresentou um decréscimo da salinidade antecipado de ~ 1 h em relação aos resultados observacionais, em decorrência do erro no campo de velocidade em decorrência da inversão antecipada das correntes de vazante (Fig. 26b). Entretanto, os resultados desta estação mostraram uma estratificação modelada praticamente desprezível, concordante com as observações e indicando

um sistema quase verticalmente homogêneo. O Skill médio foi muito próximo do valor máximo que indica ótima concordância entre a teoria e a experimentação (0,97).

Figura 27 – Isopletas da salinidade medida (ups) e os correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação A, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente.

Nas marés de quadratura e sizígia o modelo simulou adequadamente a salinidade, tendo calculado o Skill > 0,80. Os resultados do modelo mostram uma estratificação praticamente desprezível e similar às observações. As características de um sistema verticalmente homogêneo foram obtidas nas mediações da estação A.

b -) Resultados observacionais e simulações: estação B

Para as simulações da estação B do estuário do rio Caravelas, localizada a ~9,5 km rio acima e na região do entroncamento com o canal que o interliga com Nova Viçosa (Fig. 1), o modelo correspondeu bem em relação à oscilação da espessura da camada de água (maré), da velocidade longitudinal e da salinidade, com melhor desempenho na maré de sizígia.

Durante a maré de quadratura no verão (16/01/2008) o modelo apresentou variações das profundidades entre ~6,7 m e ~7,9 m, e uma amplitude de maré similar a da estação A (~1,1 m) (Fig. 28a). Observa-se também nessa figura que os resultados teóricos e os observados estão praticamente em fase, resultando assim no valor ótimo do Skill médio (1,0).

Uma concordância considerada também muito boa com os dados observacionais foi obtida na simulação da espessura da camada de água durante a sizígia (23/01/2008), quando suas

oscilações variaram 6,3 m e 8,7 m, entre a baixa mar e a preamar, resultando na oscilação da maré com amplitude de 2,4 m (Fig. 28b). Nesta simulação o Skill médio foi igual a 0,97.

Comparando-se esses resultados com os da estação A (Fig. 25b) observou-se uma diferença de fase em relação ~20 a 30 minutos, já esperada devido ao intervalo de tempo necessário para a propagação da maré ao longo canal estuarino.

Figura 28 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação B, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente.

A variação temporal das isopletas do componente longitudinal da velocidade calculadas pelo modelo não foi bem representativa na quadratura, resultando um valor médio do Skill igual a 0,5 (Fig. 29a), um pouco melhor do que na estação A. Para esse regime de maré verificou-se também um curto período de duração das velocidades de enchentes ~1-2h, e com pequena intensidade comparadas às observações. Tanto para o resultado teórico, como para os dados observacionais as velocidades de vazante na quadratura foram aproximadamente iguais a $0,4 \text{ m.s}^{-1}$, mas o modelo não simulou adequadamente os movimentos de enchente ($u < 0$) pouco intensos.

Na maré de sizígia o modelo simulou de forma bem satisfatória o campo de velocidade tanto em condições de vazante ($u > 0$) como de enchente ($u < 0$), embora na vazante as intensidades sejam menores do que às observadas (Fig. 29b), como demonstra o alto valor médio do parâmetro Skill (0,93). Observa-se também nessa figura que o intervalo de tempo de duração das velocidades de enchente foi menor em relação aos dados observados, dificuldade esta também observada na A (Fig. 27b).

Figura 29 – Isopletas da velocidade medida (componente u , em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação B, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u > 0$ e $u < 0$, respectivamente.

Entre as estações A e B e no sentido da cabeceira do estuário a configuração geométrica do canal estuarino apresenta um gradativo estreitamento. Os resultados da simulação apresentam maiores magnitudes de velocidade na enchente do que na vazante, particularmente na maré de sizígia. Diferentemente dos resultados simulados, as observações mostraram claramente o oposto, ou seja, o intervalo de tempo de vazante menor e com a presença de velocidades bem mais intensas. Para a variação temporal das velocidades medidas nas estações A e B na sizígia podemos observar que a configuração da grade utilizada não foi capaz de gerar correntes mais intensas durante a vazante e provavelmente, a disponibilidade de informações adicionais da distribuição das áreas das regiões de alagamento no SERCP, possam melhorar futuramente as simulações com a utilização de uma grade mais adequada.

Na quadratura (Fig. 30a) os valores máximos da salinidade das observações e das simulações foram relativamente próximos $\sim 33,0$. Apenas os valores mínimos da salinidade apresentaram uma diferença bem pequena e da ordem de uma unidade (observação e simulação com os respectivos valores de ~ 31 e ~ 32). A distribuição temporal do Skill mostra claramente dificuldades da simulação da fase da oscilação e da estratificação da salinidade, mas resultou um bom valor médio do Skill (0,80).

Para a maré de sizígia (Fig. 30b) o modelo simulou bem as características da salinidade de um estuário bem misturado, apresentando o valor médio do Skill igual a 0,85. A distribuição temporal desse parâmetro indica uma diferença de fase da oscilação da salinidade de ~ 2 horas, causada pela diferença de fase também observada na simulação das velocidades. Os valores mínimo

da salinidade teórica e observada foram relativamente próximos $\sim 31,5$, entretanto, os valores máximos da salinidade calculados pelo modelo foram um pouco inferiores, com as observações e as simulações apresentando os respectivos valores máximos aproximados de 34,0 e 35,0.

Figura 30 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação B, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente.

c -) Resultados observacionais e simulações: estação C

A estação C na região de Nova Viçosa (Fig. 1) está localizada nas proximidades da desembocadura do estuário e a pequena distância de uma região com concentração de bancos de areia. A entrada de Nova Viçosa, cuja direção principal é voltada para Sudeste, expõe a circulação dessa região marinha do estuário aos ventos predominantemente do quadrante Sul-Leste.

Na quadratura (Fig. 31a) o modelo simulou satisfatoriamente a oscilação da espessura da camada de água entre $\sim 9,2$ m e $\sim 10,3$ m na baixamar e na preamar, respectivamente, observando-se também apenas uma pequena diferença na fase (≈ 10 min). O valor médio do parâmetro Skill calculado com base nos resultados teóricos e os observados foi muito próximo de um (0,99), e a amplitude da maré foi comparável aos resultados de Caravelas ($\sim 1,1$ m). Para a maré de sizígia (Fig. 31b) a oscilação da espessura da camada de água observada também foi bem representada pela simulação, com valores entre $\sim 8,7$ m e $\sim 11,2$ m entre a baixamar e a preamar, com ótimo valor médio do Skill (1,0). A amplitude da maré, com 2,5 m também é comparável com o resultado obtido na região de Caravelas e praticamente não foi observada defasagem entre os resultados teóricos e os observados.

(a)

(b)

Figura 31 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação C, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b), em 16 e 23 de janeiro de 2008, respectivamente.

As isopletas de velocidades (Fig. 32) indicam piores resultados para a simulação na quadratura (Fig. 32a), obtendo-se para o parâmetro Skill apenas um valor intermediário (Skill=0,52), observando-se uma grande diferença entre os valores de enchente ($u < 0$) e vazante ($u > 0$); os dados observacionais chegam a ser cerca de 50% maiores do que os simulados. Entretanto, melhores resultados de simulação foram obtidos na sizígia (Fig. 32b), considerando-se que Skill é relativamente bom (0,84); neste regime de maré as velocidades de enchentes tiveram intensidades máximas similares entre observação e simulação $\sim -0,5 \text{ m.s}^{-1}$, entretanto, para as correntes de vazante as observações mostram valores bem mais intensos chegando até $\sim 1,5 \text{ m.s}^{-1}$ enquanto que as simulações têm intensidades máximas próximas a $0,6 \text{ m.s}^{-1}$.

Para a estação C foram observadas algumas limitações nas simulações pelo fato de que a versão do modelo utilizado dispõe apenas do fechamento turbulento vertical K-Epsilon. Neste fechamento turbulento vertical o modelo calcula apenas dois parâmetros físicos, o componente vertical de viscosidade K_V (responsável pela difusão vertical de momentum) e a difusividade vertical D_V (responsável pela difusão vertical de uma concentração). Os valores dos coeficientes cinemáticos da viscosidade e difusividade horizontais são considerados constantes. Uma versão mais recente do modelo Delft3D-Flow disponibiliza a utilização da parametrização denominada “Horizontal Large Eddy Simulation” HLES, que calcula a cada passo de tempo os coeficientes horizontais de viscosidade K_h e difusividade D_h em função do cisalhamento das velocidades, tensão no fundo e outros parâmetros (Uittenbogaard, 1998).

Figura 32 – Isopletas da velocidade medida (componente u , em m.s^{-1}) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação C. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u > 0$ e $u < 0$, respectivamente.

Na comparação quantitativa da simulação da salinidade para a quadratura (Fig. 33a), foi obtido o Skill médio de (0,73). O valor não muito bom para esse parâmetro se deve ao fato de que enquanto as observações mostram valores da salinidade no intervalo de $\sim 21,0$ a $\sim 34,0$, enquanto na simulação essa propriedade variou de $\sim 27,0$ e $\sim 33,0$. Pelas isopletas de salinidade observa-se que o modelo não foi capaz de reproduzir a variação máxima vertical da salinidade observada no intervalo de tempo entre $\sim 13,0$ - $18,0$ horas, correspondendo a aproximadamente 1 ups.m^{-1} , resultando na distribuição temporal do Skill baixos valores nas proximidades do fundo.

Para a simulação das salinidades durante o regime de maré de sizígia (Fig. 33b) foram observadas apenas diferenças principalmente associadas às fases, e os baixos valores baixos do Skill (~ 0), ocorreram aproximadamente entre 7 h e 9 h, possivelmente causado pela diferenças no campo de correntes. A simulação, com valores entre $\sim 29,0$ e $35,5$, foi capaz de apresentar características similares para a salinidade, cujos valores medidos variaram entre $\sim 31,0$ e $\sim 35,5$, tendo como resultado quantitativo o valor médio do Skill igual a 0,83.

Figura 33 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill na estação C, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b).

d -) Resultados observacionais e simulações: estação E

Tendo-se em vista a localização desta estação nas proximidades da cabeceira do estuário (Seção 3.1, estação E), foi observada a influência mais acentuada da descarga fluvial comparado às demais estações A, B e C, ocasionando os maiores gradientes verticais e horizontais de salinidade.

A comparação quantitativa da influência da maré sobre a variação da espessura da camada de água é apresentada para as marés de quadratura e sizígia (Fig. 34a,b), onde observamos que a profundidade da coluna de água variou de ~5,8 m a ~6,7 m (amplitude da maré de 0,9 m) e ~4,0 m a ~6,5 (amplitude da maré de 2,5 m) na quadratura e na sizígia, respectivamente; os valores médios dos correspondentes parâmetros Skill foram praticamente iguais (0,99 e 0,98). Apesar do valor médio do skill ser alto, pequenas diferenças podem ser observadas na fase e na amplitude da oscilação da espessura da camada de água.

(a)

(b)

Figura 34 – Variação temporal comparando a espessura da camada de água observadas com as calculadas teoricamente na estação E, durante as marés de quadratura (a) e sizígia (b).

A análise quantitativa das simulações do componente longitudinal de velocidade com base no parâmetro Skill (Fig. 35) apresentou aumentos em relação aos calculados na estação C, e portanto simulações mais confiáveis. Comparando este resultado com o obtido na estação C, observa-se uma pequena melhora no valor médio desse parâmetro de 0,52 para 0,65 e de 0,84 para 0,88 na quadratura e sizígia, respectivamente.

(a)

(b)

Figura 35 – Isopletas da velocidade medida (componente u, em $m.s^{-1}$) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação E. Movimentos de vazante e enchente indicados por $u > 0$ e $u < 0$, respectivamente.

Na quadratura (Fig. 35a), cujo o Skill médio foi (0,65), a sua distribuição temporal mostra valores baixos relacionados à fase das velocidades entre ~24 e 25 horas. Adicionalmente, a

simulação não apresentou o cisalhamento vertical das velocidades entre ~27-32 horas, com valores baixos (~ 0) entre as camadas de superfície e $Z = -0.3$.

Na sizígia (Fig. 35b) as intensidades das correntes de vazante medidas apresentam magnitudes superiores a dos resultados do modelo, enquanto que para as correntes de enchente ($u < 0$) o modelo apresentou valores superiores. Apesar destas diferenças, o skill médio calculado foi 0,88, indicando boa representatividade para as correntes simuladas nesta estação.

A alta estratificação vertical da salinidade de até $1,5 \text{ ups.m}^{-1}$ observada nos dados medidos, não foi possível de ser simulada adequadamente na quadratura (Fig. 36a). Resultados do modelo e medidos apresentaram os respectivos intervalos de variação da salinidade $\sim 13 - 25$ e $\sim 7 - 34$, embora nessa simulação o Skill médio foi de 0,78.

Figura 36 – Isopletas da salinidade medida (em ups) e correspondentes valores teóricos (modelo), e do parâmetro Skill, nas marés de quadratura (a) e sizígia (b) na estação E.

Durante a sizígia condições de menor estratificação vertical da salinidade (Fig. 36b), facilitaram a aproximação dos resultados da simulação com os da observação, como indica o alto valor médio do Skill ($> 0,90$). Para as observações e simulações o intervalo da variação da salinidade foi praticamente o mesmo ($\sim 14 < S < \sim 33$). A variação temporal do Skill indica apenas dois intervalos de tempo com valores relativamente baixos, o primeiro entre 9 h e 10 h, apresentando uma diferença de fase da oscilação da salinidade, e o segundo durante a enchente entre 14 h e 16 h.

e -) Distribuição longitudinal da salinidade no canal estuarino de Caravelas na sizígia:

Resultados observacionais e teóricos

São apresentados a seguir análises comparativas de resultados teóricos com observacionais da distribuição longitudinal da salinidade no canal estuarino do rio Caravelas. Os resultados observacionais são do trabalho de Schettini & Miranda (2010) obtidos no período de sizígia em 10/04/2001, cobrindo as extensões longitudinais de 16 km e 26 km na baixamar e preamar, respectivamente.

Embora as simulações tenham sido ajustadas aos dados observacionais de janeiro de 2008, com prováveis diferenças nas condições de vazão dos rios do SERCP, espera-se que as características da distribuição longitudinal da salinidade sejam similares, embora as medições feitas em abril de 2001 possam ter sido feitas em diferentes condições daquelas do verão para os quais o modelo foi validado. Vale ressaltar que até mesmo as características observadas e discutidas durante o inverno e verão (Seção 3), apresentaram características bem similares para a salinidade em todas estações de controle (A, B, C e E).

Na baixamar de sizígia e proximidades da desembocadura observa-se a ocorrência de salinidades nos intervalos de ~34,5 a 35,0 de ~34,0-34,5, para os resultados teóricos e observacionais, respectivamente, e que são relativamente próximos (Fig. 37). Cerca de 6 km estuário acima a simulação e a observação também têm boa concordância nos resultados, com as salinidades de ~32,0 e ~32,5, respectivamente. Nas imediações da interligação com os rios Cupído e Jaburuna, cerca de 12 km distante da desembocadura, as salinidades diminuíram para ~30,0 e ~28,0-28,5 para os resultados teóricos e observacionais, respectivamente.

Na preamar e próximo à desembocadura foi obtida a salinidade de ~36,5 na simulação e no experimento (Fig. 38). A uma distância de 6 km da desembocadura a salinidade é de ~36,0 e também foi obtida ótima correspondência entre o resultado do modelo e da observação, e o mesmo também ocorreu nas proximidades do entroncamento dos rios Cupído e Jaburuna onde as salinidades decresceram para ~33,0.

Figura 37 – Distribuição longitudinal da salinidade (ups) no canal estuarino de Caravelas na baixamar da sizigia. A figura superior foi obtida com modelo e a inferior de acordo com (Schettini & Miranda, 2010). Diferentes escalas horizontais e verticais foram usadas nas figuras.

Figura 38 – Distribuição longitudinal da salinidade (ups) no canal estuarino de Caravelas na preamar da sizigia. A figura superior foi obtida com o modelo e a inferior de acordo com (Schettini & Miranda, 2010). Diferentes escalas horizontais e verticais foram usadas nas figuras.

Capítulo 4 – A circulação e salinidade no sistema estuarino: análise dos resultados das simulações

Neste capítulo são analisados os resultados hidrodinâmicos do campo de velocidade médio na coluna de água gerados pelo modelo no verão, para a condição das marés de quadratura e sizígia, em quatro instantes consecutivos durante um ciclo de maré. Os trechos em vermelho nos canais estuarinos dos rios Caravelas e Peruípe (Fig. 39a), esquematizam as seções longitudinais com aproximadamente 12 km e 5 km, respectivamente, ao longo das quais serão apresentadas as estruturas da salinidade. A região em destaque (Fig. 39b) é uma parte da zona de mistura do canal estuarino e a entrada dual norte (Barra Velha e Boca do Tomba) do SERCP, que compõem a desembocadura do estuário de Caravelas.

Figura 39 – (a) Trechos longitudinais nos estuários de Caravelas e Peruípe utilizados no estudo da distribuição longitudinal da salinidade e (b) a Barra Velha e a Boca do Tomba na desembocadura norte do SERCP.

São também estudadas neste capítulo as características da circulação nas proximidades da superfície ($Z=-0,1$) e do fundo ($Z=-0,9$), em instantes de maior influência do componente baroclínico da força de gradiente (baixamar e preamar).

Para facilitar a análise dos campos de velocidade e leitura das intensidades dos vetores de correntes em determinados pontos da grade, foi feita uma correção manual das figuras diminuindo a quantidade de vetores do campo de velocidade, devido à alta resolução da grade no estuário (20 m a 100 m) e na região costeira (130 m a 300 m), causando grande aglomeração dos vetores e dificultando a sua leitura e interpretação.

A estimativa das isóbatas ao largo do pontal arenoso em Caravelas e na desembocadura em Nova Viçosa foi feita com base nas previsões da espessura da camada de água (Figs. 25 e 34).

4.1 – Estuário de Caravelas: campo de velocidades

a) Maré vazante (Preamar + 3 horas)

Os campos de velocidades médias na coluna de água de vazante nas marés de quadratura e de sizígia na preamar + 3 h nos dias 16 e 23/01/2008, aproximadamente às 12:00 h e às 07:00 h, respectivamente, são apresentados na Fig. 40a,b. A posição da estação A, utilizada para a validação do modelo, é indicada nessa figura.

Na quadratura observa-se um movimento de vazante no domínio estudado (Fig. 40a). No canal estuarino movimento é quase uniforme com intensidades que chegam a $0,7 \text{ m.s}^{-1}$, e na Barra Velha as velocidades se desintensificam estuário abaixo e atingem no máximo $0,3 \text{ m.s}^{-1}$. Na Boca do Tomba as correntes entre a margem esquerda e os baixios da margem oposta apresentam máximos com $\sim 0,6 \text{ m.s}^{-1}$ com cisalhamento lateral mais intenso. Devido às menores profundidades ao sul do pontal arenoso ($< 1,3 \text{ m}$) e às menores intensidades das correntes na quadratura o campo de velocidades nessa região é praticamente nulo.

Na sizígia os movimentos têm maiores intensidades e são observadas na região de estreitamento da Boca do Tomba com valores máximos de $\sim 1,0 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 40b). Na Barra Velha, com topografia muito distinta (mais larga e rasa) e maior área na seção transversal, os vetores de velocidades têm menores intensidades apresentando cisalhamento lateral ao norte da Boca do Tomba, chegando a valores próximos a $0,7 \text{ m.s}^{-1}$ na boca da barra. No canal estuarino as velocidades são mais intensas na região central com $\sim 0,9 \text{ m.s}^{-1}$, diminuindo nas proximidades da margem esquerda. Ao contrário da quadratura, devido às maiores intensidades das correntes de vazante na Boca do Tomba ($\sim 1,0 \text{ m.s}^{-1}$), a região ao sul do pontal arenoso apresenta as correntes cujo campo de velocidades divergente devido à deflexão para SE e NE com intensidades de até $0,5 \text{ m.s}^{-1}$.

Figura 40 – Campos de velocidades médias na coluna de água na vazante (preamar + 3 h) das marés de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e a região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. As isóbatas de ~1,3 m/1,5 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso.

b) Baixamar (estufa de vazante)

Os resultados teóricos dos campos de velocidades nas marés de quadratura e de sizígia na baixamar dos dias 16 e 23/01/2008, que ocorreram aproximadamente às 15:00 h e 10:00 h, respectivamente, são apresentados na Figura 41a,b.

Figura 41 – Campos de velocidades médias na coluna de água na baixamar das marés de quadratura **(a)** e de sizígia **(b)**, no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. As isóbatas de $\sim 0,7$ m/ $0,9$ m e $\sim 0,1$ m/ $0,3$ m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso.

Embora na baixamar, na quadratura observa-se a predominância de movimentos de vazante pouco intensos ($< 0,2 \text{ m.s}^{-1}$), mas pode-se observar movimentos de enchente pouco intensos na Boca do Tomba e na margem esquerda do canal estuarino. Ao longo da região central e na margem direita do canal estuarino os vetores de velocidade indicam movimentos de vazante quase

uniformes, com intensidades próximas a $0,2 \text{ m.s}^{-1}$, enquanto que na margem esquerda ocorrem correntes de enchente pouco intensas, que convergem para movimentos de vazante nas proximidades da estação de controle A, indicando a ocorrência de movimentos bidirecionais (Fig. 41a).

Entretanto, na sizígia (Fig. 41b), enquanto os movimentos de vazante têm suas velocidades bem menos intensas do que na quadratura, as velocidades de enchente se intensificam ($\sim 0,1 \text{ m.s}^{-1}$) na margem esquerda e fluem para o interior do canal estuarino ultrapassando a estação A. Na baixamar observa-se também a formação de um vórtice anticiclônico na região oeste da Barra Velha, enquanto que na quadratura a formação desse vórtice não é tão evidente (Fig. 41a,b). Estudos realizados por (Li & Weeks, 2009) apresentam observações de componentes verticais de velocidades de até $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ geradas pela formação de vórtices de pequena escala ($\sim 300 \text{ m}$ de diâmetro). O vórtice de pequena escala observado (Fig. 41b) apresentou uma vorticidade média $\sim 13 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, ou seja, cerca de duas ordens de grandeza maior que a vorticidade planetária $\sim 7,27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

No canal da Boca do Tomba velocidades de enchente de até $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ podem ser observadas na sizígia, enquanto na quadratura as velocidades máximas foram não somente menos intensas ($< 0,1 \text{ m.s}^{-1}$), mas também com sentido de vazante. Observa-se também na Figura 41 que a superfície livre do mar ao sul do pontal arenoso chega a um nível relativamente baixo, com profundidades inferiores à $\sim 0,7 \text{ m}$ para a sizígia e a quadratura, ocasionando a quase-exposição dos altos fundos (baixios) e velocidades praticamente desprezíveis.

Para a análise dos campos de velocidade na coluna de água os vetores de velocidade nas proximidades da superfície ($Z=-0,1$) e do fundo ($Z=-0,9$) são apresentados na baixamar nas condições de quadratura e de sizígia (Fig. 42a,b).

Na quadratura observa-se a ocorrência de movimentos de vazante com intensidades $< 0,2 \text{ m.s}^{-1}$ na camada superficial no canal estuarino, na Barra Velha e na Boca do Tomba, enquanto que nas proximidades do fundo predominam movimentos de enchente forçados pelo componente baroclínico da força de gradiente de pressão (Fig. 42a), com intensidades próximas às da superfície. Na Barra Velha os movimentos de enchente se intensificam para oeste e convergem com os movimentos da Boca do Tomba e ao longo do canal estuarino se concentram na margem esquerda, com fracos movimentos de vazante na margem direita.

Na sizígia a intensidade dos movimentos de enchente nas proximidades do fundo, devido ao efeito baroclínico, são em geral mais intensos ($< 0,3 \text{ m.s}^{-1}$) do que na quadratura (Fig. 42b). No canal estuarino, tal como ocorreu na quadratura, os movimentos de enchente também se concentram

na margem esquerda. Na Boca do Tomba os movimentos na camada superficial têm o mesmo sentido que no fundo, direcionam-se para a Barra Velha e retroagem em direção ao canal estuarino.

Devido às baixas profundidades ($< 0,3$ m) ao largo do pontal arenoso as velocidades nessa região são praticamente nulas tanto nas marés de quadratura como de sizígia.

Figura 42 – Campos de velocidades na baixamar das marés de quadratura (a) e de sizígia (b), no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. Isóbatas de $\sim 0,7$ m/ $0,9$ m e $\sim 0,1$ m/ $0,3$ m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso. Os vetores em vermelho e azul foram obtidos nas profundidades $Z = -0,1$ (superfície) e $Z = -0,9$ (fundo), respectivamente.

c-) Maré enchente (Baixamar + 3 horas)

O campo de correntes durante as marés de quadratura e sizígia, aproximadamente 3 horas após a estufa de vazante dos dias 16 e 23 e de janeiro de 2008, que ocorreram aproximadamente às 18:00 h e às 13:00 h, respectivamente, será analisado com base nos resultados teóricos da Figura 43a,b.

Figura 43 – Campos das velocidades médias na coluna de água na enchente (baixamar + 3h) das marés de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. As isóbatas de ~1,3 m/1,5 m indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso.

Nessa figura observa-se que as velocidades indicam movimentos de enchente forçadas pelo regime de mesomaré ocorrendo simultaneamente na Barra Velha (com intensidades máximas de $\sim 0,4 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 0,7 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e na sizígia, respectivamente) e na Boca do Tomba (com intensidades máximas de $\sim 0,7 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e $\sim 0,9 \text{ m.s}^{-1}$ na sizígia). As velocidades mais intensas ($0,8 \text{ m.s}^{-1}$) ocorreram na margem direita da Boca do Tomba, observando-se na junção com o canal estuarino um decréscimo acentuado da velocidade.

Na sizígia e no trecho oeste do canal estuarino onde sua largura aumenta observa-se movimentos mais intensos na margem direita ($\sim 0,7 \text{ m.s}^{-1}$) e na margem esquerda a intensidade do movimento é bastante reduzido, ocasionando cisalhamento lateral (Fig. 43b). Durante a enchente, mesmo após ter passado cerca de 3 horas após a baixamar, a superfície livre do canal ao largo do pontal arenoso apresenta um nível relativamente baixo, com profundidades inferiores a 1,5 m em ambas as condições de maré, resultando nessa região velocidades quase nulas (Fig. 43a,b).

d-) Preamar (estofa de enchente)

Resultados teóricos do campo de velocidades foram extraídos na preamar, próximo da estofa de enchente nas marés de sizígia e quadratura (Fig. 44a,b) nos instantes de tempo ($\sim 09:00 \text{ h}$ e $\sim 16:00 \text{ h}$ de 23 e 16/01.2008, respectivamente). Nessa figura observa-se que, tanto na quadratura como na sizígia, movimentos bidirecionais são observados no canal estuário de Caravelas, na Barra Velha e também na Boca do Tomba.

No canal estuarino e quadratura (Fig. 44a) observa-se um fraco movimento de enchente ($< 0,1 \text{ m.s}^{-1}$) na parte central do canal, aparentemente impulsionado pelas velocidades mais intensas de enchente que ocorrem na Boca do Tomba, enquanto que nas margens direita e esquerda pode-se observar movimentos em sentidos opostos. Os movimentos bidirecionais na Barra Velha apresentam vazante mais intensa ($\sim 0,15 \text{ m.s}^{-1}$) na margem esquerda, aparentemente intensificados devido à menor profundidade. Na Boca do Tomba os movimentos bidirecionais de enchente e vazante são bem definidos, com intensidade de até $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ e confinados entre a margem direita e os baixios ao largo do pontal arenoso, onde as correntes são praticamente desprezíveis.

Na sizígia observa-se uma corrente de $\sim 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ de vazante na margem esquerda e próximo da estação A, e um pouco mais a leste, parte desta corrente é defletida para a margem direita e inverte de sentido com um movimento para o interior do estuário (Fig. 44b). Na Barra Velha observam-se movimentos bidirecionais de vazante e enchente pouco intensos e com maior cisalhamento lateral na margem esquerda, onde ocorrem intensidades de até $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

Figura 44 – Campos das velocidades médias na coluna de água na preamar da maré de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. As isóbatas de $\sim 1,9 \text{ m}/2,1 \text{ m}$ e $\sim 2,6 \text{ m}/2,8 \text{ m}$ indicam as profundidades ao largo do pontal arenoso.

Na margem direita da Boca do Tomba observa-se na sizígia correntes de enchente pouco intensas, enquanto que na margem esquerda desse canal as correntes de vazante atingem intensidades de até $\sim 0,2 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 44b). Sobre os bancos de areia formados ao largo do pontal arenoso, o nível mais elevado da maré permite que as correntes se intensifiquem nessa área, e correntes com magnitude de $\sim 0,3 \text{ m.s}^{-1}$ podem ser observadas defletindo-se para SE e NE e convergindo com correntes menos intensas. Na quadratura (Fig. 44a) o nível do mar não foi alto o

suficiente para permitir que as correntes de menores intensidades pudessem fluir sobre esses bancos arenosos.

Para caracterizar os movimentos na coluna de água, vetores de velocidade são apresentados na preamar para as camadas de superfícies ($Z = -0,1$) e fundo ($Z = -0,9$), nas condições de maré de quadratura e sizígia (Fig. 45ab).

Figura 45 – Campos de velocidades na preamar das marés de quadratura (a) e de sizígia (b) no canal estuarino e na região dual de desembocaduras do estuário de Caravelas. Os vetores em vermelho e azul correspondem às profundidades de $Z = -0,1$ (superfície) e $Z = -0,9$ (fundo). As isóbatas de ~1,9 m/2,1 m e ~2,6 m/2,8 m indicam as profundidades ao longo do pontal arenoso.

Na camada superficial da quadratura o campo de velocidades apresenta-se bastante complexo, com movimentos de enchente e vazante com intensidade $<0,1 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 45a) e, nas proximidades do fundo as intensidades das correntes atingem cerca de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ exibindo movimentos de enchente na região central do canal estuarino, enquanto que nas proximidades das margens observa-se movimentos menos intensos de vazante. Na Barra Velha movimentos bidirecionais são também observados, sendo mais intensos os de vazante na margem esquerda ($\sim 0,15 \text{ m.s}^{-1}$), que são compensados por movimentos de enchente de menor intensidade. Por sua vez, na Boca do Tomba, observa-se que os movimentos de enchente, forçados pelo gradiente de pressão de natureza baroclínica, sofrem retroflexão escoando para o sul no canal delimitado pela margem direita e a rasa topografia do fundo ao sul do pontal arenoso.

Na sizígia o campo de velocidades nas proximidades do fundo exhibe movimentos de enchente nas duas barras sendo um pouco mais intensos na Boca do Tomba, onde atingem cerca de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 45b). Esses movimentos através das barras convergem para o canal estuarino e avançam além da estação de controle A, indicando a maior intensidade do efeito baroclínico na sizígia do que o observado na quadratura. Outra característica interessante de ressaltar é a circulação de pequena intensidade ao sul do pontal arenoso com movimentos divergentes que indicam a ocorrência de movimentos verticais nessa região.

4.2 - Estuário de Caravelas: estrutura longitudinal de salinidade

Resultados teóricos da variação da estrutura longitudinal da salinidade na região central do canal, estendendo-se parcialmente na zona de mistura do canal estuarino do rio Caravelas, são apresentados na baixamar e preamar durante as condições de maré de sizígia e de quadratura (Fig. 46a,b). Nos instantes de tempo de $\sim 15:00 \text{ h}$ e $\sim 10:00 \text{ h}$ dos dias 16 e 23/01/2008 e próximo à desembocadura, observa-se a ocorrência de valores de salinidade de $\sim 35,5$ para quadratura e a sizígia. A cerca de 12 km e nas proximidades do entroncamento dos rios Cupído e Jaburuna a salinidade decresceu para $\sim 29,5$ e $30,0$, respectivamente. Em ambas as condições de maré (quadratura e sizígia) os resultados teóricos foram bem similares, apenas indicando maior estratificação vertical na quadratura (Fig. 46a).

Figura 46 – Estruturas longitudinais da salinidade (em ups) no estuário de Caravelas na baixamar até a região da interligação dos rios Cupido e Jaburuna. Condições de quadratura **(a)** e sizígia **(b)**. Os valores de salinidade são indicados na escala de cores da barra vertical e a origem da seção longitudinal na Fig. 39b.

As estruturas longitudinais da salinidade na preamar das marés de quadratura e de sizígia nas mesmas datas anteriores, porém com ocorrências nos instantes de ~09:00 h e ~16:00 h, é apresentada na Figura 47a,b. Pelos resultados da simulação verifica-se nas proximidades da desembocadura valores de salinidade de ~36,4 e de ~36,0 para as marés de quadratura e de sizígia, respectivamente. Na zona de mistura e a 6 km de distância a salinidade diminui para ~34,5 (quadratura) e ~35,7 (sizígia), enquanto que nas proximidades da interligação entre os rios Cupido e Jaburuna a cerca de 12 km estuário acima, foram calculados valores da salinidade de ~31,0 e ~32,5 para as condições de quadratura e sizígia, respectivamente.

Figura 47 – Estruturas longitudinais da salinidade (em ups) no estuário de Caravelas na preamar até a região da interligação dos rios Cupído e Jaburuna. Condições de quadratura (a) e sizígia (b). Os valores de salinidade são indicados na escala de cores da barra vertical e a origem da seção longitudinal na Fig. 39b.

Na preamar, tanto quanto na quadratura como na sizígia (Fig. 47a,b), os campos de salinidades apresentam maiores diferenças quando comparados aos correspondentes resultados das salinidades nas condições de maré de sizígia e quadratura anteriores (Fig. 46a,b). No decorrer desse experimento e comparativamente aos resultados de quadratura, as isohalinas são mais estendidas e comprimidas longitudinalmente na sizígia. Como a descarga fluvial foi considerada constante nos três rios do estuário (Peruípe, Cupído e Jaburuna), a principal forçante para a compressão da isohalinas foi o efeito advectivo e difusivo da maré, e a ocorrência de valores de $S > 36,0$ indicam a intrusão da Massa de Água Tropical no canal estuarino atingindo distâncias de até 5,7 km.

4.3 – Estuário do rio Peruípe: campo de velocidades

As características hidrodinâmicas e termohalinas do estuário de Nova Viçosa localizado na entrada sul do SERCP foram validadas usando os dados de medições feitas nas estações C e E. Como já discutido no capítulo anterior, as maiores dificuldades de simular os campos de corrente ocorreram nessas estações. Tal como para o estuário de Caravelas, os resultados hidrodinâmicos são apresentados para quatro instantes de tempo do período da maré e inicialmente considerando apenas o campo de velocidades médias na coluna de água.

a) Maré vazante (Preamar + 3 horas)

Esses resultados teóricos são apresentados para os instantes de tempo de ~12:00 h e ~07:00 h dos dias 16 e 24/01/2008, para as condições de maré vazante de quadratura e sizígia, respectivamente (Fig. 48a,b). Nessas condições observa-se que as velocidades mais intensas ocorrem no canal estuarino do rio Peruípe com valores extremos de $\sim 0,8 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 1,1 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente. Devido ao aporte da descarga fluvial do rio que é adicionada às correntes de vazante do canal de interligação, resultam movimentos mais intensos que são defletidos para a direita no canal de desembocadura, principalmente na maré de sizígia, quando esses movimentos de vazante são direcionadas com intensidade de $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ para a margem direita devido à presença dos bancos arenosos. Esses valores contrastam com as correntes de baixa intensidade ($\sim 0,2 \text{ m.s}^{-1}$) observadas na quadratura na margem direita nas proximidades da saída do rio Peruípe (Fig. 48a).

Nessas condições da maré os movimentos de vazante na desembocadura a partir da linha de costa têm sua intensidade bastante reduzida e são defletidos principalmente para leste e à esquerda do movimento, embora uma pequena parcela das correntes também seja defletida para oeste. Devido às pequenas profundidades ($< 0,6 \text{ m}$) dos bancos arenosos da margem esquerda na quadratura, as velocidades nessa região são quase nulas na quadratura, enquanto que, com o aumento das profundidades para aproximadamente $1,3 \text{ m}$ na sizígia, movimentos com intensidade de $\sim 0,3 \text{ m.s}^{-1}$ podem ser observados nessa região fluindo para leste (Fig. 48a,b).

Figura 48 – Campo das velocidades médias na coluna de água na vazante (preamar + 3 h) das marés de quadratura (a) e sizígia (b) no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. A isóbata de ~1,3 m indica a profundidade sobre os bancos arenosos da margem esquerda.

b) Baixamar (estofa de vazante)

O campo de correntes na baixamar de quadratura e sizígia, nos instantes de tempo de 15:00 h e ~12:00 h de 16 e 24/01/2008, são apresentados na Figura 49a,b. Esses resultados teóricos apresentam um padrão de distribuição bem definido, com movimentos bidirecionais no canal estuarino na quadratura (com movimentos de enchente e vazante nas margens direita e esquerda,

respectivamente) com intensidades máximas próximas a $0,3 \text{ m.s}^{-1}$, e na sizígia o movimento é o unidirecional de vazante mais intenso até as proximidades da desembocadura, atingindo cerca de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$. Nessa região, que também é a junção com o canal de interligação, se observa um padrão de movimentos não bem definidos ao norte e ao sul da posição de controle C onde as velocidades são pouco intensas ($<0,1 \text{ m.s}^{-1}$).

Figura 49 – Campos das velocidades médias na coluna de água na baixamar das maré de quadratura (a) e sizígia (b) no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. As isóbatas de $\sim 0,7 \text{ m}$ e $\sim 0,1 \text{ m}$ indicam as profundidades sobre os bancos arenosos.

Tanto na quadratura, como na sizígia, observa-se na boca do estuário movimentos de enchente pouco intensos devido à forçante baroclínica que avançam em direção ao canal estuarino do rio Peruípe mas, ao norte da estação C, esses movimentos são forçados no sentido oposto pela descarga fluvial com intensidade $<0,2 \text{ m.s}^{-1}$, formando um vórtice ciclônico mais evidente na quadratura (Fig. 49a).

Ao longo da linha de costa os movimentos longitudinais na quadratura fluem de oeste para leste com pequena intensidade de até cerca de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$. Entretanto, na sizígia, nessa região os movimentos com sentido leste convergem bilateralmente com movimentos para oeste e a seguir fluem estuário acima com intensidades próximas a $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

Para as condições de maré de quadratura e sizígia e na região de bancos arenosos da margem esquerda, a altura da coluna de água diminui a valores inferiores a $0,7 \text{ m}$ e a circulação nessa região é praticamente desprezível (Fig. 49a,b).

Os campos de velocidades no estuário de Nova Viçosa também são apresentados nas camadas $Z=-0,1$ e $Z=-0,9$ (proximidades da superfície e fundo, respectivamente). Na baixamar da quadratura (Fig. 50a) os movimentos na camada superficial no canal estuarino do rio Peruípe são de vazante com pequena intensidade ($<0,2 \text{ m.s}^{-1}$), enquanto que no fundo as correntes de enchente indicam a circulação baroclínica com intensidades próximas a $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. No entorno da estação de controle C a circulação é bastante complexa e de pequena intensidade e na boca do estuário os movimentos de enchente são defletidos no sentido da margem direita, provavelmente topograficamente induzidos pelos altos fundos da margem oposta. Devido à baixa profundidade adjacente à margem esquerda da desembocadura os movimentos são praticamente nulos, mas ao largo os movimentos são convergentes e de enchente através da boca do estuário apresentando intensidades de até $0,45 \text{ m.s}^{-1}$.

(a)

(b)

Figura 50 – Campos de velocidades na baixamar das marés de quadratura (a) e de sizígia (b) no canal estuarino e na desembocadura do estuário de Nova Viçosa. Os vetores em vermelho e azul correspondem às profundidades de $Z = -0,1$ (superfície) e $Z = -0,9$ (fundo). As isóbatas de $\sim 0,7$ m e $0,1$ m indicam as profundidades sobre os bancos arenosos.

c) Maré enchente (Baixamar + 3 horas)

As correntes de enchente são apresentadas para os instantes de tempo de $\sim 18:00$ h e $\sim 15:00$ h de 16 e 24/01/2008) para as marés de quadratura e sizígia, respectivamente (Fig. 51a,b). Os resultados teóricos apresentam, embora com acentuadas diferenças de intensidades, similaridades

entre si, tais como: movimentos de enchente bifurcando-se ao norte para o canal estuarino do rio Peruípe e o canal de interligação com Caravelas e convergência bilateral de movimentos na região ao longo da linha da costa. O campo de vetores de corrente forçado pelo regime de mesomaré, apresentam velocidades barotrópicas de até $0,65 \text{ m.s}^{-1}$ e $\sim 1,1 \text{ m.s}^{-1}$ nas condições de maré indicadas acima, respectivamente.

Figura 51 – Campo dos vetores de velocidades médio na coluna de água próximo à baixamar + 3 h da maré de quadratura (a) e sizígia (b), no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. A isóbata de $\sim 1,3 \text{ m}$ indica a profundidade sobre os bancos arenosos.

Na quadratura e na sizígia os movimentos mais intensos ocorrem na região central do canal estuarino (próximos a $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,9 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente), observando-se cisalhamento lateral nas margens direita e esquerda mais intensos na sizígia. No canal de interligação com Caravelas os movimentos para o norte têm intensidades de $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,40 \text{ m.s}^{-1}$ na quadratura e sizígia, respectivamente.

Para os instantes simulados da maré enchente a superfície livre do mar ainda se encontra em um nível relativamente baixo, e o efeito do atrito de fundo nas áreas dos bancos de areia nas proximidades da margem esquerda da desembocadura reduz a intensidade das correntes a valores quase nulos.

d) Preamar (Estofa de Enchente)

Nos instantes próximos às preamares, ocorridos aproximadamente às 09:00 h e 16:00 h dos dias 16 e 24/01/2008, os resultados do modelo são apresentados da mesma forma que as simulações anteriores, ou seja, para as marés de quadratura e sizígia (Fig. 52a,b); embora na preamar a circulação apresenta valores de velocidade relativamente intensos de aproximadamente $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,7 \text{ m.s}^{-1}$, respectivamente.

Nessa figura observa-se na quadratura as seguintes características gerais; i) campo de velocidades pouco intensas ($<0,2 \text{ m.s}^{-1}$) e convergentes bilateralmente no canal estuarino do rio Peruípe, circulações ciclônicas na junção com o canal de interligação com Caravelas e também no entorno da estação C, porém mais intensa ($\sim 0,4 \text{ m.s}^{-1}$) na margem esquerda; ii) movimentos de vazante na desembocadura pouco intenso e com divergência para leste e oeste ao longo da linha de costa, e; iii) sobre os bancos arenosos onde a profundidade é inferior a 1,9 m a circulação é praticamente desprezível (Fig. 52a).

Os movimentos são mais intensos na sizígia (Fig. 52b). No canal estuarino do rio Peruípe observa-se a convergência de movimentos de vazante com os de enchente, ocasionando o fenômeno de retroflexão do campo de velocidade que se intensifica na margem direita ($\sim 0,7 \text{ m.s}^{-1}$). A circulação também é complexa no entorno da estação C e, diferentemente da quadratura, as maiores profundidades da região ao sul do pontal arenoso que chegam a cerca de 2,6 m, permitindo o escoamento mais intenso de movimentos de vazante (com extremos de $0,7 \text{ m.s}^{-1}$) para leste ao longo da linha de costa.

(a)

(b)

Figura 52 – Campo dos vetores de velocidades médias na coluna de água próximo à preamar da maré de quadratura (a) e sizígia (b) no canal estuarino e na desembocadura do estuário do rio Peruípe. As isóbatas de ~1,9 m e ~2,6 m indicam as profundidades sobre os bancos arenosos.

O efeito baroclínico é analisado a partir do campo de correntes da superfície e fundo na preamar (Fig. 53a,b). Similar aos resultados da região de Caravelas, os vetores de correntes da preamar na quadratura (Fig. 53a) indicam uma circulação bidirecional pouco intensa com movimentos de vazante e de enchente no canal estuarino do rio Peruípe e no canal de interligação com o estuário de Caravelas com correntes de até $\sim 0,3 \text{ m.s}^{-1}$. A circulação é bastante complexa no

entorno da estação de controle C e na boca do estuário os movimentos de enchente são pouco intensos e praticamente nulos sobre os bancos arenosos.

(a)

(b)

Figura 53 – Campos de velocidades na preamar das marés de quadratura (a) e de sizígia (b) no canal estuarino e na desembocadura do estuário de Nova Viçosa. Os vetores em vermelho e azul correspondem às profundidades de $Z = -0,1$ (superfície) e $Z = -0,9$ (fundo). As isóbatas de $\sim 1,9$ m e $\sim 2,6$ m indicam as profundidades sobre os bancos arenosos.

Na preamar da sizígia (Fig. 53b) a circulação baroclínica é praticamente imperceptível devido à quase coincidência do sentido de vazante das correntes de superfície e fundo no canal

estuário, e na junção com a interligação com Caravelas observa-se a formação de uma circulação anticiclônica nas proximidades do fundo. Devido a maior profundidade na sizígia a circulação sobre os bancos arenosos é para leste na coluna de água com intensidades de até $0,4 \text{ m.s}^{-1}$.

4.4 - Estuário de Peruípe: estrutura longitudinal de salinidade

Os resultados teóricos da variação da estrutura longitudinal da salinidade, estendendo-se parcialmente na zona de mistura no canal estuarino do rio Peruípe são apresentados para dois instantes de tempo do período da maré, estofas de vazante e de enchente (Figs. 54 e 55): ~15:00 h e ~10:00 h dos dias 16 e 23/01/2008, correspondentes à marés de quadratura e de sizígia, respectivamente. Os resultados são apresentados em dois trechos consecutivos aproximadamente ao longo da região central do canal estuarino com topografia de fundo muito acidentada. Os dois trechos têm ~ 2.850 m, sendo o primeiro com sub-índice (1) da desembocadura até a junção do rio Peruípe com o canal de ligação com o mar e o segundo, com sub-índice (2), a partir dessa junção ultrapassando a posição da estação E por cerca de 200 m. Estes dois trechos cobrem uma extensão de aproximadamente 5,7 km.

A comparação visual das estruturas longitudinais de salinidade apresentadas nas Figs. 54 e 55 indica como era de se esperar, maior estratificação vertical na quadratura e menor na sizígia, entretanto, os gradientes longitudinais de salinidade têm intensidades muito próximas. Na estofa de vazante e na desembocadura observa-se a ocorrência de valores de salinidade de ~31,0 (na superfície) até cerca de 32,5 (no fundo) para a quadratura (Fig. 54a₁), enquanto que na sizígia a estratificação vertical é menor e a coluna de água tem salinidade de ~31,0 (Fig. 54b₁). A cerca de 5 km da desembocadura e nas proximidades da estação E a salinidade na superfície decresceu aproximadamente de 14,0 e 15,0 para a quadratura e a sizígia, respectivamente, enquanto que no fundo as salinidades correspondentes são cerca de 15,0 e 16,0 (Figs. 54a₂,b₂).

Figura 54 – Estruturas longitudinais da salinidade no estuário do rio Peruípe na baixamar da desembocadura até as proximidades da estação E. Condições de quadratura (**a₁** e **a₂**) e de sizígia (**b₁** e **b₂**). Valores de salinidade (em ups) são indicados na escala de cores da barra vertical.

Os resultados da estrutura longitudinal da salinidade nas condições de preamar de quadratura e de sizígia (Fig. 55), que ocorreram aproximadamente às 09:00 h e 16:00 h dos dias 16 e 23/01/2008, respectivamente, apresentam em relação aos resultados da quadratura (Fig. 54) um grande aumento de salinidade ao longo da ZM; nas proximidades das desembocaduras os valores de salinidade são de ~ 35,5 e ~ 36,0, respectivamente (Fig. 55a₁,b₁), indicando a intrusão da massa de Água Tropical (AT) até cerca de 500 m da boca do estuário.

Na junção do rio Peruípe com o canal de ligação com o mar, a cerca de 3.000 m da boca, a salinidade diminui para ~ 31,0 e ~ 35,5 para a quadratura e a sizígia, respectivamente. À montante da estação E, e a cerca de 5,7 km da desembocadura, a salinidade decresceu para ~ 24,0 e ~ 32,5 para as marés de quadratura (Fig. 55a₂) e de sizígia (Fig. 55b₂), respectivamente.

Na preamar as maiores diferenças são encontradas entre as condições de sizígia e quadratura (Fig. 55a,b), quando comparados aos correspondentes resultados das salinidades na baixamar (Fig. 54a,b). Para o experimento de preamar as isohalinas são bem mais comprimidas na sizígia,

apresentado gradientes longitudinais de salinidade maiores para quaisquer faixas de quilômetro simulado. A descarga fluvial foi considerada constante no rio Peruípe, e a principal forçante para a compressão das isohalinas na preamar foi o efeito advectivo e difusivo da maré, similar ao que foi observado no estuário do rio Caravelas, mas com maior intensidade devido ao maior gradiente longitudinal de salinidade.

Figura 55 – Estruturas longitudinais da salinidade no estuário do rio Peruípe na preamar da desembocadura até as proximidades da estação E. Condições de quadratura (**a₁** e **a₂**) e de sizígia (**b₁** e **b₂**). Valores de salinidade (em psu) são indicados na escala de cores da barra vertical.

Capítulo 5 – Processos de transporte e tempo de residência

O modelo analítico (Seção 2.6 - Eq. 45) foi aplicado aos estuários dos rios Caravelas e Peruípe que compõe o SERCP e também para os estuários dos rios Curimataú (Brasil), Hudson (EUA), Conwy (UK) e Mersey, UK. Todas as características geométricas e parâmetros físicos necessários para a aplicação desse modelo foram obtidos da seguinte forma: i) para os estuários do SERCP esses dados foram calculados com base nos resultados deste trabalho, cobrindo distâncias longitudinais de acordo com o posicionamento das estações A, B, C e E, (Tabela 4) e; ii) para os demais estuários eles foram obtidos de várias publicações (Tabelas 5 a 8).

Para o estuário do rio Caravelas foi considerado um trecho com extensão aproximada de 12 km, cobrindo a região entre a desembocadura e a junção com os rios Cupído e Jaburuna (Fig. 9). Com isso procurou-se evitar complicações pela falta de medidas de vazão detalhada e do gradiente de salinidade para cada um destes dois afluentes do rio Caravelas. Vale ressaltar, que a disponibilidade de dados medidos para a validação do modelo numérico na estação B, localiza-se a apenas 3 km à jusante da junção com os rios Cupído e Jaburuna. Para o canal estuarino do rio Peruípe, foi considerado um trecho de 5 km da desembocadura até as imediações da estação de controle E.

5.1 – O Tempo residência nos estuários dos rios Caravelas, Peruípe, Curimataú, Hudson, Conwy e Mersey

a) Estuários de Caravelas e Nova Viçosa

Os canais estuarinos de Caravelas e de Nova Viçosa são relativamente rasos, com profundidades máximas de ~10 m nas proximidades das desembocaduras, decrescendo gradativamente estuário acima, com exceção de algumas partes dos canais onde também foram encontradas profundidades dessa ordem de grandeza. Com base na batimetria foi considerada a profundidade média h no intervalo de 7 ± 1 m e 8 ± 1 m para esses estuários, respectivamente. A estimativa da largura foi obtida com a ferramenta “régua” do programa “Google Earth”, com um intervalo para a largura média l (m) nos trechos considerados não excedendo 1 km. Com os dados da profundidade e largura médias foram calculados os valores mínimo e máximo das áreas das secções transversais e os correspondentes volumes dos trechos em questão. Em relação às vazões

mínima e máxima dos rios Peruípe e Caravelas elas foram obtidas com base nas Figuras 3 e 4, respectivamente e são apresentados na Tabela 4.

Os gradientes longitudinais médios de salinidade (em ups.m^{-1}) desses estuários foram calculados das simulações, cujos resultados dessa propriedade termohalina nas estofas de enchente e vazante foram apresentados no Capítulo 4 (seções 4.2 e 4.4). No estuário do rio Peruípe verifica-se que na quadratura o gradiente longitudinal de salinidade é da ordem de $10^{-3} \text{ ups.m}^{-1}$, sendo uma ordem de grandeza maior do que o do estuário do rio Caravelas [$O(10^{-4} \text{ ups.m}^{-1})$], enquanto para a sizígia ambos têm a mesma ordem de grandeza [$O(10^{-4} \text{ ups.m}^{-1})$]. Para a salinidade média foi considerado um intervalo aceitável de acordo com resultados do modelo ~26,0 -30,0, com valores um pouco inferiores da salinidade média no estuário do rio Peruípe. No estuário do rio Caravelas a salinidade média foi relativamente alta em ambas condições de maré ~33,5.

Tabela 4 – Características geométricas e parâmetros físicos dos estuários dos rios Caravelas e Peruípe (SERCP).

Característica/Parâmetros físicos	Estuário do rio Caravelas	Estuário do rio Peruípe
profundidade média - h (m)	6-7	7-8
largura média - l (m)	600-800	400-600
área transversal média - A (m^2)	$3,6-5,6 \times 10^3$	$2,8-4,8 \times 10^3$
distância longitudinal - L (m)	~12000	~5000
volume - V (m^3)	$43,2-67,2 \times 10^6$	$14-24 \times 10^6$
descarga do rio- Q (m^3s^{-1})	Q ~ 2 (mínima vazão)	Q ~ 20 (mínima vazão)
	Q ~ 9 (máxima vazão)	Q ~ 70 (máxima vazão)
gradiente longitudinal de salinidade - dS/L (m^{-1})	quadratura- (35,9-30,2)/L ~ $4,75 \times 10^{-4}$	quadratura- (31,6-23,4)/L ~ $1,6 \times 10^{-3}$
	sizígia- (36,0-31,5)/L ~ $3,75 \times 10^{-4}$	sizígia- (32-30,2)/L ~ $3,6 \times 10^{-4}$
salinidade na desembocadura - S (x = L)	quadratura ~ 35,9	quadratura ~ 31,6
	sizígia ~ 36,0	sizígia ~ 32,0
salinidade na posição inicial - S (x = 0)	quadratura ~ 30,2	quadratura ~ 23,4
	sizígia ~ 31,5	sizígia ~ 30,2
salinidade média - S	quadratura 32-34	quadratura 26-28
	sizígia 33-34	sizígia 28-30
difusão - D_h (m^2s^{-1}) fórmula de Fischer <i>et al.</i> (Eq. 44)	quadratura 24,1-178,9	quadratura 67,7-437,5
	sizígia 31,4-226,7	sizígia 324,1-2080

Para o estuário do rio Caravelas os valores dos coeficientes médios de difusão cinemático (D_h), calculados com a fórmula de Fischer *et al.* (1979), variaram nos intervalos $24,1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ — a $178,9 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, e $31,4$ — $226,7 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. No estuário do rio Peruípe foi obtido um intervalo maior de

variação desse coeficiente, a saber: na maré de quadratura variou de $67,7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $437,5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, e na sizígia de $\sim 324,1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $2.080 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

b) Estuários dos rios Curimataú, Hudson, Conwy e Mersey

Os dados necessários para a aplicação do método para os estuários dos rios Curimataú, Hudson, Conwy e Mersey são apresentados em conjunto no diagrama de advecção-difusão, de acordo com Andutta *et al.* (submetido). As características geométricas e os coeficientes físicos do estuário do rio Curimataú foram obtidas de Miranda *et al.* (2005, 2006) e Andutta *et al.* (2006) e são apresentadas na Tabela 5. Para o estuário do rio Hudson, nos EUA (Warner *et al.*, 2005) e os estuários britânicos Conwy (UK) (Turrell *et al.*, 1996) e Mersey (UK) (Bowden and Gilligan, 1971; Yan Wu *et al.*, 2005) esses valores numéricos são apresentados nas Tabelas 6, 7 e 8, respectivamente.

Tabela 5 – Características geométricas e parâmetros físicos do estuário do rio Curimataú, Brasil (Miranda *et al.*, 2005 e 2006; Andutta *et al.*, 2006).

Característica	Estuário do Rio Curimataú	
profundidade média - h (m)	6-7	
largura média - l (m)	250-350	
área transversal média - A (m ²)	1,5-2,75 x10 ³	
distância longitudinal - L (m)	~10000	
volume - V (m ³)	15-24,5 x10 ⁶	
descarga do rio- Q (m ³ s ⁻¹)	quadratura ~ 120	
	sizígia ~ 40	
gradiente longitudinal de salinidade - dS/L (m ⁻¹)	quadratura- (30-0)/L ~3,0x10 ⁻³	
	sizígia- (36-23)/L ~ 1,3 x10 ⁻³	
salinidade na desembocadura – S (x = L)	quadratura ~ 30,0	
	sizígia ~ 36,0	
salinidade na posicao inicial – S (x = 0)	quadratura ~ 0	
	sizígia ~ 23,0	
salinidade média - S	quadratura 15-18	
	sizígia 28-32	
difusão - D _h (m ² s ⁻¹) Hansen-Rattray	quadratura 250-800	
	sizígia 435-1400	
difusão - D _h (m ² s ⁻¹) fórmula de Fischer et al. (Eq.44)	quadratura 140-343	
	sizígia 492-919	
Estimativa da difusão horizontal K _h para o Estuário do Rio Curimataú usando a fórmula de Hansen-Rattray e os perfis verticais estacionários de salinidade de Miranda <i>et al.</i> , 2005		
Parâmetros	Quadratura	Sizígia
velocidade residual- u (ms ⁻¹)	~ 0,057	~ 0,016

salinidade ($x = 10\text{km}$) – $S_{\text{cabeceira}}$	~ 0		~ 23	
salinidade na boca – S_{boca}	~ 30		~ 36	
distância longitudinal - L (m)	~ 10000		~ 10000	
posição do perfil vertical x (m)	~ 5000		~ 5000	
parâmetro (v)	$\sim 0,65$		~ 1	
viscosidade vertical - K_z (m^2s^{-1})	$\sim 1 \times 10^{-4}$		$\sim 5 \times 10^{-4}$	
difusividade vertical - D_z (m^2s^{-1})	$\sim 1 \times 10^{-3}$		$\sim 1 \times 10^{-3}$	
tensão do vento - (Nm^{-2})	0		0	
profundidade média - h (m)	~ 6	~ 7	~ 6	~ 7
salinidade média - S_0	17,0-19	20,3-23,5	29,0-30,0	30,3-32,5
difusão horizontal - D_h (m^2s^{-1})	250-330	500-800	435-550	800-1400

Tabela 6 – Características geométricas e parâmetros físicos do estuário do rio Hudson, EUA (Warner *et al.*, 2005).

Característica	Estuário do Rio Hudson
profundidade média - h (m)	7,5-8,5
largura média - l (m)	$1,55-1,65 \times 10^3$
área transversal média - A (m^2)	$11,625-14,025 \times 10^3$
distância longitudinal - L (m)	~ 45000
volume - V (m^3)	$523-631 \times 10^6$
descarga do rio - Q (m^3s^{-1})	quadratura ~ 770
	sizígia ~ 550
gradiente longitudinal de salinidade - dS/L (m^{-1})	maré de quadratura $\sim 4,7 \times 10^{-4}$
	maré de sizígia $\sim 4,9 \times 10^{-4}$
salinidade na desembocadura – S ($x = L$)	quadratura $\sim 34,0$
	sizígia $\sim 36,0$
salinidade na posicao inicial – S ($x = 0$)	quadratura ~ 0
	sizígia ~ 0
salinidade média - S	quadratura 7,5-8,5
	sizígia 13-14
difusão - D_h (m^2s^{-1}) fórmula de Fischer <i>et al.</i> (Eq. 44)	quadratura 880-1210
	sizígia 1040-1360

Tabela 7 – Características geométricas e parâmetros físicos do estuário do rio Conwy, UK (Turrell *et al.*, 1996).

Características da geometria por segmentos						
segmento	distância do estreito de Deganwy (km)	compr. L (km)	largura l (m)	prof. h (m)	área $\times 10^3$ A (m ²)	volume $\times 10^6$ V (m ³)
a)	2,44-3,93	~ 1,5	~ 530	5,0-5,5	2,7-2,9	4,0-4,3
b)	3,93-7,86	~ 3,9	~ 430	4,5-5,0	1,9-2,2	7,6-8,4
c)	7,86-9,51	~ 1,7	~ 225	4,0-4,5	900-1013	1,5-1,7
d)	9,51-11,14	~ 1,6	~ 120	3,5-4,0	420-480	0,7-0,8
e)	11,14-14,32	~ 3,2	~ 90	3,0-3,5	270-315	0,9-1,0
total	2,44-14,32	~ 11,9	246-274	~ 5,0	1228-1368	14,6-16,2
Características da salinidade por segmentos						
segmento	volume relativo	ΔS (quadratura)	So (quadratura)	ΔS (sizígia)	So (sizígia)	
a)	$V_e/V_{total} \sim 0,27$	26,5-28,0	$S_a \sim 27,3$	30,0-32,0	$S_a \sim 31,0$	
b)	$V_b/V_{total} \sim 0,52$	15,0-26,5	$S_b \sim 20,8$	24,2-30,0	$S_b \sim 27,1$	
c)	$V_c/V_{total} \sim 0,10$	10,5-15,0	$S_c \sim 12,8$	20,5-24,2	$S_c \sim 22,4$	
d)	$V_d/V_{total} \sim 0,05$	5,0-10,5	$S_d \sim 7,8$	19,0-20,5	$S_d \sim 19,8$	
e)	$V_e/V_{total} \sim 0,06$	0,0-5,0	$S_e \sim 2,5$	13,9-19,0	$S_e \sim 16,5$	
total	$V_{total}/V_{total} = 1$	0,0-28,0	$S_{total} \sim 20,0$	13,9-32,0	$S_{total} \sim 26,7$	
<p>Notas: Profundidades médias por segmentos foram atribuídas considerando os limites de 5-5,5 metros para o primeiro segmento e decrescendo meio metro para cada consecutivo segmento. Para estimar a largura media de cada segmento a ferramenta de régua do Google Earth foi usada. A salinidade média para os ~11900 metros foi calculada utilizando a expressão ponderada pelo volume de cada segmento: $S_{total} = S_a \cdot \frac{V_a}{V_{total}} + S_b \cdot \frac{V_b}{V_{total}} + \dots + S_f \cdot \frac{V_f}{V_{total}}$.</p>						
Característica				Estuário do Rio Conwy		
profundidade média - h (m)				~ 5,0		
largura média - l (m)				1 246-274		
área transversal média - A (m ²)				1,23-1,34 $\times 10^3$		
distância longitudinal - L (m)				~ 11880		
volume - V (m ³)				14,6-16,2 $\times 10^6$		
descarga do rio - Q (m ³ s ⁻¹)				quadratura ~ 1,9		
				sizígia ~ 1,4		
gradiente longitudinal de salinidade - dS/L (m ⁻¹)				quadratura ~ 2,4 $\times 10^{-3}$		
				sizígia ~ 1,5 $\times 10^{-3}$		
salinidade na desembocadura - S (x = L)				quadratura ~ 34		
				sizígia ~ 36		
salinidade na posicao inicial - S (x = 0)				quadratura ~ 0		
				sizígia ~ 14		
salinidade média - S				quadratura ~ 19,19		
				sizígia ~ 26,46		
difusão - D _h (m ² s ⁻¹) fórmula de Fischer <i>et al.</i> (Eq.44)				quadratura 11,4-12,4		
				sizígia 18,3-20,0		

Tabela 8 – Características geométricas e parâmetros físicos do Estuário do Rio Mersey, UK (Bowden and Gilligan, 1971; Wu *et al.*, 2005).

Características da geometria por segmentos						
segmento	distância da desembocadura (km)	comp. L (km)	largura l (m)	prof. h (m)	área x10 ³ A (m ²)	volume V x10 ⁶ (m ³)
a)	0-4,4	~ 4,4	~ 1200	15-17	18,7-21,2	233-264
b)	4,41-7,86	~ 3,7	~ 1200	15-17	17,9-20,3	214-243
c)	7,86-12,83	~ 5	~ 2400	15-17	35,7-40,5	850-963
d)	12,83-20	~ 7,2	~ 3500	15-17	52,5-59,5	184-208
total	0-20	~ 20	~ 1400	15-17	15,7-17,7	313-355
Características da salinidade por segmentos						
segmento	volume relativo		ΔS		So	
a)	V _a /V _{total} ~ 0,07		S _a ~ 29,4-30,1		S _a ~ 29,75	
b)	V _b /V _{total} ~ 0,07		S _b ~ 28,7-29,4		S _b ~ 29,05	
c)	V _c /V _{total} ~ 0,27		S _c ~ 27,8-28,7		S _c ~ 28,25	
d)	V _d /V _{total} ~ 0,59		S _d ~ 24,9-27,8		S _d ~ 26,35	
total	V _{total} /V _{total} = 1		S _{total} ~ 24,9-30,1		S _{total} ~ 27,29	
Notes: Profundidades médias por segmentos foram atribuídas considerando os limites de 15-17 metros para todos os segmentos. Para estimar a largura media de cada segmento a ferramenta de régua do Google Earth foi usada. A salinidade média para os ~20 km foi calculada utilizando a expressão ponderada pelo volume de cada segmento: $S_{total} = S_a \cdot \frac{V_a}{V_{total}} + S_b \cdot \frac{V_b}{V_{total}} + ... + S_f \cdot \frac{V_f}{V_{total}}$.						
Característica					Estuário do Rio Mersey	
profundidade média - h (m)					15-17	
largura média - l (m)					1445	
área transversal média - A (m ²)					15,7-17,8 x10 ³	
distância longitudinal - L (m)					~ 20000	
volume - V (m ³)					313-355 x10 ⁶	
descarga do rio - Q (m ³ s ⁻¹)					Q _{min} 20-40 (valores típicos)	
gradiente de salinidade - dS/dx (m ⁻¹)					~ 2,6 x10 ⁻⁴	
salinidade na desembocadura – S (x = L)					~ 30,0	
salinidade na posicao inicial – S (x = 0)					~ 25,0	
salinidade média - S					~ 27,29	
difusão - D _h (m ² s ⁻¹)					11,42-12,44	
fórmula de Fischer <i>et al.</i> (Eq. 44)						

Os resultados das tabelas (4-8) foram utilizados no cálculo do tempo de residência dos estuários e são apresentados na Tabela 9. A solução analítica proposta por Hansen & Rattray (1965) foi utilizada no cálculo do coeficiente D_h apenas para o estuário do rio Curimataú, com o sub-índice (2) indicando seu uso, e a fórmula de Fischer *et al.* (Eq. 44) foi utilizada no cálculo do coeficiente D_h para os demais estuários considerados neste estudo.

Tabela 9 – Tempo de residência (T_{res}) em dias e escala do tempo advectivo e difusivo calculado usando a equação 45 para os estuários dos rios Caravelas, Peruípe, Curimataú, Hudson (EUA), Conwy (UK) e Mersey (UK). Contribuição do processo advectivo indicada por θ (Eqs. 46 ou Eq. 47), e resultados do tempo de residência usando o modelo LOICZ (Eq. 49).

Estuário do Rio Caravelas (CA)					
Condição	Escala do tempo difusivo T _{dif} (dias)	Escala do tempo advectivo T _{adv} (dias)	T _{res} (dias)	θ	T _{res} LOICZ
quadratura	9,3-69,2	55,6-388,9	8-58,7	0,14-0,17	2,8-40,1
sizígia	7,4-53,1	55,6-388,9	6,5-46,7	0,12-0,14	3,0-31,1
Estuário do Rio Peruípe ou Estuário de Nova Viçosa (P)					
quadratura	0,7-5,6	2,3-13,9	0,5-4,0	0,22-0,29	0,2-2,3
sizígia	0,2-1,2	2,3-13,9	0,2-1,1	0,08-0,09	0,1-1,6
Estuário do Rio Curimataú (C)					
(C _{n1}) quadratura	2,4-4,7	1,4-2,4	0,9-1,6	0,64-0,67	0,5-0,9 quadratura
(C _{n2}) quadratura	1,4-4,6	1,4-2,4	0,7-1,6	0,50-0,67	
(C _{s1}) sizígia	1,3-2,4	4,3-7,1	1,0-1,8	0,23-0,25	0,5-1,4 sizígia
(C _{s2}) sizígia	0,8-2,7	4,3-7,1	0,7-2,0	0,16-0,21	
Estuário do Rio Hudson (H)					
quadratura	19,4-26,6	7,9-9,5	5,6-7,0	0,71-0,74	4,3-5,3
sizígia	17,3-22,0	12,1-14,6	7,1-8,9	0,59-0,61	4,2-5,2
Estuário do Rio Conwy (CY)					
quadratura	131,3-143,0	89,9-99,7	53,4-58,7	0,59-0,60	31,8-35,3
sizígia	82,1-89,4	119,9-133	48,7-53,5	0,40-0,41	28,1-31,2
Estuário do Rio Mersey (M)					
vazão baixa	17,3-39,2	90,7-205,6	15,5-32,9	0,11-0,16	7,8-17,7

Para a confirmação dos resultados foi feita a comparação do cálculo do tempo de residência usando a equação 45 com a do modelo LOICZ (Eq. 48), com os resultados do modelo numérico aplicado ao estuário do rio Hudson.

O tempo de residência usando modelagem numérica previamente calibrada e validada foi estimado no trecho de 80 km do canal estuarino do rio Hudson (Warner *et al.* 2005; Warner *et al.*, 2010). Os resultados desse artigo em relação às estimativas do tempo de residência foram considerados como referência para testar a eficiência da formulação proposta e do modelo LOICZ.

Para o estuário do rio Hudson as estimativas do tempo de residência usando a formulação proposta e o LOICZ foram limitadas até a zona de máxima intrusão da salinidade ~45 km, trecho no qual foi realizada a estimativa da difusão característica usando a equação de Fischer *et al.* (1979) com as medidas do gradiente longitudinal de salinidade, a salinidade média do trecho considerado e a vazão do rio.

Para o estuário do rio Hudson foram calculados os tempos de residência médios de ~8 dias a 10 dias e de 8 dias a 9 dias para as marés de quadratura e sizígia, respectivamente. Os resultados dos tempos de residência calculados pela metodologia sugerida (Eq. 45) foram pouco inferiores aos resultados da modelagem, ~8 dias e ~6,5 dias para a quadratura e sizígia. Diferentemente, as estimativas usando o modelo LOICZ (Eq. 49) resultaram em valores inferiores a 5 dias, menos da metade do resultado calculado pelo modelo numérico. Os valores inferiores calculados pelo modelo LOICZ podem ser atribuídos à forma de calcular o fluxo dispersivo (Eq. 48), esta forma aplicada no modelo LOICZ pode estar superestimando o efeito difusivo. Isso implica que a formulação usada nesta tese (Eq. 45) apresente valores mais realísticos.

A dependência do tempo de residência T_{res} dos componentes advectivo T_{adv} e difusivo T_{dif} é apresentada na figura 56. Os sub-índices (_q) e (_s) representam condições de quadratura e sizígia, e para o estuário do rio Curimataú os sub-índices (₁) e (₂) denotam respectivamente as formulações matemática do H. Fisher e Hansen & Ratray, que foram utilizadas na estimativa da difusão característica do sistema. Foram obtidos os seguintes resultados: i) Para o estuário do rio Caravelas e observando-se as isolinhas dos valores de θ , verificou-se o predomínio do processo difusivo sobre o advectivo nas marés de quadratura e sizígia com $\theta \sim 0,1-0,2$; ii) No canal estuarino do rio Peruípe a difusão também foi o processo dominante em ambas marés, mas em comparação com o canal estuarino de Caravelas, o tempo de residência foi bem menor e não superou 7 dias, obtendo-se os seguintes índices percentuais para o tempo de residência: na sizígia o efeito difusivo contribuiu com cerca de 85-90 % ($\theta \sim 0,10$), enquanto que na quadratura a contribuição desse componente variou de 80% a 85 %.

No estuário do rio Curimataú observa-se a dominância do efeito difusivo sobre o advectivo na maré de sizígia, com $\theta \sim 0,16-0,25$. Diferentemente, na quadratura prevaleceu o processo advectivo com $\theta \sim 0,50-0,67$. Para o estuário do rio Conwy observou-se a mesma alternância do processo dominante nas condições de marés de quadratura e sizígia, porém de menor variância e com as respectivas contribuições do efeito advectivo e 59 % e 40%. Para o estuário do rio Mersey as características médias levaram ao cálculo do tempo de residência dominado pelo efeito difusivo, com a contribuição difusiva em 85-90%. Diferentemente, no estuário do rio Hudson o efeito advectivo prevaleceu em ambas condições de maré ($\theta > 0,50$).

Para o estuário do rio Conwy onde a descarga fluvial foi praticamente a mesma entre as marés de quadratura e a sizígia, verificou-se apenas uma pequena intensificação do efeito difusivo sugerindo então que as correntes mais intensas na sizígia promovem maior difusão e reduzem o tempo de residência.

Estuários com mesomaré (estuários do rio Curimataú, de Caravelas e de Nova Viçosa) e macromaré (estuário do rio Mersey), podem apresentar correntes de maré bem intensas dependendo da profundidade média do sistema. Estas correntes mais intensas levam ao aumento da difusão a qual contribui para a redução do tempo de residência de uma concentração qualquer no domínio. O estuário rio Curimataú com a profundidade média de ~ 7 m e a oscilação da maré de até 2,5 m mostrou-se extremamente dominado por difusão na sizígia (Fig. 56), assim como no caso dos estuários de Caravelas e Nova Viçosa cuja a maré foi de até 2,5 m na sizígia. Similarmente, o estuário do rio Mersey com profundidades de ~ 16 m sendo forçado pela maré de até 10,5 m, neste estuário foi verificada a dominância do termo difusivo de acordo com o diagrama de advecção-difusão (Fig. 56).

Figura 56 – Diagrama de advecção-difusão. O tempo de residência (em dias) indicado pela barra de cores (Eq. 42) e o parâmetro θ (Eq. 46) pelas linhas retas. São apresentados os resultados para os estuários do rio Caravelas (Ca), do rio Peruíbe (Pe), do rio Curimataú (C), do rio Hudson (H), do rio Conwy (CY) e do rio Mersey (M).

5.2 – O Tempo residência no canal estuarino dos rios Caravelas e Peruípe usando o modelo Lagrangeano

O conceito do tempo de residência deste tópico foi obtido de acordo com a definição (3) da Seção 2.5. Para o seu cálculo, usando o modelo Lagrangeano, o tempo médio para os diferentes grupamentos de traçadores cruzarem a desembocadura dos estuários de Caravelas e do rio Peruípe foi considerado com sendo o respectivo T_{res} . O modelo analítico proposto e o modelo LOICZ calculam um tempo de residência diferente desta definição, pois ambos calculam apenas um único valor, e não apresentam detalhes da distribuição espacial do tempo de residência, que em geral pode apresentar grande variação espacial (Monsen *et al.*, 2002). A distribuição espacial do tempo de residência pode ser calculada usando o modelo Lagrangeano com o lançamento de derivadores virtuais em diferentes partes do estuário, porém requer mais tempo para outras simulações (Wolanski, 2007).

A simulação com traçadores Lagrangenos foi utilizada com o intuito de estimar o tempo de residência nas duas principais entradas de acesso ao SERCP (Fig. 57). Os traçadores virtuais foram lançados em condições de maré de sizígia (baixamar + 3 horas). No canal estuarino do rio Caravelas os lançamentos foram em grupos nas distâncias da desembocadura de 3 km, 6 km, 9 km e 12 km. Nessas posições em que o tempo de residência foi inferior a duas semanas, na marcação dos 3 km o tempo de residência foi de 4 dias, e nas proximidades do entroncamento dos rios Cupído e Jaburuna, cerca de 12 km, chegando a ~10 dias. No estuário de Nova Viçosa foi feito o lançamento de traçadores a uma distância de ~ 2,5 e ~5,0 km da desembocadura. Aos 5 km da desembocadura o tempo de residência foi de 2,5 dias, e diminuindo para 1,5 dias para a distância de 2,5 km. Observando a distribuição longitudinal do tempo de residência em diferentes partes do canal estuarino do rio Caravelas, espera-se um resultado pouco menor do que 6,9 dias para a uma distância de 5 km da desembocadura deste canal. Esse resultado (6,9 dias) é cerca de três vezes o valor calculado para uma mesma distância no canal estuarino do rio Peruípe, confirmando então a importância da vazão do rio Peruípe na renovação bem mais rápida de suas água.

As estimativas do tempo de residência no estuário de Nova Viçosa usando o modelo lagrangeano (Fig. 57) foram coerentes e dentro dos intervalos obtidos com a formulação proposta e o modelo LOICZ (Tabela 9), e tendo como resultado o intervalo de 0,2 a 1,1 dias. Para o estuário de Caravelas também se obteve pela formulação proposta e o modelo LOICZ um intervalo coerente com os resultados numéricos. Os resultados do tempo de residência do estuário de Nova Viçosa foram comparáveis aos do estuário tropical do rio Curimataú (Andutta, 2006), com o tempo de residencia de aproximadamente 2 dias.

Figura 57 – Tempo de residência médio calculado usando traçadores Lagrangeanos nos estuários dos rios Caravelas e Peruípe. A topografia de fundo do domínio considerado é apresentada na barra de cores em metros. No estuário de Caravelas os grupamentos de traçadores lançados a distâncias de 3, 6, 9 e 12 km da desembocadura, e no estuário de Nova Viçosa a distâncias de 2,5 e 5 km da desembocadura.

Uma pequena quantidade de traçadores lançados no canal estuarino do rio Peruípe teve seu deslocamento para o canal de interligação entre os estuários de Nova Viçosa e Caravelas, estes traçadores ficaram aprisionados no sistema por um intervalo de tempo que excedeu um mês. O tempo de permanência destes traçadores aprisionados no canal de interligação foi desconsiderado para fins de cálculo do tempo de residência na região de Nova Viçosa, pois as simulações foram realizadas pelo período de um mês.

O deslocamento de alguns traçadores pelo canal de interligação indica uma circulação residual no sentido de Nova Viçosa para Caravelas, sendo coerente com o cálculo do fluxo residual da estação B (Fig. 17), localizada no canal de interligação e nas proximidades do canal estuarino de Caravelas (Fig. 1).

Capítulo 6 – Discussão e Conclusões

Usando os dados coletados nas campanhas de inverno e verão foi possível observar algumas das principais características das propriedades termohalinas e hidrodinâmicas do sistema estuarino dos rios Caravelas e Peruípe.

Os dados dessas campanhas apresentaram características bem similares entre si para a estrutura térmica, e diferindo pouco no valor médio da temperatura de $T \approx 25^{\circ}C$ no inverno e $T \approx 27^{\circ}C$ no verão. Sendo poucas as diferenças verificadas entre as observações dos perfis de salinidade e do componente longitudinal de velocidade para essas estações do ano (inverno e verão). Adicionalmente, a vazão calculada para o rio Peruípe usando medições da Agência Nacional de Águas (ANA) foi de $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, e a extrapolação da vazão conjunta dos rios Cupido e Jaburuna foi estimada em $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Esses valores de vazão são bem característicos da estação de inverno, cujo o intervalo de variação usando um fator de correção foi estimado em $20\text{-}30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Por estes motivos seria redundante aplicar simulações para condições tão próximas, além da necessidade de um tempo muito maior destinado as demais simulações. Em vista destas considerações, apenas os resultados da campanha de verão foram utilizados na implementação e validação do modelo.

Pelas medições em campo ficou aparente que as oscilações da maré nas estações próximas às desembocaduras em Caravelas (A) e em Nova Viçosa (C) apresentam as fases muito próximas entre si, confirmando assim a propagação da oscilação da maré na direção perpendicular à costa e de acordo com os resultados de Lessa & Cirano (2004) e Teixeira (2006). Caso a propagação da maré fosse predominantemente paralela à costa, a diferença de fase entre as estações A e C aumentaria proporcionalmente à distância de $\sim 25 \text{ km}$ que separa as entradas norte e sul do SERCP. Considerando a profundidade média na região costeira de $\sim 10 \text{ m}$ e a relação para o cálculo da velocidade de fase de uma onda de gravidade $v = \sqrt{gH}$, o tempo de propagação seria de aproximadamente 42 minutos.

As principais forçantes do SERCP foram a descarga fluvial e a maré, dando-se maior destaque para a maré no estuário de Caravelas devido ao pequeno aporte de água da bacia de drenagem, em concordância com os resultados de Pereira *et al.* (2010). Com base nos dados observacionais das estações C e E do estuário de Nova Viçosa, verifica-se que a maior vazão do rio Peruípe ($\sim 20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ - $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ocasiona a formação de gradientes verticais e longitudinais de salinidade bem mais intensos do que os do canal estuarino de Caravelas.

Durante as marés de quadratura e sizígia os perfis médios estacionários do estuário de Caravelas são bem característicos de um sistema bem misturado, facilitando assim a aplicação de modelos numéricos verticalmente integrados no estudo desta região. No entanto, para a região de Nova Viçosa o cisalhamento vertical das correntes, assim como a maior estratificação vertical da salinidade torna necessária à aplicação de modelo tri-dimensional para o estudo de suas características hidrodinâmicas e processos de mistura.

Com o método de validação do índice Skill foi possível quantificar os resultados de correntes de maré, da oscilação da maré e da variação local da salinidade usando medições nas estações de controle A, B e C, E localizadas nos estuário de Caravelas e de Nova Viçosa, respectivamente. Adicionalmente, foi possível realizar a comparação qualitativa das estruturas de salinidade simuladas teoricamente ao longo do canal estuarino do rio Caravelas usando resultados observacionais de Schettini & Miranda (2010).

Foram relatadas no texto algumas dificuldades de simulação para a obtenção da assimetria das correntes de maré. Para um melhor ajuste dessas correntes seria necessária a disponibilidade de informação precisa das regiões de alagamento do SERCP, da topografia, da densidade da cobertura vegetal das diferentes regiões de alagamento. São vários os fatores que influenciam essa assimetria, valendo ressaltar o trabalho de Wolanski (1992). Como discutido no texto, no estuário de Caravelas o pequeno aporte de água não seria capaz de justificar a assimetria observada na sizígia.

A utilização do modelo baroclínico com cinco camadas verticais forneceu uma boa quantidade de resultados ao longo dos canais estuarinos que compõe o SERCP, e também resultados na coluna de água. Esses resultados viabilizaram o estabelecimento de diversas análises comparativas e descritivas, determinando padrões da hidrografia e da circulação da zona de mistura do estuário, tais como:

- Avaliação da estrutura de velocidade ao longo dos canais estuarinos de Caravelas e Nova Viçosa, mediante ao balanço entre as forçantes maré e as descargas fluviais;
- Condições de ajuste da estrutura termohalina sob a ação da maré nas condições de quadratura e sizígia, e das descargas fluviais dos rios Caravelas e Peruípe;
- Estimativa do tempo de residência usando o modelo lagrangeano com lançamento de centenas de traçadores virtuais em diferentes partes do domínio.

Os resultados numéricos foram condizentes com a maioria dos objetivos pré-estabelecidos, sendo considerada bem adequada à metodologia empregada na solução do problema proposto neste trabalho. Com os resultados teóricos do campo de velocidade e salinidade podem-se destacar as seguintes conclusões:

- Para o estuário de Caravelas as maiores velocidades ocorreram na Boca do Tomba, chegando a ultrapassar $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ na enchente e vazante em determinados instantes da maré. Para a região de Barra Velha, com seção transversal mais ampla e rasa e maior área, os vetores de velocidade foram bem menos intensos, em concordância com os resultados de Schettini & Miranda (2010);
- No estuário de Nova Viçosa as correntes de maré chegaram a ultrapassar também intensidades de $1,0 \text{ m.s}^{-1}$, confirmando resultados de Pianca (2009), com a intensificação observada na região de estreitamento próximo à desembocadura, devido a presença dos bancos arenosos nas proximidades da margem esquerda;
- Foi simulada a intrusão da massa de Água Tropic (AT) nos quilômetros iniciais do canal estuarino do rio Caravelas, confirmando os resultados observacionais de Schettini & Miranda (2010). Esse fenômeno foi também observado e simulado na desembocadura do estuário de Nova Viçosa;
- Durante a preamar e a baixamar, por ocasião das menores velocidades barotrópicas, observou-se nas simulações regiões de movimentos bidirecionais os quais são forçados pela componente baroclínica da força de gradiente de pressão;
- O efeito baroclínico ficou bem mais visível na baixamar, com velocidades mais intensas nas proximidades da superfície na vazante e menos intensas nas proximidades de fundo na enchente.

O modelo numérico Delft-3D Flow foi usado no cálculo tempo de residência para os trechos de 12 km e 5 km dos canais estuarinos dos rios Caravelas e Peruíbe. Nesses trechos, o tempo de residência máximo foi de ~ 10 dias e $\sim 2,5$ dias, respectivamente. Estes resultados são coerentes com os calculados usando a formulação analítica (Eq. 45).

Para os seis estuários analisados observou-se que as estimativas do tempo de residência usando o modelo LOICZ (eq. 49) foram inferiores aos resultados obtidos pela formulação proposta (eq. 45), sugerindo a possível superestimativa do efeito difusivo desse modelo. Portanto, pode-se concluir que os resultados de T_{res} da formulação proposta certamente foram mais realísticos, tendo em vista que os tempos de residência do estuário do rio Hudson, calculados numericamente por Warner *et al.* (2010), foram coerentes com os resultados dessa formulação, enquanto que para esse estuário os T_{res} calculados pelo LOICZ foram cerca de 50% menores.

Para o SERCP verificou-se o processo difusivo foi dominante para a contribuição do tempo de residência, tendo o parâmetro θ calculado a contribuição do processo advectivo dentro dos intervalos 0,12-0,17 (estuário de Caravelas), e 0,08-0,29 (estuário de Nova Viçosa).

Para o estuário do rio Conwy com baixa vazão e praticamente constante (cerca de $1,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $1,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) durante a quadratura e sizígia, observou-se que a maré de sizígia promoveu o aumento do efeito difusivo, resultando em menor tempo de residência. Isso demonstra que as correntes mais intensas de maré foram as forçantes da maior dispersão e consequentemente a redução de tempo de residência.

A equação 45 pode ser utilizada para uma rápida estimativa do tempo de residência de sistemas estuarinos usando medições da descarga fluvial, das características geométricas do estuário tais como: profundidade média, largura e comprimento, além da difusão característica do sistema D_h ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$). Por sua vez, o uso do diagrama de advecção-difusão permite quantificar a contribuição relativa dos processos advectivos e difusivos para o tempo de residência em diferentes condições da maré.

Referências bibliográficas

- Abdelrhman, M.A., 2005. Simplified modeling of flushing and residence times in 42 embayments in New England, USA, with special attention to Greenwich Bay, Rhode Island. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences* 62, 339-351.
- Addad, J., 1997. Alterações Fluviais e Erosão Costeira. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 2(2), 21-44.
- Andrade, K.M., 2004. Comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 155p.
- Andutta, F. P., Ridd, P. V., Wolanski, E., Miranda, L. B. (submetido). The relative contribution of advection and diffusion to transport time scales.
- Andutta, F. P., 2006. Experimentos e Modelagem Numérica com Aplicação ao Estuário Tropical do Rio Curimataú, RN. Dissertação de mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 122p.
- Andutta, F. P., Miranda, L. B., Castro, B. M., Fontes, R. F. C., 2006. Numerical Simulation of the Hydrodynamic in the Curimataú Estuary, RN Brazil. *Oceanography and Global Changes*, SP-Brazil, 545-558.
- Araújo, M., Medeiros, C., Ribeiro, C., 1999. Energy balance and time-scales of mixing and stratification in the Jaboatão estuary, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Oceanografia* 47(2),145-154.
- Bowden, K.F. and Gilligan, R.M., 1971. Characteristic features of estuarine circulation as represented in the Mersey Estuary. *Limnology and Oceanography* 16(3), 490-502.
- Braunschweig, F., Martins, F., Chambel, P., Neves, R., 2003. A methodology to estimate renewal time scales in estuaries: the Tagus Estuary case. *Ocean Dynamics* 53, 137-145.
- Brown, B. E., 1997a. Adaptations of reef corals to physical environmental stress. *Advances in Marine Biology*, London, Academic Press Ltd. 31, 221-299.
- Brown, B E., 1997b. Coral bleaching: causes and consequences. *Coral Reefs* 16, S129-S138.
- Chaves, R.R., 1999. Variabilidade da precipitação na região Sul do Nordeste e sua associação com padrões atmosféricos. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 159p.
- Craig, A. 1957. The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon between the atmosphere and the sea. *Tellus* 9, 1-7.
- Davies, J. H., 1964. A Morphogenic Approach of World Shorelines. *Z. Geomorphology* 8, 127-142.
- Defant, A., 1960. *Physical Oceanography*. Pergamon Press, New york 2, 598p.

- Deleersnijder, R., Beckers, J.M., Delhez, E.J.M., 2006. On the behaviour of the residence time at the bottom of the mixed layer. *Environmental Fluid Mechanics* 6, 541-547.
- Delft Hydraulics, 2001. Delft-3D Flow Manual. Delft Hydraulics, Delft, Holanda.
- Dronkers, L., Zimmerman, J.T.F., 1982. Some principal of mixing in tidal lagoons. *Oceanologica acta*. Preceedings of the International Symposium on Coastal Lagoons, Bordeaux, France, 9-14 September, 1981, 107-117.
- Dyer & Taylor, 1973. *Estuaries: A physical Introduction*. 2nd Edition. John Wiley.
- Eckart, C., 1958. Properties of water, Part II. The equation of state of water and the sea water at low temperatures and pressures. *American Journal of Science* 256, 225-240.
- Fischer, H.B., List, E.Y., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H., 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press, New York, 483 p.
- Franco, A.S., 2000. Mares: Programa para previsão e análise. Manual, BSP, São Paulo, 36pp.
- Gaeta, S.A., Lorenzetti, J.A., Miranda, L. B., Susini-Ribeiro, S.M.M., Pompeu, M., Araujo, C.E.S., 1999. The Vitoria Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Brazilian Archive of Fishery and Marine Research* 47(2-3), 253-270.
- Geyer, W. R., Morris, J. T., Pahl, F. G., Jay, D. A., 2000. Interaction between physical processes and ecosystem structure: a comparative approach. In 'A Synthetic Approach to Research and Practice'. (Ed. J. E. Hobbie.), 177-206. (Island Press:Washington, DC.)
- Hancock, G. J., Webster, I. T., Stieglitz, T. C., 2006. Horizontal mixing of Great Barrier Reef waters: Offshore diffusivity determined from radium isotope distribution. *Journal of Geophysical Research* 111, C12019, 14pp.
- Hansen, D.V., Rattray, M. Jr., 1965. Gravitational Circulation in Straits and Estuaries. *J. Mar. Res.* 23(1), 102-122.
- Hansen, D.V., Rattray, M., 1966. New dimensions on estuarine classification. *Limnology and Oceanography* 11, 319-326.
- Ketchum, B. H., 1950. Hydrographic Factors Involved in the Dispersion of Pollutants Introduced into Tidal Waters. *J. Boston Soc. Civ. Engrs.* 37, 296-314.
- Kjerfve, B., 1987. Estuarine Geomorfology and Physical Oceanography. In: Day Jr., J.W., C.H.A.S. Hall, Kemp W.M. & Yanez-Arancibia, A. (eds.). *Estuarine Ecology*. New York, Wiley, 47-48.
- Knoppers, B., Meyerhofer, M., Marone, E., Dutz, J., Lopes, R., Leipe, T., Camargo, R., 1999a. Compartments of the pelagic system and material exchange at the Abrolhos Bank coral reefs, *Brazilian Archive of Fishery and Marine Research* 47(2-3), 285-306.

- Knoppers, B., Ekau, W., Figueredo, A. G., 1999b. The coast and shelf of east northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Letters* 19, 171-178.
- Leão, Z. M. A. N., Ginsburg, R. N., 1997. Living reefs surrounded by siliclastic sediments: the Abrolhos coastal reefs, Bahia, Brazil. In: *Proc. 8th Coral Reef Symposium, Panamá 2*, 1773-1778.
- Leão, Z. M. A. N., Kikuchi, R. K. P., Testa, V., 2003. Corals and coral reefs of Brazil. In: J. Cortés. (ed.). *Latin American coral reefs*. Amsterdam, Elsevier Science 9-52.
- Leipe, T.; Knoppers, B.; Marone, E.; Camargo, R., 1999. Suspended matter transport in coral reef waters of the Abrolhos bank Brazil. *Geo-Marine Letters* 19, 186-195.
- Lessa, G. C., Cirano, M., 2004. On the circulation of a coastal channel within the Abrolhos Coral-Reef system-Southern Bahia, *Brazilian Journal of Coastal Research* 39(SI), 450-453.
- Li, C., Weeks, E., 2009. Measurements of a small scale eddy at a tidal inlet using an unmanned automated boat, *Journal of Marine Systems* 75(1-2), 150-162.
- Lucas, L.V., Thompson, J.K., 2009. Why are diverse relationships observed between phytoplankton biomass and transport time?, *Limnology and Oceanography* 54(1), 381-390.
- Lundy, C.C., Brown, R.L., Adams, E.E., Birkeland, K.W., Lehning, M., 2001. A statistical validation of the snowpack model in a Montana climate, *Cold Regions Science and Technology* 33, 237-246.
- Medeiros, C., Kjerfve, B., 1993. Hydrology of a Tropical Estuarine System: Itamaracá, Brazil. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 36, 495-515.
- Miranda, L.B., Bérnago, A.L., Ramos e Silva, C.A., 2006. Dynamics of a tropical estuary: Curimataú/RN. *Journal of Coastal Research* 39, 697-701.
- Miranda, L.B., Bérnago, A. L., Castro, B.M., 2005. Interactions of river discharge and tidal modulation in a tropical estuary, NE Brazil. *Ocean Dynamics* 55(5-6), 430-440.
- Miranda, L.B., Castro, B.M., Kjerfve, B., 2002. *Princípios de Oceanografia Física de Estuários*. Editora da Universidade de São Paulo, Coleção Acadêmica, 424p.
- Monsen, N.E., Cloern, J. E.; Lucas, L. V.; Monismith, S. G., 2002. A Comment on the Use of Flushing Time, Residence Time, and Age as Transport Time Scales. *Limnology and Oceanography* 47(5), 1545-1553.
- Newton, A, Icely, J., 2007. Land Ocean Interactions in the Coastal Zone, LOICZ: Lessons from Banda Aceh, Atlantis, and Canute. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77(2), 181-184.
- Nonaka, R. H., Matsuura, Y., Suzuki, K., 2000. Seasonal variation in larval fish assemblages in relation to oceanographic conditions in the Abrolhos Bank region off eastern Brazilian Fishery Bulletin 98, 767-784.

- Officer, C. B., 1980. Box models revisited, p. 65-114. In P. Hamilton and K. B. Macdonald (eds.), *Estuarine and Wetland Processes with Emphasis on Modeling*. Plenum Press, New York.
- Orfila, A., Jordi, A., Basterretxea, G.V., Marba, N., Duarte, C.M., Werner F.E, Tintoré, J., 2005. Residence time and *Posidonia oceanica* in Cabrera Archipelago National Park, Spain. *Continental Shelf Research* 25, 1339-1352.
- Paiva, M. P. (coord.), Fonteles-Filho, 1997. Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil. Programa REVIZEE - Recursos pesqueiros. FEMAR/SECIRM/MMA, 237p.
- Pereira, M.D., Siegle, E., Miranda, L.B., Schettini, C.A.F., 2010. Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: estuário de Caravelas (BA), *Revista Brasileira de Geofísica* 28(3), 427-444.
- Pereira, M.D., 2010. Caracterização sazonal da hidrodinâmica e de transporte de material particulado em suspensão em um estuário dominado por maré: estuário de Caravelas (BA). Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 42p.
- Philips, N.A., 1957. A co-ordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology* 14.
- Pianca, C. P., 2009. Dinâmica de bancos e pontais arenosos associados à desembocadura do estuário de Caravelas, BA. Dissertação de mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 117p.
- Prager, E.J., 1991. Numerical simulation of circulation in a caribbean-type backreef lagoon. *Coral Reefs* 10, 177-182.
- Prandle, D., 1984. A modeling study of the mixing of ^{137}Cs in the seas of the European continental shelf. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences* 310, 407-436
- Pritchard, D.W., 1955. Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 81, No 717, 1-11.
- Rogers, C.S., 1990. Responses of coral reefs and reef organisms to sedimentation. *Marine Ecology Progress Series* 62, 185-202.
- Savenije, H.H.G., 2005. *Salinity and Tides in Alluvial Estuaries*. Elsevier, Amsterdam. 194 pp, approx. US \$ 57.
- Schettini, C.A.F., Miranda, L.B., 2010. Circulation and Suspended Matter Transport in a Tidally Dominated Estuary: Caravelas Estuary, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Oceanografia* 58(1), 1-11.

- Silveira, I. C. A., Brown, W. S., Flierl, G. R., 2000. Dynamics of the North Brazil Current Retroflection Region from the WESTRAX Observations. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, Estados Unidos 105(C12), 28559-28583.
- Spivakovskaya, D., Heemink, A. W., Deleersnijder, E., 2007. Lagrangian modelling of multi-dimensional advection-diffusion with space-varying diffusivities: theory and idealized test cases, *Ocean Dynamics* 57, 189–203.
- Summerhayes, C., Melo, U.D., Barreto, H., 1976. The influence of upwelling on suspended matter and shelf sediments off southeastern. *Brazilian journal of sedimentology. Petrology* 46(4), 819-828.
- Teixeira, C.E.P., 2006. Caracterização e Variabilidade da Hidrodinâmica da Zona Costeira Adjacente ao Banco de Abrolhos. Dissertação de mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 93p.
- Tomascik, T., Sander, F., 1985. Effects of eutrofication on reef-building corals. I. Growth rate of the reef-building coral *Montastrea annularis*. *Marine Biology* 87, 143-155.
- Turrell, W.R., Brown, J., Simpson, J. H., 1996. Salt Intrusion and Secondary Flow in a Shallow, Well-mixed Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 42, 153-169.
- Wang, Y., Ridd, P. V., Heron, M. L., Stieglitz, T. C., Orpin, A. R., 2007. Residence time of solutes and pollutants in the central Great Barrier Reef lagoon, Australia. *Marine and Freshwater Research* 58, 778-791.
- Uittenbogaard, R. E., 1998. Model for eddy diffusivity and viscosity related to sub-grid velocity and bed topography, Technical report.
- Warner, J.C., Geyer, W.R., Lerkzak, J.A., 2005. Numerical Modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment. *Journal of Geophysical Research* 110(C05001), 1-13.
- Warner, J.C., Geyer, R.W., Arango, H.G., 2010. Using a composite grid approach in a complex coastal domain to estimate estuarine residence time. *Computers and Geosciences Computers & Geosciences* 36, 921-935.
- Willmott, C. J., 1981. On the validation models. *Physical Geography* 2, 184-194.
- Wolanski, E., 1992. Hydrodynamics of mangrove swamps and their coastal waters. *Hydrobiologia* 247, 141-161.
- Wolanski, E., 2007. *Estuarine ecohydrology*. Elsevier, The Netherlands, 168 p.
- Wu, Y., Falconer, R.A, Lin,B., 2005. Modelling tracer metal concentration distribution in estuarine waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64, 699-709.
- Zheng, C & Bennett, G.D., 2002. *Applied contaminant transport modeling*. Wiley, New York.

- Zheng, C., Wang, P.P., 1999. MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide, contract report SERDP-99-1. US Army engineer research and development center, Vicksburg, MS.
- Zimmerman, J.T.F., 1988. Estuarine residence times, p. 75–84. In B. Kjerfve [ed.], *Hydrodynamics of estuaries 1*, CRC Press.